Editor: Universidad de Granada.Tesis Doctorales
Autor: Rafael Carvajal Lachica
ISBN: 978-84-9125-408-9
URI: http://hdl.handle.net/10481/41717

El doctorando D. Rafael Carvajal Lachica y los directores de la tesis doctoral D. Carlos Sanz de Galdeano Equiza y D. José Miguel Azañón Hernández garantizamos al firmar esta tesis doctoral, que el trabajo ha sido realizado por el doctorado bajo la dirección de los directores. Y hasta donde nuestro conocimiento alcanza, en la realización del trabajo se han respetado los derechos de otros autores a ser citados, cuando se han utilizado sus resultados o publicaciones

Granada a 30 de Octubre de 2015

Los directores

Fdo. Carlos Sanz de Galdeano Equiza Fdo. José Miguel Azañón Hernández

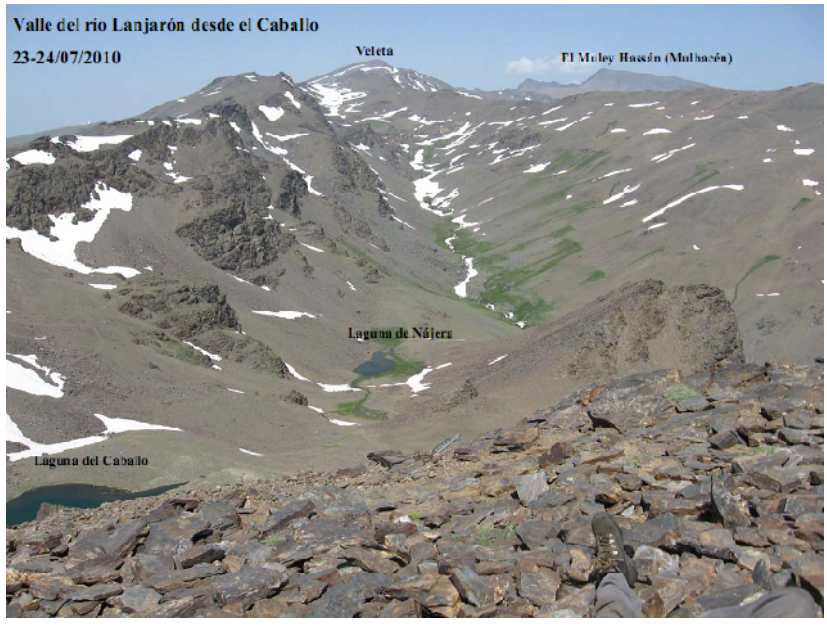
El doctorando

Fdo. Rafael Carvajal Lachica

“Estamos habitando la Tierra con permiso interestelar”.

“Las Estrellas se mueven… nuestro planeta se mueve… el suelo se mueve”

Rafael Carvajal Lachica



Agradecimientos:

Deseo comenzar los agradecimientos por ***Carlos Sanz de Galdeano****, y* ***José Miguel Azañón Hernández****, ambos directores de esta Tesis Doctoral. Creo que han sabido apoyar la investigación que la fundamenta. Tengo que destacar que desde su comienzo este trabajo estuvo apoyado por proyectos de los cuales eran investigadores principales, y que en todo momento conté con los materiales necesarios para la realización de esta investigación. Especialmente, quiero agradecerles el empeño que demostraron y supieron transmitirme en la realización y el análisis de aspectos cartográficos y de observaciones detalladas de campo como base para cualquier análisis estructural o interpretación tectónica. Han sido muchas las correcciones científicas que hemos tenido a lo largo de estos años y de todas pude extraer ideas o posibilidades interesantes y de directa aplicación en este estudio. Desde un enfoque personal, les agradezco su constante apoyo y su continua y muy meritoria dedicación sin los cuales esta tesis no hubiese sido posible. Mi gratitud más sincera por haber estado siempre ahí, desde el principio del todo, por su orientación y disposición incondicional, porque han hecho una gran labor crítica y de supervisión, ayudando a aumentar en gran medida la calidad de esta tesis. Siempre he encontrado en ellos ayuda y facilidades para el desarrollo de los contenidos de este trabajo, así como de la gestión necesaria para su depósito y presentación. Quiero agradecer las valiosas discusiones sostenidas con ellos, tanto en la zona de campo estudiada, como en conversaciones de gabinete; las ideas que he podido extraer de ellas, y por lo mucho que de su experiencia y conocimientos he podido aprender estos últimos años, así como por sus continuos ánimos. Me han apoyado sin descanso, tanto desde un punto de vista científico, como en lo que es más importante, desde un punto de vista personal. Agradezco sus ideas y consejos rebosantes de sentido común, y su ayuda inestimable en los aspectos relacionados con la interpretación de estructuras.*

Mi gratitud sincera a ***José Vicente Pérez Peña****, que me acogió y orientó muy bien; por su gran disponibilidad, pues siempre que necesité algo me lo facilitó muy cordialmente. Es un magnífico investigador, y yo he aprendido mucho de él, sobre todo en el desarrollo de la última publicación, en la que estamos los dos, junto a prestigiosos investigadores. Agradezco sus consejos y valiosas opiniones acerca de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) que constituyen hoy en día una de las herramientas más*

útiles para la representación, gestión, y análisis de datos espaciales realizados en trabajos anteriores, y que yo he utilizado en esta Tesis.

Quiero agradecer también a los profesores del ***Departamento de Geodinámica****, que me ayudaron en las formaciones complementarias que obtuve al realizar los cursos de doctorado y el Máster de Geología; ellos son* ***Antonio Azor, José Benavente, Guillermo Booth-Rea, Mª Luisa Calvache, Ana Crespo, Jesús Galindo, Antonio Jabaloy, Manuel López Chicano y José Miguel Martínez Martínez.***

A ***Jesús Yesares*** *que tanto me ayudó con la instalación de varios programas de ARC-GIS, y me hizo sentirme satisfecho en momentos en los quizá él no se imagine.*

Mi agradecimiento, también, para ***José Chacón*** *y* ***El Hamdouni****, que me iniciaron en trabajos de geomorfología relacionada con la tectónica activa.*

Asimismo, quiero agradecer a la empresa ***PRINUR*** *del* ***GRUPO SACYR*** *las facilidades que le ha dado a este Geólogo, nombrándolo Jefe de Producción, Calidad y Medio Ambiente de diversas e importantes obras de construcción, y como Jefe de Operaciones en diversos Centros de Conservación de Carreteras. Todo ello permitiéndome compaginar mi trabajo, de la mejor manera posible, con los trabajos de investigación y elaboración de esta tesis.*

Y especialmente expreso mis agradecimientos a ***mi FAMILIA****, a quien quiero dedicar esta tesis. A mi cariñosa* ***mujer, Mª José****, que tanto me ha aguantado para que pudiera terminar este trabajo, y que tantos conocimientos tiene ya de la Tectónica Activa, casi tantos como muchos geólogos e investigadores, pues ha sufrido serios, profundos y cansinos discursos míos. A* ***mis hijos, Jose Cristóbal****, y su mujer* ***Andrea****, y* ***Mª Amalia****, y su marido* ***Francisco****, y a* ***mi nieto Julio*** *que también me quiere mucho, (como yo a todos ellos).*

Muchas gracias

Cuando quieras emprender algo,
habrá mucha gente que te dirá que no lo hagas,
cuando vean que no te pueden detener,
te dirán cómo lo tienes que hacer,
y cuando finalmente vean que lo has logrado,
dirán que siempre creyeron en ti.
[Marvell]

RESUMEN

Sierra Nevada, situada en la parte central de la Cordillera Bética, es el conjunto montañoso más elevado de la península Ibérica. Su estructura general es un pliegue de gran radio con buzamientos generalizados a favor de las laderas. Su núcleo está ocupado por el complejo Nevado-Filábride, mientras que en buena parte de sus bordes aflora el Alpujárride, y generalmente ya aún en una posición más externa, existen materiales neógenos y cuaternarios situados en las cuencas limítrofes de Guadix-Baza (al N de Sierra Nevada), de Granada (al O), y la del corredor de las Alpujarras, una larga zona deprimida en parte ocupada por sedimentos neógenos, al sur de Sierra Nevada.

Existen en ella fuertes pendientes controladas en algunos casos por contrastes litológicos y en muchos otros por la citada estructura y por fallas. Todo ello produce un fuerte y activo encajamiento de la red de drenaje. Estos rasgos son los que determinaron la realización de la presente tesis de aplicación de índices geomorfológicos, con el fin de valorar el grado de actividad tectónica que presenta Sierra Nevada y su entorno.

Los rasgos morfológicos más destacables en los que se ha hecho el estudio de los índices son:

1) El borde occidental de Sierra Nevada y la parte oriental de la cuenca de Granada, donde existen subcuencas prácticamente perpendiculares a los frentes montañosos allí existentes, muy estrechas en sus cabeceras y partes altas, hasta desembocar en las zonas más abiertas de la Vega. La mayor parte de ellos desembocan en el río Genil, y lo mismo ocurre en el sector nororiental de la cuenca de Granada, cuyo principal río es el Darro, al que llegan varios afluentes importantes que bajan desde las estribaciones de Sierra Arana, Cogollos, Alfacar y Huétor.

2) Al sur de Sierra Nevada, un conjunto de afluentes subparalelos y fuertemente encajados, cruzan perpendicularmente el frente montañoso general del sur de Sierra Nevada, donde existen importantes roturas de pendiente. En el corredor de las Alpujarras, los tributarios confluyen en los cauces principales de los ríos Guadalfeo, Adra y Andarax.

3) En el borde norte, que limita con la cuenca de Guadix-Baza, desembocan los ríos que llevan sus aguas desde alturas entre 1000 y 3400 m.

Estos bordes de Sierra Nevada están limitados por fallas de distinta orientación, importancia y con desplazamientos que se han prolongado en el tiempo de forma

desigual. A su vez, dichos bordes constituyen frentes montañosos de muy diferente orientación y longitud, parte de los cuales presentan rasgos que permiten ser clasificados como activos.

En esta tesis se definen los frentes montañosos que orlan Sierra Nevada y se caracterizan aquellos que son considerados activos desde el Tortoniense. Además se calculan numerosos índices geomorfológicos capaces de valorar la actividad tectónica (sinuosidad del frente montañoso, índices del gradiente longitudinal del río, de encajamiento del río, de la forma y de asimetría de la cuenca, índices de las curvas hipsométricas, el análisis del relieve local, el índice de la pendiente normalizada y el índice de concavidad) en las cuencas de Granada, Guadalfeo, Adra, y Andarax. Se analizan especialmente los frentes montañosos del sur y oeste de Sierra Nevada, y los de la sierra de Gádor que son los que presentan parámetros de actividad reciente. Estos frentes presentan altos gradientes en los perfiles longitudinales de los ríos que los cruzan, además de altos valores de encajamiento y cuencas muy alargadas. Estos resultados muestran el progresivo levantamiento de las sierras Nevada y Gádor. Destaca también la existencia de una zona de falla situada en el borde sur del corredor de las Alpujarras, bien marcada por varios índices. Se concluye que aunque pueden utilizarse diferentes escalas, la mejor escala para este tipo de análisis es la 1:25.000.

Los Sistemas de Información Geográfica (SIG) se han utilizado para el análisis de las redes de drenaje y cuencas hidrográficas: la pendiente de los ríos y la hipsometría de las cuencas. Estas aplicaciones se han desarrollado para Arc-GIS que permiten el uso de métodos geoestadísticos que mejoran notablemente los resultados. Un ejemplo de estas aplicaciones es la extensión CalHypso que permite la extracción automática de múltiples curvas hipsométricas a partir de datos de modelos digitales de elevación. Esta extensión también calcula los momentos estadísticos relacionados con la curva hipsométrica mediante la aplicación de ajustes polinómicos. Su aplicación en el presente trabajo muestra notorias diferencias entre las curvas de la vertiente N y S de Sierra Nevada, relacionadas con el diferente grado de actividad de ambos bordes. Los estadígrafos usados sugieren una disminución de la erosión hacía el Este, provocada probablemente por una disminución de la actividad tectónica.

En este trabajo se ha calculado la integral hipsométrica para una malla cuadrada regular que permite evitar posibles dependencias del área y forma de la cuenca. Los valores de hipsometría obtenidos mediante esta nueva metodología muestran una fuerte correlación con la distribución actual de fallas normales. Los máximos de HI se

localizan en los bloques de muro de estas fallas normales, donde se produce elevación activa y el relieve está siendo disectado por la red de drenaje actual, también en regiones elevadas en relación con anticlinales o donde el levantamiento epi-orogénico no ha sido contrarrestado por la extensión local.

Los principales resultados del estudio realizado muestran que los bordes oeste y sur de Sierra Nevada, limitados por importantes fallas, presentan una notoria actividad. Por el contrario, en el borde norte, aunque también existen fallas en el interior de la cuenca, éstas son actualmente inactivas o presentan poca actividad, y lo que se suele observar es una discordancia de los sedimentos neógeno-cuaternarios de la cuenca de Guadix-Baza sobre el basamento metamórfico de la Sierra. Igualmente, las curvas hipsométricas obtenidas sugieren que las cuencas de drenaje de la vertiente norte están en un estadío erosivo más avanzado, siendo menos activas tectónicamente que las del borde sur. La ausencia de fallas activas en el borde norte, junto a la altitud media de la cuenca de Guadix-Baza (situada aproximadamente 500 metros más alta que la vecina cuenca de Granada), sugieren que el levantamiento de la misma se está produciendo solidariamente con el levantamiento regional de Sierra Nevada.

Los valores de Ksn calculados a lo largo de todo el macizo de Sierra Nevada son congruentes con estos resultados y con los valores de Be^{10} (isótopos cosmogénicos) estimados en trabajos recientes. La comparación de los valores obtenidos por todos los índices en los distintos bordes de Sierra Nevada, indica que la red hídrica de este macizo refleja perfectamente el grado de actividad tectónica de la misma y los diferentes niveles de base de cada uno de sus bordes. Los perfiles de los ríos del norte tienen un alto índice de concavidad mientras que los del sur tienen una geometría convexa, que se asocia comúnmente a la topografía rejuvenecida. Por tanto, puede concluirse que en Sierra Nevada existe un equilibrio entre los procesos de levantamiento y denudación.

APLICACIÓN DE ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS AL ESTUDIO DE LA TECTÓNICA ACTIVA EN EL ENTORNO DE SIERRA NEVADA (GRANADA)

Rafael Carvajal Lachica

- - - - - - -

ÍNDICE DE CONTENIDOS

1. Introducción Pág 12
   1.1. Objetivos de la Tesis " 12
   1.2. Antecedentes " 14
      1.2.1. Área de estudio " 14
      1.2.2. Índices geomorfológicos " 17
   1.3. Contexto general de la Cordillera Bética " 19
   1.4. Rasgos geológicos generales del área estudiada " 24
      1.4.1. Sierra Nevada " 24
      1.4.2. El borde oriental de la cuenca de Granada, en la zona occidental de Sierra Nevada Pág 26
      1.4.3. El corredor de las Alpujarras " 29
      1.4.4. La cuenca de Guadix-Baza " 32
   1.5. Rasgos morfológicos generales del área estudiada " 33
2. Índices geomorfológicos aplicados " 39
   2.1. Índices de los frentes montañosos " 41
   2.2. Índice del gradiente de los perfiles longitudinales " 44
   2.3. Índice de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos Pág 46
   2.4. Índice de la forma de la cuenca " 47
   2.5. Índices de asimetría de la cuenca " 48
   2.6. Análisis de las curvas hipsométricas " 50
   2.7. Análisis del relieve local " 51
   2.8. Índice de la pendiente normalizada y el índice de concavidad " 52
3. Cálculo de los índices geomorfológicos aplicando sistemas de información geográfica Pág 54
4. Definición y ubicación de los frentes montañosos en el área estudiada " 56
   4.1. Frentes en el sector occidental de Sierra Nevada " 57
      4.1.1. Tramos o frentes montañosos subordinados del sector NO del borde occidental de Sierra Nevada Pág 60
         4.1.1.1. Tramo Güéjar-Sierra " 60
         4.1.1.2. Tramo embalse de Canales–arroyo de Huenes " 62

4.1.1.3. Tramo desde el arroyo de Huenes al oeste de la Boca de la Pescá Pág 64
4.1.1.4. Oeste de la Boca de la Pescá al río Dílar " 64
4.1.1.5. Río Dílar al Puntal del Padul " 65
4.1.2. Tramos o frentes montañosos subordinados del sector SO del borde occidental de Sierra Nevada Pág 66
4.1.2.1. Tramo del Padul–Nigüelas " 69
4.1.2.2. Nigüelas al este de Chite " 72
4.1.2.3. Este de Chite al barranco de Tablate " 73
4.1.3. Tramos o frentes montañosos del borde oriental de la cuenca de Granada Pág 74
4.1.3.1. El frente montañoso del sector nororiental (Frente de Huétor Santillán de la cuenca de Granada) Pág 74
4.1.3.1.1. Tramo de Alfacar " 75
4.1.3.1.2. Tramo Darro–Beas " 76
4.1.3.1.3. Tramos Aguas Blancas " 77
4.1.3.2. Frente montañoso del área de Granada " 79
4.1.3.2.1. Tramo de Jun " 80
4.1.3.2.2. Tramos de la Alhambra–El Serrallo y Cumbres Verdes Pág 82
4.1.3.3. Falla de Las Gabias " 86
4.2. Frentes en el sector meridional de Sierra Nevada " 88
4.2.1. Frente montañoso del borde meridional de Sierra Nevada " 91
4.2.1.1. Tramo del Guadalfeo " 92
4.2.1.2. Tramo de Ugíjar norte " 94
4.2.1.3. Tramo de Ugíjar sur " 96
4.2.1.4. Tramo del Andarax " 98
4.2.2. Frentes montañosos en el borde sur del corredor de Las Alpujarras y otros más meridionales Pág 101
4.2.2.1. Frente montañoso de la sierra de Lújar " 101
4.2.2.2. Frente montañoso de la Contraviesa " 103
4.2.2.3. Frente de Berja " 105
4.2.2.4. Tramos norte de la sierra de Gádor " 107
4.3. Frentes en el sector septentrional de Sierra Nevada " 108

4.3.1. Tramo Abla-Abrucena Pág 111
4.3.2. Tramos Abrucena-Huéneja y Huéneja-Abla " 111
4.3.3. Tramo del Marquesado " 114
4.3.3.1. Subtramo de Guadix " 115
4.3.3.2. Subtramo de la Peza " 116
5. Aplicación de otros índices geomorfológicos en sectores activos " 118
5.1. Sector occidental de Sierra Nevada " 118
5.1.1. Cuencas y ríos diferenciados que cortan a los FMAFAs del borde occidental de Sierra Nevada Pág 118
5.1.1.1. Frente NO de Sierra Nevada " 121
5.1.1.1.1. Tramo de Güéjar-Sierra (Smf = 1,29) " 121
5.1.1.1.1.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al tramo de Güéjar-Sierra Pág 122
5.1.1.1.1.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos que cortan al tramo de Güéjar-Sierra Pág 125
5.1.1.1.2. Tramos Embalse de Canales a Huenes (Smf = 1,03) y Río Dílar al Puntal del Padul (Smf = 1,06) Pág 129
5.1.1.1.2.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan a los tramos Embalse de Canales a Huenes y Río Dílar al Puntal del Padul Pág 130
5.1.1.1.2.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos que cortan a los tramos Embalse de Canales a Huenes y Río Dílar al Puntal del Padul Pág 132
5.1.1.1.2.3. Cálculo de los índices de la forma de la cuenca, medidos en planta, de los cauces que cortan a los tramos Embalse de Canales a Huenes y Río Dílar al Puntal del Padul Pág 135

5.1.1.1.2.4. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca medido en planta de los cauces que cortan a los tramos Embalse de Canales a Huenes y Río Dílar al Puntal del Padul Pág 136

5.1.1.2. Frente SO de Sierra Nevada " 138

5.1.1.2.1. Tramo del Padul-Nigüelas (Smf = 1,17) " 138

5.1.1.2.1.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al tramo de Padul-Nigüelas Pág 139

5.1.1.2.1.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos que cortan al tramo de Padul-Nigüelas Pág 140

5.1.1.2.1.3. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca, medido en planta, de los cauces que cortan al tramo Padul-Nigüelas Pág 142

5.1.1.2.2. Tramo de Nigüelas-Este de Chite (Smf = 1,02) y Este de Chite-Barranco Tablate (Smf = 1,09) Pág 143

5.1.1.2.2.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan a los tramos Nigüelas-Este de Chite y Este de Chite-Barranco Tablate Pág 144

5.1.1.2.2.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos que cortan a los tramos Nigüelas-Este de Chite y Este de Chite-Barranco Tablate Pág 145

5.1.1.2.2.3. Cálculo de los índices de la forma de la cuenca, medidos en planta, de los cauces que cortan a los tramos de Nigüelas-Este de Chite y Este de Chite-Barranco Tablate Pág 148

5.1.1.2.2.4. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca, medido en planta, de los cauces que cortan a los tramos

de Nigüelas-Este de Chite y Este de Chite-Barranco Tablate Pág 151
5.1.2. Ríos que cortan a los frentes montañosos del borde oriental de la cuenca de Granada Pág 152
5.1.2.1. Cuencas y ríos diferenciados que cortan a los FMAFAs del frente de Huétor Santillán Pág 152
5.1.2.1.1. Tramo de Alfacar (Smf = 1,47) " 152
5.1.2.1.1.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al tramo de Alfacar Pág 154
5.1.2.1.1.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos que cortan al tramo de Alfacar Pág 158
5.1.2.1.1.3. Cálculo de los índices de la forma de la cuenca, medidos en planta, de los cauces que cortan al tramo de Alfacar Pág 160
5.1.2.1.1.4. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca, medido en planta, de los cauces que cortan al tramo de Alfacar Pág 161
5.1.2.2. Cuencas y ríos que cortan a los FMAFAs del área de Granada Pág 163
5.1.2.2.1. Tramo de Jun (Smf = 1,01) " 165
5.1.2.2.1.1. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca, medido en planta, de los cauces que cortan al tramo de Jun Pág 165
5.1.2.2.2. Tramo Alhambra-El Serrallo-Cumbres Verdes (Smf = 1,31) Pág 167
5.1.2.2.2.1. Subtramo Jun-El Serrallo (Smf = 1,35) " 167
5.1.2.2.2.1.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al subtramo de Jun-El Serrallo Pág 167

5.1.2.2.2.1.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos que cortan al subtramo de Jun-El Serrallo Pág 169

5.1.2.2.2.1.3. Cálculo de los índices de la forma de la cuenca, medidos en planta, de los cauces que presentan mayor actividad y que cortan al subtramo de Jun-El Serrallo Pág 171

5.1.2.2.2.1.4. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca, medido en planta, de los cauces que presentan mayor actividad y que cortan al subtramo de Jun-El Serrallo Pág 172

5.1.2.2.2.2. Subtramo El Serrallo-Arroyo de Huenes (Smf = 1,17) Pág 174

5.1.2.2.2.2.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al subtramo El Serrallo-Arroyo de Huenes Pág 174

5.1.2.2.2.2.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos presentan mayor actividad y que cortan al subtramo El Serrallo-Arroyo de Huenes Pág 176

5.2. Sector meridional de Sierra Nevada " 178

5.2.1. Cuencas y ríos que cortan a los FMAFAs del frente sur de Sierra Nevada Pág 180

5.2.1.1. Tramo del Guadalfeo (Smf = 1,20) – Subtramo Lanjarón-Almegíjar (Smf = 1,24) Pág 180

5.2.1.1.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los afluentes del río Guadalfeo que presentan mayor actividad en el subtramo Lanjarón-Almegíjar Pág 182

5.2.1.1.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los

afluentes del río Guadalfeo que presentan mayor actividad en el subtramo Lanjarón-Almegíjar Pág 186

5.2.1.1.3. Cálculo de los índices de la forma de la cuenca, medidos en planta, de los cauces de los afluentes del río Guadalfeo que presentan mayor actividad en el subtramo Lanjarón-Almegíjar Pág 192

5.2.1.1.4. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca, medido en planta, de los cauces de los afluentes del río Guadalfeo que presentan mayor actividad en el subtramo Lanjarón-Almegíjar Pág 193

5.2.1.2. Tramo del Guadalfeo (Smf = 1,20) – Subtramo Almegíjar-Bérchules (Smf = 1,07) Pág 198

5.2.1.2.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los afluentes del río Guadalfeo que presentan mayor actividad en el subtramo Almegíjar-Bérchules Pág 200

5.2.1.2.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los afluentes del río Guadalfeo que presentan mayor actividad en el subtramo Almegíjar-Bérchules Pág 202

5.2.1.2.3. Cálculo de los índices de la forma de la cuenca, medidos en planta, de los cauces de los afluentes del río Guadalfeo que presentan mayor actividad en el subtramo Almegíjar-Bérchules Pág 204

5.2.1.2.4. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca, medido en planta, de los cauces de los afluentes del río Guadalfeo que presentan mayor actividad en el subtramo Almegíjar-Bérchules Pág 206

5.2.1.3. Resto de la cuenca del Guadalfeo " 210

5.2.1.3.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los afluentes que presentan mayor actividad en el resto de la cuenca del río Guadalfeo Pág 210

5.2.1.3.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los afluentes que presentan mayor actividad en el resto de la cuenca del río Guadalfeo Pág 213

5.2.1.3.3. Cálculo de los índices de la forma de la cuenca, medidos en planta, realizados sobre los cauces de los afluentes que presentan mayor actividad en el resto de la cuenca del río Guadalfeo Pág 217

5.2.1.3.4. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca, medido en planta, realizado sobre los cauces de los afluentes que presentan mayor actividad en el resto de la cuenca del río Guadalfeo Pág 219

5.2.1.4. Tramos de Ugíjar norte (Smf = 1,01) y Ugíjar sur (Smf = 1,02) Pág 223

5.2.1.4.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que atraviesan los tramos de Ugíjar norte y sur Pág 225

5.2.1.4.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos que atraviesan los tramos de Ugíjar norte y sur Pág 228

5.2.1.4.3. Cálculo de los índices de la forma de la cuenca, medidos en planta, realizados sobre los cauces de los ríos que atraviesan los tramos de Ugíjar norte y sur Pág 230

5.2.1.4.4. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca, medido en planta, realizado sobre los cauces de los ríos que atraviesan los tramos de Ugíjar norte y sur Pág 232

5.2.1.5. Tramo de Andarax (Smf = 1,06) " 236

5.2.1.5.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que atraviesan el tramo de Andarax Pág 239

5.2.1.5.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos que atraviesan el tramo de Andarax Pág 245

5.2.1.5.3. Cálculo de los índices de la forma de la cuenca, medidos en planta, realizados sobre los cauces de los ríos que atraviesan el tramo de Andarax Pág 248

5.2.1.5.4. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca, medido en planta, realizado sobre los cauces de los ríos que atraviesan el tramo de Andarax Pág 251

5.2.2. Cuencas y ríos diferenciados que cortan al FMAFA de Berja (Smf = 1,40) Pág 253

5.2.2.1. Tramo del norte de Berja (Smf = 1,20) " 253

5.2.2.1.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al tramo del norte de Berja Pág 255

5.2.2.1.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos que cortan al tramo del norte de Berja Pág 257

5.2.2.1.3. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca, medido en planta, realizado sobre los cauces de los ríos que cortan al tramo del norte de Berja Pág 258

5.2.2.2. Tramo de Berja (Smf = 1,67) " 259

5.2.2.2.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al tramo de Berja Pág 260

5.2.2.2.2. Cálculo de los índices de la forma de la cuenca, medidos en planta, de los cauces de los ríos que cortan al tramo de Berja Pág 260

5.2.2.2.3. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca, medido en planta, de los ríos que cortan al tramo de Berja Pág 262

5.2.3. Cuencas y ríos diferenciados que cortan al FMAFA norte de la sierra de Gádor (Smf = 1,16) Pág 264

5.2.3.1. Tramo de Fondón (Smf = 1,10) " 264

5.2.3.1.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al tramo de Fondón Pág 266

5.2.3.1.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al tramo de Fondón Pág 269

5.2.3.1.3. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca, medido en planta, de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al tramo de Fondón Pág 271

5.2.3.2. Tramo de Alhama de Almería (Smf = 1,27) " 272

5.2.3.2.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (SL) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al tramo de Alhama de Almería Pág 273

5.2.3.2.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al tramo de Alhama de Almería Pág 275

6. Discusión " 276

7. Conclusiones " 300

8. Referencias " 305

ANEXO I: Relieve y evolución del drenaje durante la exhumación de Sierra Nevada (SE de España)

ANEXO II: Aplicación de índices geomorfológicos al estudio de la cuenca del río Adra (Almería)

ANEXO III: PERFILES KSN

A.III.1. Cauces del borde occidental

A.III.2. Cauces del borde meridional

A.III.3. Cauces del borde septentrional

ANEXO IV: Perfiles SL/K y gráficas de la actividad de los frentes montañosos

A.IV.1. Perfiles SL/K

A.IV.2. Gráficas de la actividad de los frentes montañosos

A.IV.2.1. Relación entre los índices Smf-Vf

A.IV.2.2. Relación entre los índices Bs-Vf

ANEXO V: Valores medios y desviaciones típicas

A.V.1. Valores del Vf

A.V.2. Valores del índice T

1. INTRODUCCIÓN

La Cordillera Bética es la región de la península Ibérica donde la deformación durante el periodo considerado como neotectónico (desde el Tortoniense al Cuaternario) es más importante. Igual se puede decir para la tectónica activa, sobre cuyo límite de edad no existe un acuerdo general, pero que puede abarcar desde el inicio del Cuaternario, al Holoceno. Sierra Nevada incluye las máximas altitudes de la Cordillera Bética y los datos de autores precedentes (Keller y Pinter, 1996a, El-Hamdouni, 2001, Braga et al., 2003, Pérez-Peñaet al., 2004; Azañón et al., 2004a y Azañón et al., 2015) indican que su levantamiento se inició en el Mioceno superior y continúa activo en la actualidad. A discernir parte de esta tectónica activa se dedica la presente tesis y se hace mediante el cálculo de diversos índices geomorfológicos. En ella se estudian los bordes de Sierra Nevada, además de la parte oriental de la Cuenca de Granada y sectores de las Alpujarras situados al sur de Sierra Nevada, que permiten encuadrar mejor el conjunto en un contexto regional.

1.1. OBJETIVOS DE LA TESIS

1. Analizar los bordes montañosos de Sierra Nevada a través del cálculo de índices geomorfológicos, utilizando las herramientas programadas para los Sistemas de Información Geográfica (SIG); de esta manera se han representado y analizado los datos espaciales.
2. Definir y ubicar los frentes montañosos en cada una de las áreas estudiadas.
3. Describir cada uno de ellos y diagnosticar su actividad, comparando con la actividad tectónica deducida con otros datos geológicos. Para ello se calculan diversos índices geomorfológicos en cada uno de los frentes (sinuosidad de los frentes montañosos, índices longitudinales de los ríos, el de encajamiento de cada uno, el de la longitud con respecto a la anchura, y el de basculamiento-asimetría de las cuencas). En concreto, en esta tesis se hace:
    a) Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales de los cauces de los ríos principales.
    b) Cálculo delos índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos de Sierra Nevada.

c) Cálculo de los índices de la forma de las cuencas de los ríos.
d) Cálculo de los índices de asimetría de las cuencas.
e) Elaboración de mapas con la descripción de los frentes montañosos.
f) Elaboración de perfiles longitudinales topográficos, donde los índices del gradiente son más destacados.
g) Dibujo de perfiles transversales que indiquen los máximos encajamientos de las cuencas.
h) Construcción de mapas de cuencas que indiquen sus asimetrías y formas alargadas.
i) Elaboración de un cuadro-inventario de los cursos fluviales que atraviesan los Frentes Montañosos Asociados a Fallas Activas (FMAFAs) indicando el valor de los índices geomorfológicos aplicados, y el grado de actividad tectónica de cada uno de los sectores analizados.
j) Discusión del significado de los índices geomorfológicos calculados y su relación con la geología de la zona.

4. Se destacan los frentes montañosos que presentan rasgos que permiten clasificarlos como activos. A esos frentes montañosos se les asignará el nombre de **F**rente **M**ontañoso **A**sociado a **F**allas **A**ctivas ("**FMAFA**").
5. Se delimitan los sectores, donde la causa de los altos índices de encajamiento está relacionada con factores de tipo litológico, o antecedencias u otro tipo de parámetros que condicionan la expresión morfológica.

En resumen, con el cálculo de los índices geomorfológicos se podrá establecer un método de trabajo que permite discernir zonas potencialmente activas desde un punto de vista tectónico y aplicarlo a otras regiones. La litología y el clima pueden justificar valores anómalos de los índices, por lo que se discutirá si los bordes montañosos están asociados a fallas activas.

En esta tesis se presenta una relación de puntos o zonas donde se han manifestado rasgos recientes de tectónica en el área de Sierra Nevada y sus bordes. Se analizará el equilibrio entre levantamiento, erosión e incisión de la red de drenaje para confirmar que Sierra Nevada presenta un levantamiento activo.

1.2. ANTECEDENTES

1.2.1. ÁREA DE ESTUDIO

La región en la que se sitúa el área en estudio ha sido objeto de un gran número de trabajos de investigación que tienen relación con la presente tesis.

Uno de los primeros trabajos al respecto fue la aplicación por parte de Keller y Pinter, (1996a) de índices geomorfológicos en Sierra Nevada, lo que ya permitió ver que existían claros rasgos de neta actividad tectónica en ella. A este trabajo siguió la tesis de El Hamdouni (2001), quien aplicó dichos índices al sector SO de Sierra Nevada. Entre sus resultados destaca la caracterización de la falla de Padul que presenta evidencias de ser activa actualmente y que es un rasgo muy importante en la morfología de la región. Si bien el registro histórico le atribuye terremotos de magnitud inferior a 4.3, esta falla podría producir terremotos de magnitud superior si se consideran períodos de retorno superiores al registro histórico (Chacón, 1999).

La elevación de Sierra Nevada desde el Mioceno superior, algo netamente continuado durante el Cuaternario, se manifiesta en un profundo encajamiento de la red de drenaje (García et al., 1998) y la acción de diversas fallas activas (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1999 a y b). El valor del encajamiento de la red fluvial decrece hacia el sur, en proporción a su menor distancia y menor diferencia de altura con respecto al nivel de base y a su mayor distancia a las zonas más levantadas. A distancias mayores a 10 km de Sierra Nevada, los valores de encajamiento son generalmente menores a 1 mm/a, lo que concuerda aproximadamente con el valor de levantamiento cuaternario (Sanz de Galdeano y López Garrido., 1999 a y b).

Los resultados obtenidos en los anteriores trabajos muestran que el contacto entre el basamento de la Zona Interna y los de la Depresión de Granada es un límite crítico en el que se concentra la inestabilidad de vertientes con una marcada correlación con las zonas de alta actividad tectónica definidas en función de diversos indicadores geomorfológicos. El análisis del indicador SL (Gradiente longitudinal de un cauce) muestra que las zonas inestables se asocian a fallas activas (Keller y Pinter, 1996a) excepto para el caso de las corrientes de derrubios que aparecen por encimas de tales zonas activas en la parte media y alta de las cuencas. Los deslizamientos y movimientos complejos aparecen asociados a los segmentos con perfiles cóncavos de las cuencas

mientras que los desprendimientos se asocian a las zonas más abruptas. Los indicadores Vf (índice de encajamiento a partir del perfil transversal de un cauce), Bs (Índice de la forma de la cuenca de un río), y Smf (Valor de la sinuosidad de un frente montañoso), asociados al encajamiento de los cauces, se relacionan directamente, con las zonas inestables. En el conjunto del borde sur de Sierra Nevada, en las cuencas de los ríos Dúrcal, Ízbor y Torrente, el 4% de los movimientos de ladera inventariados aparecen en las zonas de baja actividad tectónica mientras que más del 80% se asocian directamente a las zonas de alta o muy alta actividad tectónica (El Hamdouni, 2001).

Martín Rojas et al. (2001) aplican diversos índices morfológicos al borde oriental de la cuenca de Granada, borde occidental de Sierra Nevada, y Carvajal y Sanz de Galdeano (2001) al borde NE de la cuenca de Granada. En todos estos trabajos se muestra que hay notables encajamientos de la red de drenaje ligados en algunos casos a tectónica activa. Por su parte, Viseras et al. (2003) estudian los abanicos aluviales ligados a la falla de Padul, caracterizándolos sedimentaria y morfológicamente.

El desarrollo de aplicaciones para trabajar de manera automatizada con sistemas de información geográfica (SIG) ha permitido obtener detalles sobre la vulnerabilidad (asociada a elementos del territorio, población, bienes e infraestructuras) y producir mapas de riesgos en el sentido de Varnes (1984) y Chacón e Irigaray (1998), en los segmentos de las cuencas que incluyen el borde de la Depresión de Granada.

En relación a estas aplicaciones Pérez-Peña ha realizado diversos trabajos, tales como:

- La morfometría de la red de drenaje, tectónica activa y sismicidad instrumental en el borde occidental de Sierra Nevada (Azañón et al., 2004a).
- Una metodología para el análisis de redes de drenaje mediante índices geomorfológicos y su relación con la tectónica activa (Pérez-Peña et al., 2004).
- El análisis de la erosión diferencial producida en las sub-cuencas de Guadix y Baza a partir de la reconstrucción del relieve en el Pleistoceno superior (Pérez-Peña et al., 2007).
- Un programa (CalHypso) para extraer curvas hipsométricas y sus momentos estadísticos en ArcGIS, que aplicó en el SE de España, en Sierra Nevada (Pérez-Peña et al., 2008a).
- Un análisis de la integral hipsométrica de la Cuenca de Granada usando índices locales de autocorrelación espacial con SIG (Pérez-Peña et al., 2008b).

- Un análisis espacial de la fuerza de corriente fluvial usando SIG, y determinando un mapa de anomalías de SLk (Gradiente longitudinal de un cauce en relación a una constante K) (Pérez-Peña et al., 2009a y Azañón et al., 2012).
- Diferenciación geológica y tectónica utilizando la técnica de autocorrelación espacial sobre la integral hipsométrica (Pérez-Peña et al., 2009b).
- La aplicación de índices geomorfológicos y el análisis del modelo de drenaje como indicadores de la actividad tectónica en Sierra Nevada (Pérez-Peña et al., 2010).

Azañón et al. (2005) estudian varios deslizamientos que afectan a materiales del Cuaternario en diferentes áreas de los alrededores de Sierra Nevada, y aplica índices geomorfológicos en diversos trabajos:

- Evolución del paisaje cuaternario y tasas de erosión en la cuenca neógena intramontañosa de Guadix-Baza (Azañón et al. 2005).
- Pruebas de la sensibilidad de los índices geomorfológicos en las áreas de baja actividad de plegamiento (Azañón et al. 2009).
- Calcula índices geomorfológicos y analiza modelos de drenaje como indicadores de la actividad tectónica en Sierra Nevada (Azañón et al. 2009).
- Estudia los deslizamientos de laderas en las formaciones de alta plasticidad a escala regional en el sudeste de España (Roldán García et al., 2009, y Azañón et al., 2010).

Al N de Sierra Nevada, Sanz de Galdeano y Peláez (2007) publican una monografía sobre la cuenca de Guadix-Baza en el que se describen las fallas activas de dicha cuenca y las características del borde N de Sierra Nevada. Entre las fallas activas se destaca la de Baza (Alfaro et al., 2001).

1.2.2. ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS

Aunque las publicaciones específicas sobre índices geomorfológicos se citan al tratar de cada uno de ellos, aquí se indican algunos antecedentes.

En el año 1993 Silva presenta un nuevo método para evaluar la tectónica activa, basada en índices geomorfológicos útiles en la evaluación de la morfología y la topografía. Los índices usados incluyen: el índice longitudinal del gradiente (SL), la asimetría de la cuenca de drenaje (Af), la hipsométrica integral (Hi), la relación de anchura-altura del valle (Vf), el índice de forma de la cuenca de drenaje (Bs), y el índice de sinuosidad del frente montañoso (Smf). Los resultados de los análisis son acumulados y expresados como un índice de tectónica relativa activa (Iat), y Silva (1994) clasifica en clases a la actividad tectónica según los valores de esos índices: A: Tectónica Activa. A-B: Tectónica moderada. B: Tectónica Baja. B-C: Tectónica muy Baja. C: Atectónica.

Sanz de Galdeano y López Garrido (1999a) estudiaron las fallas con actividad en el periodo neotectónico entre Granada y la costa, concluyendo que las fallas del borde occidental cortan transversalmente la Zonas Internas y forman el límite occidental del Nevado-Filábride y de las unidades alpujárrides inferiores. Sus movimientos se produjeron desde el Tortoniense, y en el sector occidental de Sierra Nevada el salto vertical total supera los 5.000 metros disminuyendo tanto al norte como al sur.

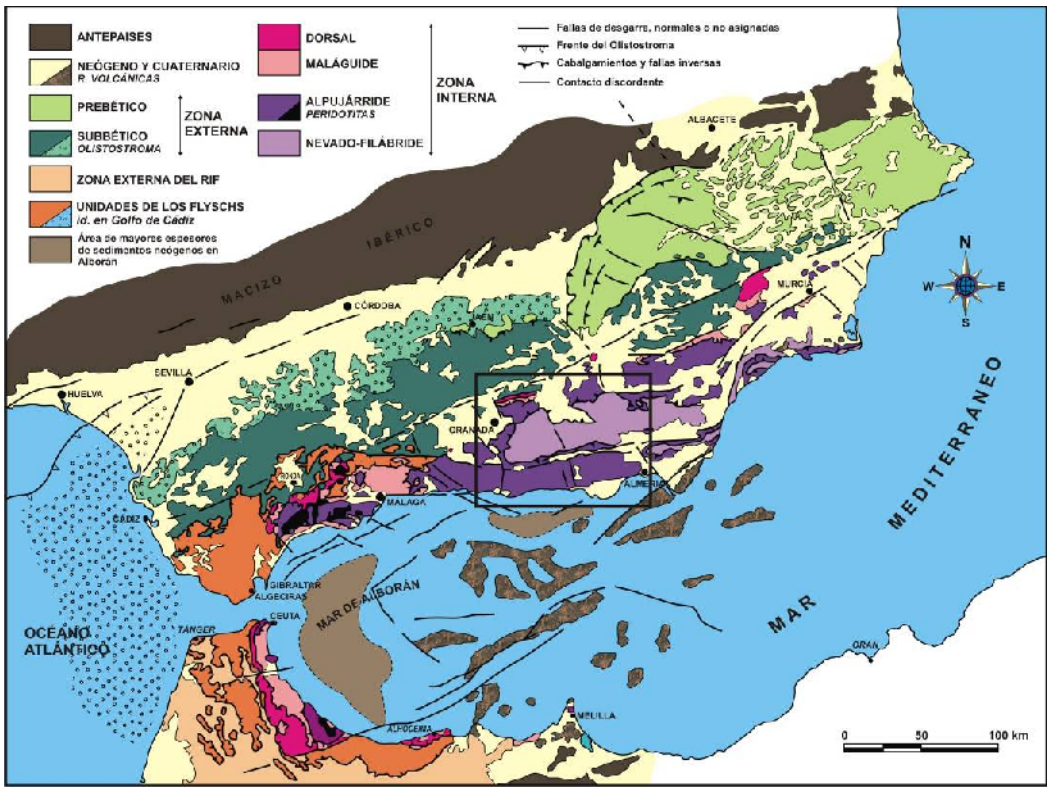
Fernández-Ibáñez *et al*. (2006) indican que el análisis de pendientes en la sierra de Gádor muestra la existencia de fallas normales de dirección N140ºE que configuran un relieve escalonado en esta vertiente de la sierra. Los índices AF y SL indican basculamientos hacia el oeste y anomalías en el gradiente de los ríos directamente relacionadas con estas fallas. Estos datos avalan la idea de que las fallas han tenido una actividad reciente (Pleistoceno-Holoceno) confirmada por la presencia de depósitos cuaternarios afectados por algunas de estas fallas.

En el sector de Laujar de Andarax, en el contacto entre el borde sur de Sierra Nevada y el Corredor de las Alpujarras, existe una falla normal activa que describen por primera vez García-Tortosa y Sanz de Galdeano (2007). Esa falla, que tiene una dirección media E-O, genera un marcado frente montañoso y afecta a materiales del Pleistoceno superior. El frente montañoso se prolonga hacia el oeste menos conservado debido al fuerte encajamiento de la red fluvial. Por el contrario, el sector de Laujar se

encuentra menos afectado por dicho encajamiento al situarse entre la divisoria de los ríos que drenan gran parte del corredor (Adra y Andarax).

Carvajal y Sanz de Galdeano (2008) aplicaron los índices geomorfológicos indicadores de actividad tectónica (sinuosidad del frente montañoso, índices del gradiente longitudinal del río, de encajamiento del río y de la forma de la cuenca) en la cuenca de Adra, y mostraron la existencia de sectores tectónicamente activos. Destacaron la presencia de dos frentes montañosos, el del sur de Sierra Nevada y el de Berja, directamente al oeste de la Sierra de Gádor. Estos autores reconocen que el frente sur de Sierra Nevada presenta importantes gradientes en los perfiles longitudinales de los ríos que lo cruzan, además de altos valores de encajamiento y cuencas muy alargadas. Estos resultados muestran el reciente levantamiento de las sierras Nevada y Gádor. También se destacó la existencia de una zona de falla situada en el borde sur del corredor de las Alpujarras, bien marcada por varios índices y un proceso de antecedencia en la estructura anticlinal situada al sur de la presa de Benínar, que se encuentra transversalmente cortada por el río Adra y que da valores muy altos en los perfiles longitudinales de los afluentes que allí desembocan.

Carvajal y Sanz de Galdeano (2008) concluyen que la tectónica activa producida por fallas extensionales ha propiciado el levantamiento reciente de Sierra Nevada. Los contrastes litológicos del Complejo Alpujárride, entre calizas y filitas, y el contacto entre éste y el Complejo Nevado-Filábride, son límites preferenciales por donde discurren estas fracturas. El movimiento de estas fallas ha sido el motor desencadenante de grandes deslizamientos de flujos en masa producidos en los sectores estudiados. El volumen de material implicado en esos movimientos de ladera en el sector de Lanjarón-Soportújar puede estar en torno a los 50 millones de metros cúbicos; y en el sector de Almegíjar-Notáez supera los 120 millones de metros cúbicos. Como consecuencia de este levantamiento, posteriormente se produce el encajamiento de la red de drenaje producida por el río Guadalfeo y sus tributarios, definiendo una topografía muy abrupta en toda la zona.


ANTEPAISES
NEÓGENO Y CUATERNARIO
R. VOLCÁNICAS
PREBÉTICO
SUBBÉTICO
OLISTOSTROMA
ZONA EXTERNA DEL RIF
UNIDADES DE LOS FLYSCHS
Id. en Golfo de Cádiz
Área de mayores espesores de sedimentos neógenos en Alborán
ZONA EXTERNA
DORSAL
MALÁGUIDE
ALPUJÁRRIDE
PERIDOTITAS
NEVADO-FILÁBRIDE
ZONA INTERNA
Fallas de desgarre, normales o no asignadas
Frente del Olistostroma
Cabalgamientos y fallas inversas
Contacto discordante
MACIZO IBÉRICO
ALBACETE
MURCIA
CÓRDOBA
SEVILLA
HUELVA
GRANADA
ALMERÍA
MÁLAGA
CÁDIZ
GIBRALTAR
ALGECIRAS
CEUTA
TÁNGER
MAR DE ALBORÁN
OCÉANO ATLÁNTICO
MAR MEDITERRÁNEO
ORÁN
MELILLA
ALHOCEMA
N
W
E
S
0
50
100 km

sido recientemente interpretado como un basamento varisco (Paleozoico) metamorfizado en condiciones de alta presión durante el Mioceno inferior-medio y posteriormente exhumado en el núcleo de un antiforme de escala regional (Platt et al., 2003 y 2006; Booth-Rea et al., 2005 y 2007). El complejo Alpujárride ha sido afectado además por condiciones de alta presión (Azañón et al., 1998), mientras que el Maláguide lo ha sido sólo por metamorfismo de bajo grado. Es aceptado que el apilamiento de esos tres complejos resulta de su desplazamiento hacia el oeste en el Oligoceno-Mioceno inferior (Aquitaniense-Burdigaliense inferior) hasta colisionar con el margen pasivo del sur de Iberia (Zona Externa), hacia el Burdigaliense medio (18 Ma) (Durand-Delga, 1980; Hermes, 1985; Sanz de Galdeano, 1990; Balanyá et al., 1997, Geel and Roep, 1998, 1999).

Entre la Zona Interna y Externa afloran los sedimentos del denominado Surco de los Flyschs del Campo de Gibraltar, perteneciente a un dominio sedimentario de edad Mesozoico-Terciario inferior, depositado en una cuenca estrecha y profunda sobre un basamento formado por corteza oceánica o continental muy adelgazada. El desplazamiento hacia el O del Bloque de Alborán fue el responsable de su deformación y destrucción, así como de su actual ubicación en el extremo occidental de la cadena (Wildi, 1983), donde constituye el rasgo más notorio de la cuña orogénica del Arco de Gibraltar (Gutscher et al., 2002 y 2009, Pedrera et al., 2011).

En el sector occidental la extensión afecta a las unidades alpujárrides en el Burdigaliense superior-Langhiense, con una cinemática del bloque de techo hacia el NNO (García-Dueñas et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994). Este primer episodio extensional ha sido relacionado con la apertura de la cuenca Norargelina, de acuerdo con las directrices de las anomalías magnéticas (Martínez-Martínez y Azañon, 1997; Rehault et al., 1984).

Una segunda fase de extensión, más evidente y documentada, ocurrió en el Mioceno medio-superior (12-7 Ma.) caracterizada por el movimiento del bloque de techo hacia el OSO. Este episodio contribuyó a la exhumación del complejo Nevado-Filábride, el más profundo de los tres que componen el Dominio de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1987; Monié et al., 1991; García-Dueñas et al., 1992; Watts et al., 1993; Platt y Whitehouse, 1999; Martínez-Martínez et al., 2002; Booth-Rea et al., 2007) y dio origen a las principales cuencas intramontañosas de la cordillera (Rodríguez-Fernández et al., 2012 a y b).

El actual campo de esfuerzos en la Cordillera Bética (Reicherter y Peters, 2005; De Vicente et al., 2008) está caracterizado por una compresión orientada de NNO-SSE a N-S, resultado de la convergencia de África y Europa y que es activa desde finales del Tortoniense. Este esquema de esfuerzos generó los pliegues de dirección E-O tan característicos en la fisiográfica de la Zona Interna Bética. Contemporáneamente a esta compresión ocurrió una extensión casi perpendicular (Sanz de Galdeano, 1988; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993; Galindo-Zaldívar et al., 1993 y 1999; Buforn et al., 1995, Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004, Stokes, 2008), posibilitando o favoreciendo la exhumación del complejo Nevado Filábride entre 12 y 8 Ma. (Johnson et al., 1997; Reinhart et al., 2007; Clark y Dempster, 2009).

La Zona Externa (Fig. 1) que corresponde al paleomargen Mesozoico y Terciario de SE de Iberia, se ha dividido clásicamente sobre la base de criterios principalmente estratigráficos en Prebético y Subbético, este último representa el dominio más alejado del paleomargen.

En general la estructura de las Zonas Externas se ha interpretado como una cobertera despegada a nivel del Trías, plegada y con una secuencia de cabalgamientos con vergencia generalizada al NO que afectan a las zonas Prebética y Subbética (García-Hernández et al., 1980). Esta estructura sería el resultado de la construcción durante el Mioceno de un "foreland fold- and- thrust belt" al colisionar el Dominio de Alborán con el Margen Sudibérico. En este esquema el foredeep correspondería a la cuenca del Guadalquivir.

El Prebético tradicionalmente se ha dividido en Externo e Interno, con predominio de facies carbonatadas someras y terrígenas mixtas continentales-marinas, a menudo con lagunas estratigráficas importantes en el primero, y desarrollo de sucesiones más completas, con episodios hemipelágicos en el segundo. Éste da paso a facies de talud representadas por las denominadas Unidades Intermedias (Foucault, 1960, 1965, 1971, 1975; Azema, 1965, 1972, 1975, 1977; Azema et al., 1971, 1975; Ruíz-Ortiz, 1983)

El sector más occidental, el Prebético se estructura en escamas imbricadas y pliegues de dirección N-NE, vergentes al NO que pasan a casi N-S en la curvatura del Arco de Cazorla donde pinzan sedimentos de edad Serravalliense superior-Tortoniense inferior. La deformación miocena del Prebético se ha visto influenciada por las fracturas preexistentes en la rampa del basamento heredadas de la etapa extensional Jurásico terminal-Oligoceno superior (Foucault, 1971; De Ruig, 1992; Peper and Cloetingh

1992; Platt et al., 2003; Meigninger y Vissers, 2007, Borgh et al., 2011). A su vez el conjunto está cortado por fallas de salto en dirección, dextrorsas y transversales a las directrices tectónicas compresionales.

La estructura más generalmente aceptada de la Zona Subbética es en la que se configura con pliegues de dirección NE-SO a ENE-OSO y cabalgamientos subparalelos y consecutivos a los pliegues, hacia el NO de cada uno de los tres dominios en los que tradicionalmente ha sido dividido, interno, medio y externo (Azema et al., 1973, García Hernández et al., 1980, Vera, 2004; Crespo Blanc, 2005, 2006, 2007, 2008). Esta división se basó en las características de los sedimentos del paleomargen mesozoico, fundamentalmente a partir del Jurásico inferior (post-Carixiense), con sedimentos del resto del Jurásico y Cretácico de facies margosas y rocas subvolcánicas intercaladas en el Subbético medio y facies mayoritariamente calcáreas, a menudo condensadas, de un Jurásico medio y/o superior en los dominios externo e interno.

Este sistema de pliegues y cabalgamientos, perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento y con una secuencia tipo piggy-back, ha sido fechado en el límite Aquitaniense-Burdigaliense en la parte central y Burdigaliense superior en la parte occidental. La disarmonía del plegamiento y la falta de estructuras cilíndricas ha sido atribuida a las propiedades y comportamiento mecánico de los sedimentos triásicos (Crespo-Blanc, 2007).

El contacto entre Zonas Externas e Internas aflora de manera discontinua ya que en algunos tramos está sellado por los sedimentos que rellenan las cuencas intramontañosas. Este contacto, que es claramente tectónico, tiene un carácter transcurrente tanto por la geometría como por la cinemática.

Una descripción más detallada de la naturaleza de este contacto y las unidades implicadas puede encontrarse en Martín Algarra, 1987 y Balanyá, 1984, 1991. En la mayoría de los casos el contacto está marcado por un conjunto de escamas vergentes al S-SE con superposición del Subbético Interno sobre las denominadas Unidades Frontales de la Zona Interna y éstas sobre el Complejo Maláguide, en lo que ha sido comúnmente interpretado como retrocabalgamientos.

En el periodo que abarca del Tortoniense a la actualidad (neotectónico) las deformaciones actuales o subactuales son las propias de la tectónica activa, que a través de los índices geomorfológicos se van a tratar en la presente tesis.

Fue en el periodo neotectónico cuando los relieves de Sierra Nevada comenzaron a formarse claramente y de forma muy intensa durante el Plioceno y Cuaternario (Johnson, 1997; Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004).

En la actualidad, en algunos sectores que bordean el macizo de Sierra Nevada, se pueden observar áreas de actividad tectónica reciente o relativamente reciente (durante los últimos 8 millones de años) que se manifiesta, bien por su sismicidad o bien por los desplazamientos. Corresponden a bordes, frentes montañosos que rodean Sierra Nevada, particularmente los situados en la parte occidental, meridional y septentrional de Sierra Nevada (Fig.1).

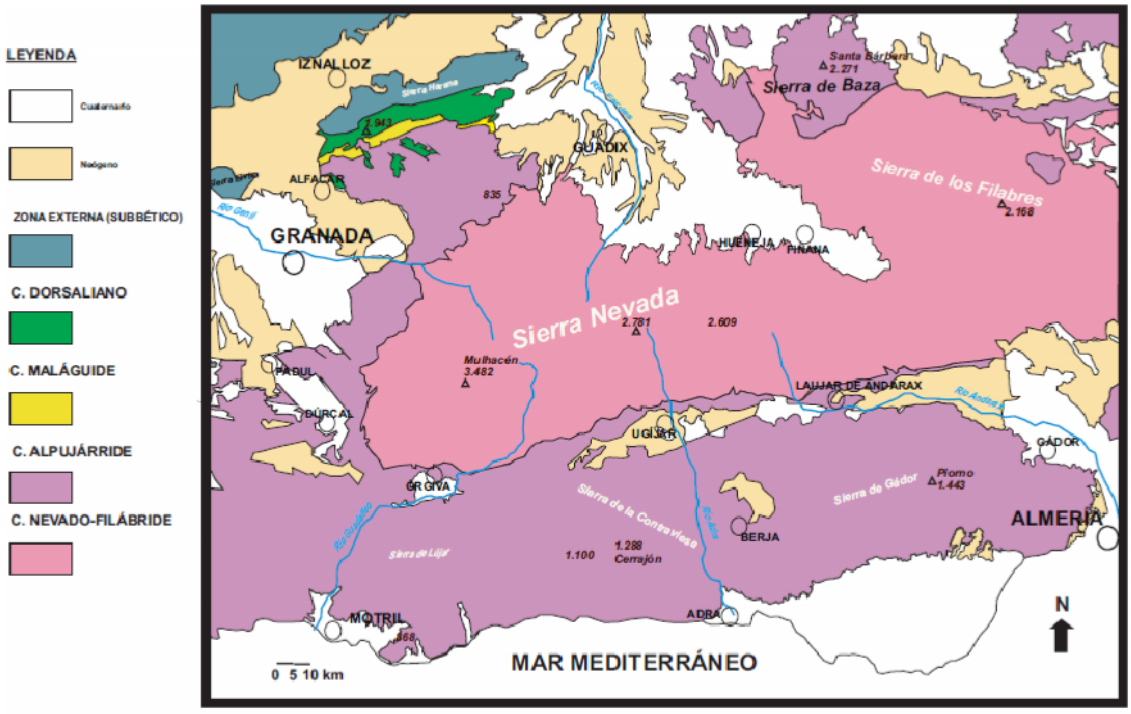
1.4. RASGOS GEOLÓGICOS GENERALES DEL ÁREA ESTUDIADA

1.4.1. SIERRA NEVADA

Se sitúa en el corazón de la Zona Interna de la Cordillera Bética. En su núcleo aflora el Nevado-Filábride y alrededor del mismo lo hacen diversas unidades alpujárrides (Fig. 2). El complejo Nevado-Filábride está formado por rocas originalmente paleozoicas y posiblemente algunas triásicas. Mayoritariamente corresponden a esquistos, en buena parte oscuros, y cuarcitas, éstas últimas que suelen dar lugar a crestones y tajos, por su mayor resistencia a la erosión. Este complejo aflora en las partes más altas de Sierra Nevada, en su borde meridional, y en sus laderas norte.

Bordeando el núcleo aparece una orla de rocas metamórficas alpujárrides, también en parte paleozoicas pero las rocas triásicas son más abundantes que en el Nevado-Filábride. Están compuestas por esquistos, filitas de colores muy vivos, azules, violáceos o grises brillantes y por mármoles calizos y dolomíticos que generan relieves escarpados de colores blanquecinos o grisáceos. En el complejo Alpujárride se suelen distinguir tres grupos de unidades, inferior, medio y superior, tectónicamente superpuestos, de manera que las unidades más bajas presentan menor grado de metamorfismo. La serie tipo que presentan suele estar formada por esquistos en la base, encima filitas y cuarcitas, con yesos a veces, e intrusiones ígneas básicas, y potentes tramos de dolomías y calizas o mármoles dolomíticos y calizos con intercalaciones metapelíticas (Delgado *et al.*, 1981). Buena parte de los esquistos se formaron a partir de sedimentos paleozoicos afectados por la orogenia Alpina, las filitas provienen de sedimentos del Trías inferior (en algunas unidades estos niveles llegan a ser esquistos o gneises), y los carbonatos han sido datados del Trías medio y superior.

La banda de rocas más externa de Sierra nevada corresponde a materiales sedimentarios mucho más jóvenes. Son bloques, cantos, gravas y arenas, depositados a lo largo del Neógeno y el Cuaternario, como productos resultantes de la erosión de la sierra, en el fondo de las pequeñas cuencas marinas que rodeaban el incipiente relieve de Sierra Nevada mientras éste y, en general, todo el sur de la Península Ibérica se levantaba desde el fondo del mar Mediterráneo (Fig. 2).


LEYENDA
Cuaternario
Neógeno
ZONA EXTERNA (SUBBÉTICO)
C. DORSALIANO
C. MALÁGUIDE
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
IZNALLOZ
Sierra Harana
GUADIX
ALFACAR
GRANADA
Río Genil
Sierra de Baza
Santa Bárbara
2.271
Sierra de los Filabres
2.168
HUENEJA
FINANA
Sierra Nevada
2.781
2.609
Mulhacén
3.482
PADUL
DÚRCAL
LAUJAR DE ANDARAX
Río Andarax
UGÍJAR
GÁDOR
ALMERÍA
GRGVA
Sierra de la Contraviesa
Sierra de Gádor
Pfomo
1.443
Río Guadalfeo
Sierra de Lújar
1.100
1.288
Cerrajón
Río Adra
BERJA
ADRA
MOTRIL
N
0 5 10 km
MAR MEDITERRÁNEO

1.4.2. EL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DE GRANADA, EN LA ZONA OCCIDENTAL DE SIERRA NEVADA

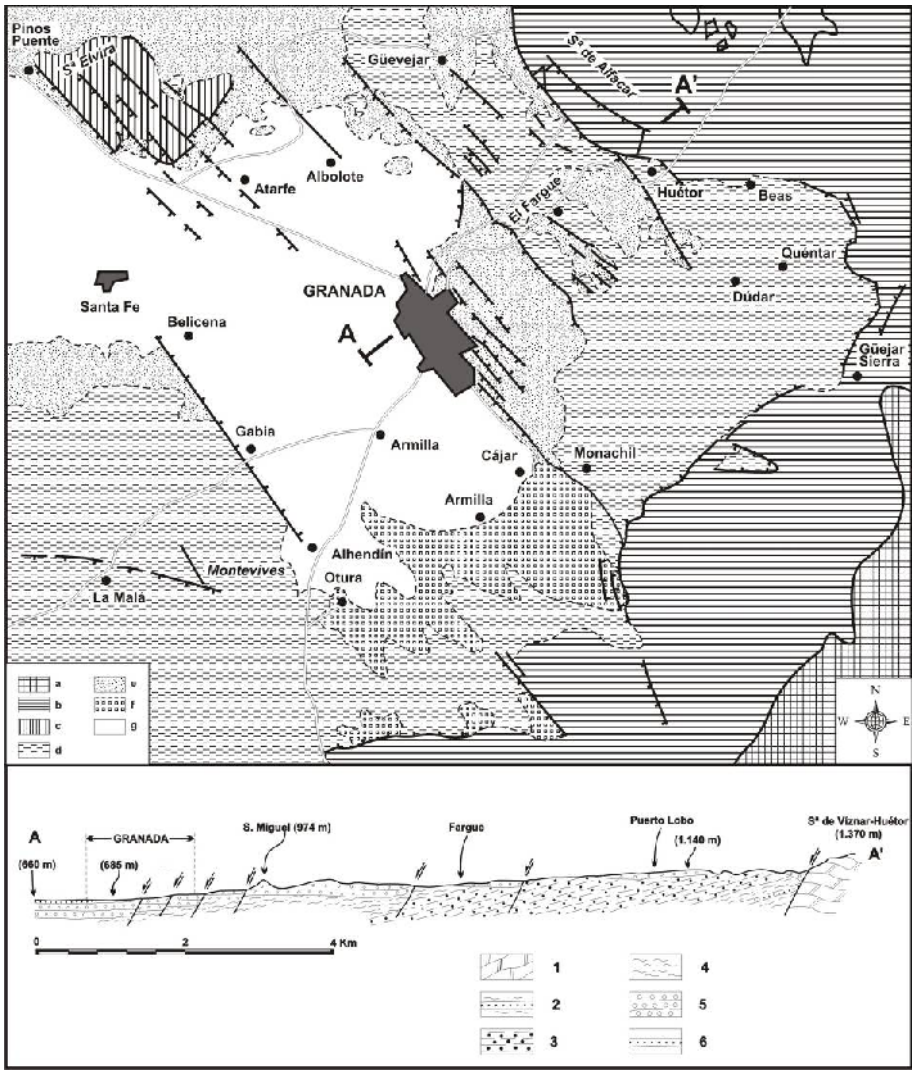
El sector nororiental de la cuenca de Granada (Figs. 2 y 3) fue descrito desde el punto de vista neotectónico por diversos autores (Estévez y Sanz de Galdeano, 1983, Santanach *et al.*, 1980, Sanz de Galdeano y Peláez, 2011; y Sanz de Galdeano et al., 2012). Es un sector, tectónica y sísmicamente, muy activo. Está limitado al este por las sierras de Arana, Cogollos, Alfacar y de Huétor Santillán.

En este sector nororiental existen numerosas fallas normales de dirección NO-SE, aunque con muchas desviaciones locales. Son sin duda las que mayor salto tienen en esta zona y sus desplazamientos se produjeron sobre todo desde el Mioceno superior.

Estas fallas afectan a los sedimentos del Tortoniense-Turoliense de la cuenca de Granada: calcarenitas y conglomerados de la base, seguidos por limos y margas, localmente con yesos. Discordantes sobre estos materiales, se encuentra la llamada formación de Pinos Genil o "Block Formation" que incorpora grandes bloques de materiales nevado-filábrides, testimonio del levantamiento de Sierra Nevada. Parecido es lo que sucede más al norte, pero allí los sedimentos contienen muchos cantos procedentes del Maláguide, y en menor medida, del Alpujárride, erosionados a partir de la sierras de Arana, Cogollos y Alfacar que estaban elevándose (Fig. 3).

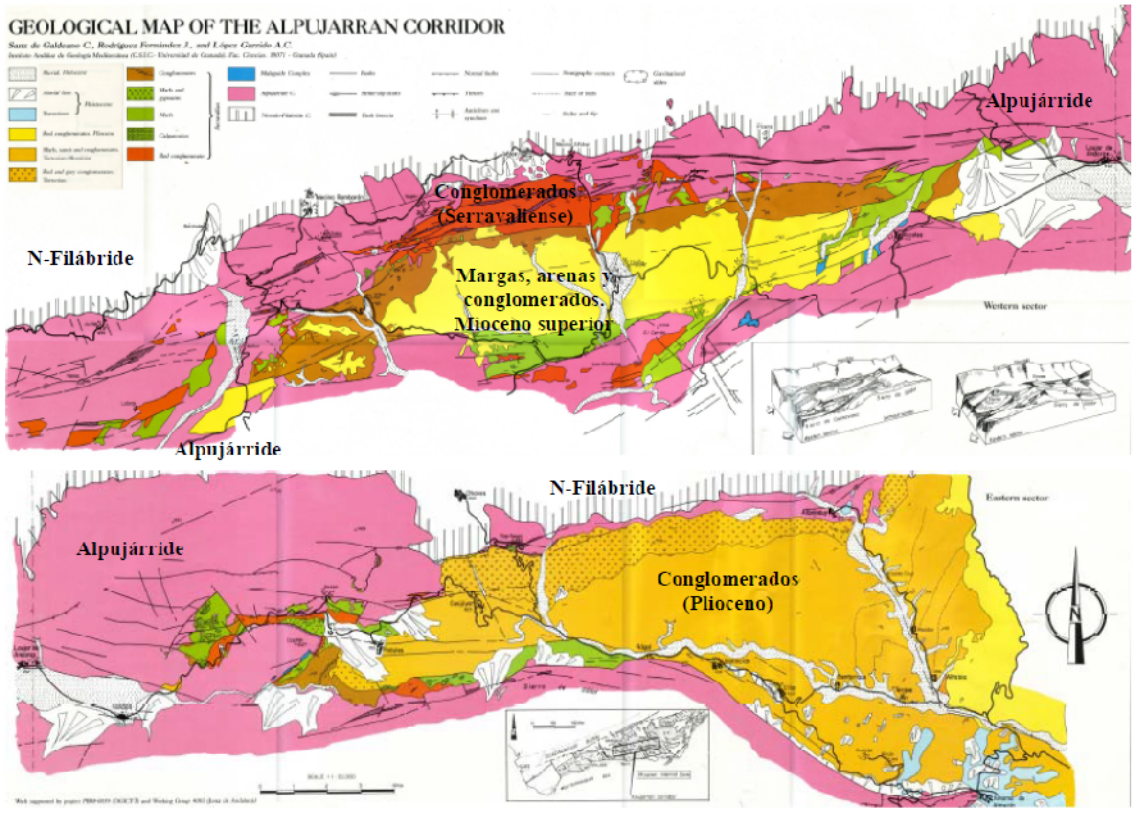
Sobre los anteriores depósitos se conservan localmente calizas lacustres del Pontiense en la cuenca de Granada, que indican que se produjo una etapa de relativa tranquilidad, para posteriormente producirse nuevos movimientos de las fallas. Posteriormente se inició la sedimentación de la formación Alhambra y otras similares del Plioceno-Pleistoceno, que supuso una etapa de aporte de material detrítico relacionado con un proceso de levantamiento de las sierras de Arana, Alfacar, Huétor Santillán y Sierra Nevada (Sanz de Galdeano, 2001).

Durante el Pleistoceno medio-superior, fallas con movimiento de tipo normal contribuyen al levantamiento de los sectores orientales de la cuenca de Granada (Carvajal y Sanz de Galdeano, 2001), y al hundimiento relativo de otros sectores más occidentales. Las fallas más importantes de este sector son las del Fargue, la de Granada y las que limitan Sierra Elvira.


Pinos Puente
S. Enmio
Güevejar
Sª de Alfacar
A'
Atarfe
Albolote
El Fargue
Huétor
Beas
Quentar
Dúdar
Güejar Sierra
GRANADA
A
Santa Fe
Belicena
Gabia
Armilla
Cájar
Monachil
Armilla
Alhendín
Otura
Montevives
La Mala
a
b
c
d
e
f
g
N
W
E
S
A
GRANADA
S. Miguel (974 m)
Fargue
Puerto Lobo
(1.140 m)
Sª de Víznar-Huétor
(1.370 m)
A'
(660 m)
(695 m)
0
2
4 Km
1
2
3
4
5
6

observa nada debido a las edificaciones existentes, y en el sector de La Cartuja, cerca de la carretera que va hacia Víznar presenta unos escarpes de unos 20 m.

Al oeste de Granada, se observa la Vega que está rellena por sedimentos del Pleistoceno terminal-Holoceno. Esta queda limitada al oeste por los relieves del sector de Las Gabias a Santa Fe. El límite de estos relieves con la Vega corresponde a una falla normal de dirección NO-SE. Es una falla conjugada de las de Granada y el Fargue. En realidad se trata de varias fallas que no se observan claramente en superficie, pero que son activas actualmente, ya que tienen asociada bastante sismicidad (Sanz de Galdeano, 2001).


GEOLOGICAL MAP OF THE ALPUJARRAN CORRIDOR
Alpujárride
Conglomerados
(Serravallense)
N-Filábride
Margas, arenas y
conglomerados.
Mioceno superior
Western sector
Alpujárride
N-Filábride
Alpujárride
Conglomerados
(Plioceno)
Eastern sector

Al sur del corredor, el Alpujárride está muy bien representado, además de algunos materiales del Mioceno superior y Pliocuaternario. Este sector incluye a las sierras de Lújar, la Contraviesa y Gádor, y a los valles intermedios que muestran notables incisiones locales. Existen allí también numerosas fallas de dirección NNO-SSE, bien representadas sobre todo en el borde occidental de sierra de Gádor. La sismicidad que se registra en el corredor se atribuye sobre todo, pero no únicamente, a fallas de salto en dirección; las magnitudes de estos terremotos están comprendidas entre 2 y 3,8 mb (Martínez Martínez et al, 2006). No obstante, los rasgos activos que se observan en el borde sur de Sierra Nevada corresponden a desplazamientos verticales de tipo normal.

La principal cuenca del área meridional de Sierra Nevada es la del río Guadalfeo, que abarca, por la margen derecha de su cuenca, una gran parte de las laderas meridionales del sector occidental y meridional de Sierra Nevada, por el este limita con la cuenca del río Adra a través del corredor de la Alpujarra, por el oeste con la Sierra de los Guájares y el Valle de Lecrín, y por el sur con las sierras de Lújar y de la Contraviesa. Desemboca en el Mediterráneo en las proximidades de Salobreña y, dadas sus dimensiones, es el principal valle fluvial del borde sur de Sierra Nevada.

Por su parte la cuenca del río Adra erosiona y recoge las aguas de un sector del borde sur de Sierra Nevada que se continúa con el anterior, y hacia el este con la cuenca del río Andarax, y las laderas de la parte occidental de la sierra de Gádor. Todos los tributarios de estas cuencas llevan asociados numerosos depósitos fluviales, depósitos de ladera y abanicos aluviales, así como brechas calcáreas y filíticas. En el sector de Laujar de Andarax se encuentra la divisoria entre los ríos Adra y Andarax. Este último recorre la parte oriental del corredor de las Alpujarras, y luego toma dirección sur, hacia Almería, recogiendo las aguas de la parte sur-oriental de Sierra Nevada y de su parte nor-oriental, a través de los afluentes de la cuenca del río Nacimiento, en la que desemboca el río Andarax.

En el borde sur de Sierra Nevada, en el sector de Laujar de Andarax, los depósitos de ladera están afectados por la falla de Laujar. García-Tortosa y Sanz de Galdeano, (2007) asignan edades en torno a los 140.000 años para los depósitos coluviales cementados, afectados por la falla, y unos 20.000 años a los no cementados, estimando un salto de falla de 60 metros para los primeros y de 15 metros en los segundos; en este caso obtienen una velocidad de levantamiento para Sierra Nevada entre 0,43 mm/año y 0,75 mm/año. Keller y Pinter, (1996a) calculan valores medios de

levantamiento regional de unos 0,4 mm/año para los últimos 8 millones de años en el borde occidental y sur de Sierra Nevada, y con valores de hasta 0,6 mm/año para el último millón de años. Valores parecidos, en torno a 0,44 mm/año, deducen Sanz de Galdeano y López Garrido (1999b) para el sector occidental de Sierra Nevada, en su contacto con la cuenca de Granada.

1.4.4. LA CUENCA DE GUADIX-BAZA

Esta cuenca se sitúa en el sector central de la Cordillera Bética. El Subbético aflora en la parte norte de la cuenca y en buena parte de sus límites orientales y occidentales. (Figs. 1 y 2).

El complejo Maláguide aflora en la parte occidental, en el sector de Diezma, y en la parte oriental al norte de la sierra de las Estancias, ya en el corredor hacia Vélez Rubio. La Dorsal lo hace en el sector de Darro, al sur de Sierra Arana y al norte del Maláguide. El Jabalcón (al norte de Baza, fuera del área estudiada) también se atribuye a la Dorsal. El Alpujárride aflora en algunos sectores del borde meridional de la cuenca y en gran parte de la oriental: sierra de Baza, con prolongaciones hacia Zújar y Freila, y en la sierra de las Estancias, en el sector que va hacia el corredor de Vélez, como en el del Almanzora, al norte de la sierra de los Filabres. El complejo Nevado-Filábride aflora en la parte meridional de la cuenca y en las laderas norte de Sierra Nevada y sierra de los Filabres. Son numerosos los sedimentos del relleno neógeno y cuaternario que proceden de este complejo.

La cuenca de Guadix-Baza está afectada por varios juegos de fallas. Las de dirección N70E a E-O son las más largas y tienen movimientos más antiguos, mientras que las de dirección NO-SE y NE-SO tienen movimientos más modernos, y en buena parte controlan la forma de la cuenca (Sanz de Galdeano et al., 2007 y 2012). El relleno de la cuenca comenzó durante el Mioceno superior y fue inicialmente marino y después lacustre. Los sedimentos Pliocenos y Cuaternarios caracterizan la cuenca en su mayor medida, con predominio de origen fluvial en la parte occidental y lacustre en la oriental (Sanz de Galdeano et al., 2007 y 2012). Bajo esta cuenca existe el mayor espesor cortical de la cordillera (Sanz de Galdeano et al., 2007 y 2012).

Un rasgo importante de esta cuenca es la existencia de un glacis formado durante el Pleistoceno superior previamente al paso de esta cuenca a ser exorreica, capturada por el progresivo avance de la cabecera del Guadiana Menor desde la cuenca del Guadalquivir, que terminó por capturar su red endorreica (Calvache y Viceras, 1997; García Tortosa et al. 2001; Azañón et al., 2006; Pérez-Peña et al., 2009c). Datos sobre su tectónica activa se recogen en Sanz de Galdeano y Peláez (2011) y en Sanz de Galdeano et al. (2012).

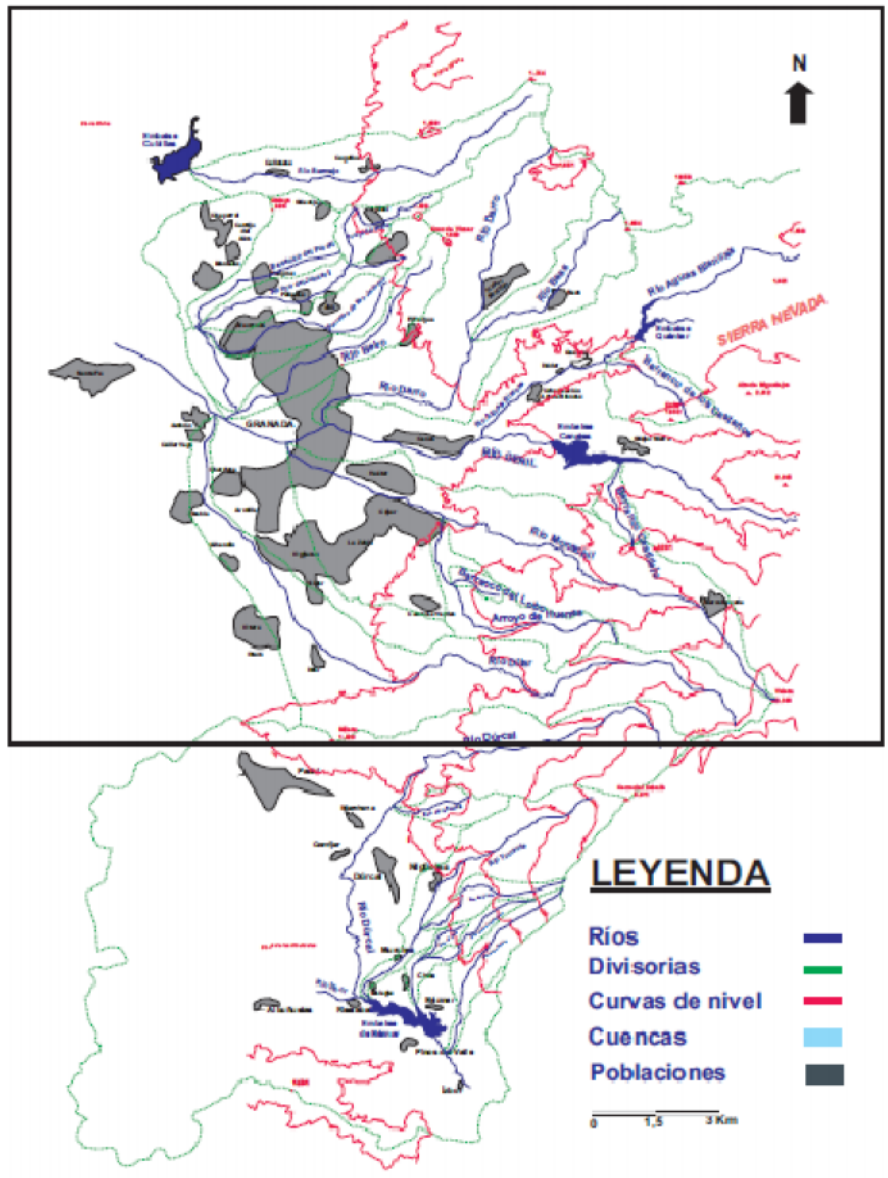
1.5. RASGOS MORFOLÓGICOS GENERALES DEL ÁREA ESTUDIADA

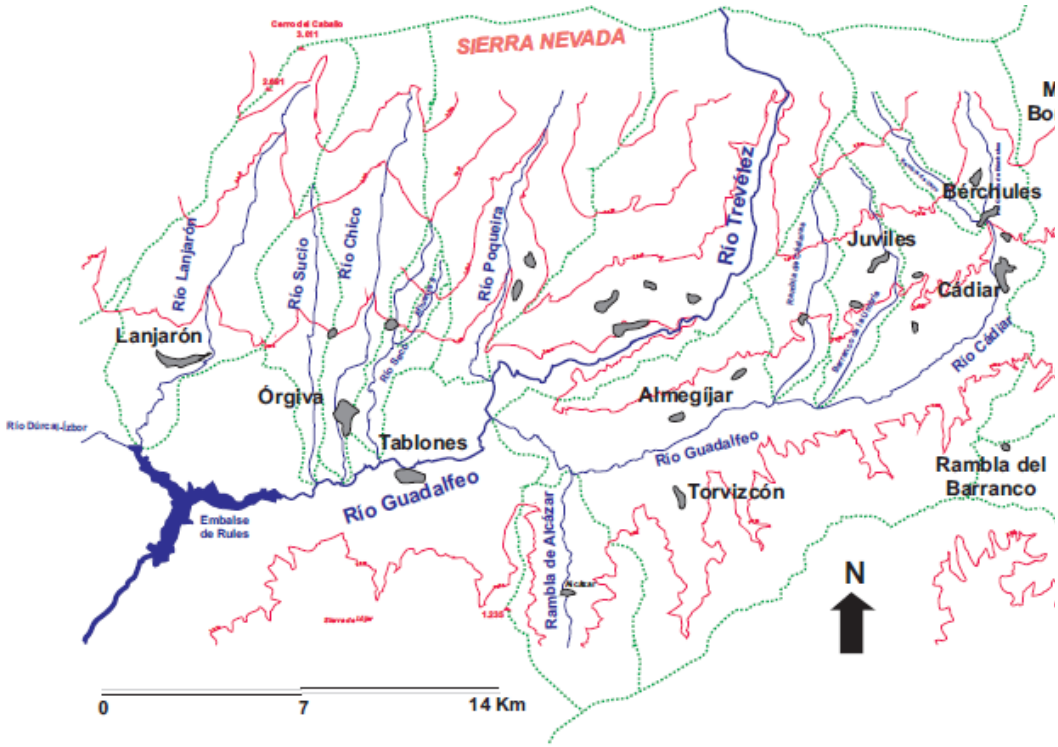
La estructura general de Sierra Nevada es un pliegue de gran radio con buzamientos generalizados a favor de las laderas (Martínez-Martínez *et al.*, 2006). En este pliegue se está produciendo un fuerte encajamiento de la red de drenaje. Hay fuertes pendientes con elevados contrastes litológicos entre calizas-dolomías, filitas, esquistos y cuarcitas.

Morfológicamente en Sierra Nevada existen contrastes notorios: en la ladera sur aparecen relieves alomados a la vez que en algunos sectores de la vertiente norte hay fuertes escarpes en las partes altas donde quedó más marcada la acción glacial del período Cuaternario, especialmente en lugares como los circos del Veleta y Valdeinfierno, de la Laguna de las Yeguas, de Río Seco, de la Hoya de la Mora o de Lanjarón.

Se estima que durante la glaciación de Würm el límite de las nieves perpetuas de Sierra Nevada se situaba alrededor de los 2.400 metros. Ello ha conducido al modelado del relieve y es la causa de la presencia de innumerables lagunas de alta montaña. Cuentan algunas crónicas del siglo XIX que por aquella época aún era posible ver los restos de un glaciar en la zona llamada *"Los Corrales del Veleta"*, justo a la sombra del pico del mismo nombre, y recientemente se descubrió que aún hoy en día existen zonas de *permafrost* en diversos puntos de la cadena montañosa. (Gómez Ortiz *et al.*, 2012). En estas investigaciones se estimó la edad del hielo fósil presente en el subsuelo en un intervalo entre los 100 y los 9.000 años. Estas zonas de permafrost restantes son consideradas reminiscencias de los antiguos glaciares, de pequeño tamaño, presentes en el macizo.

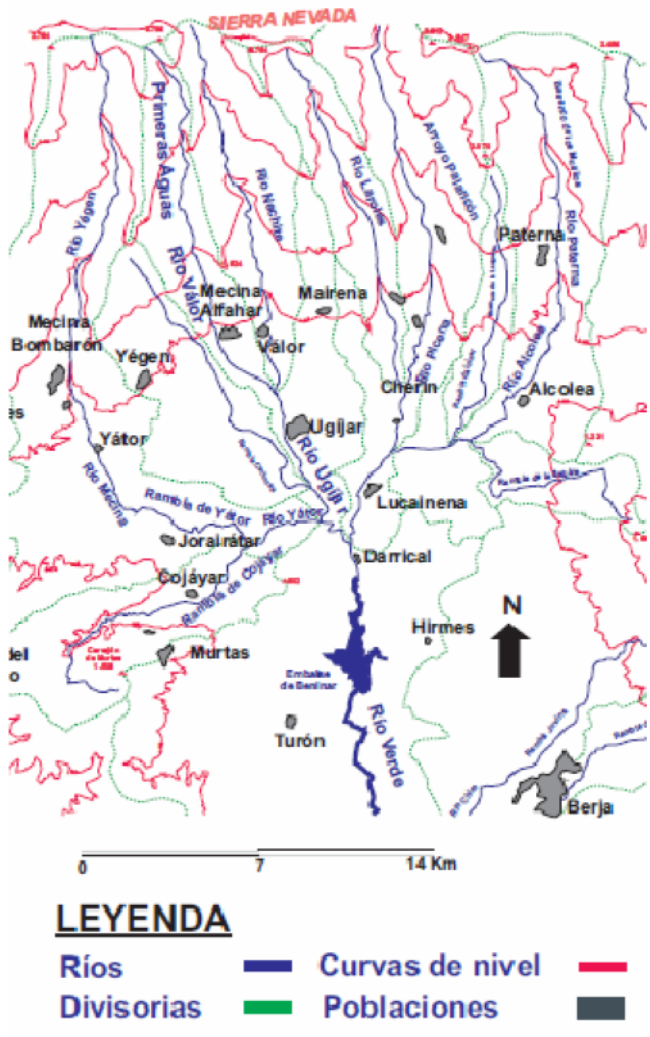
La parte oriental de la cuenca de Granada y el borde occidental de Sierra Nevada, presentan una red de drenaje fuertemente encajada, dando subcuencas muy estrechas en sus cabeceras y partes altas, hasta desembocar en las zonas más abiertas de la Vega. Estos ríos son prácticamente perpendiculares a los frentes montañosos del oeste de Sierra Nevada. La mayor parte de ellos desembocan en el río Genil, principal agente drenante de la sierra. Lo mismo ocurre en el sector nororiental de la cuenca de


N
SIERRA NEVADA
GRANADA
Río Darro
Río Genil
Río Monachil
Río Dílar
Río Dúrcal
LEYENDA
Ríos
Divisorias
Curvas de nivel
Cuencas
Poblaciones
0
1,5
3 Km



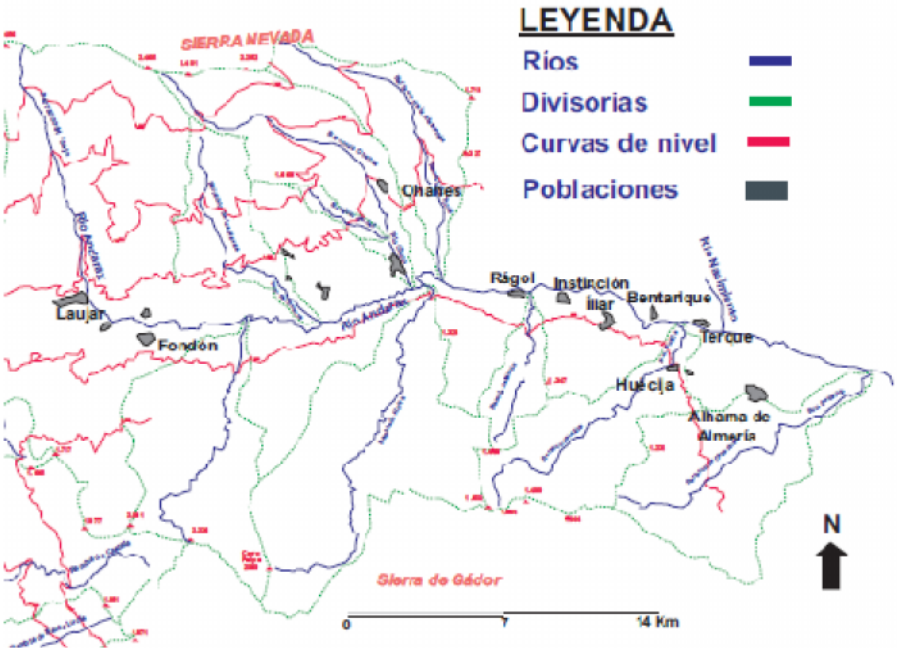
LEYENDA

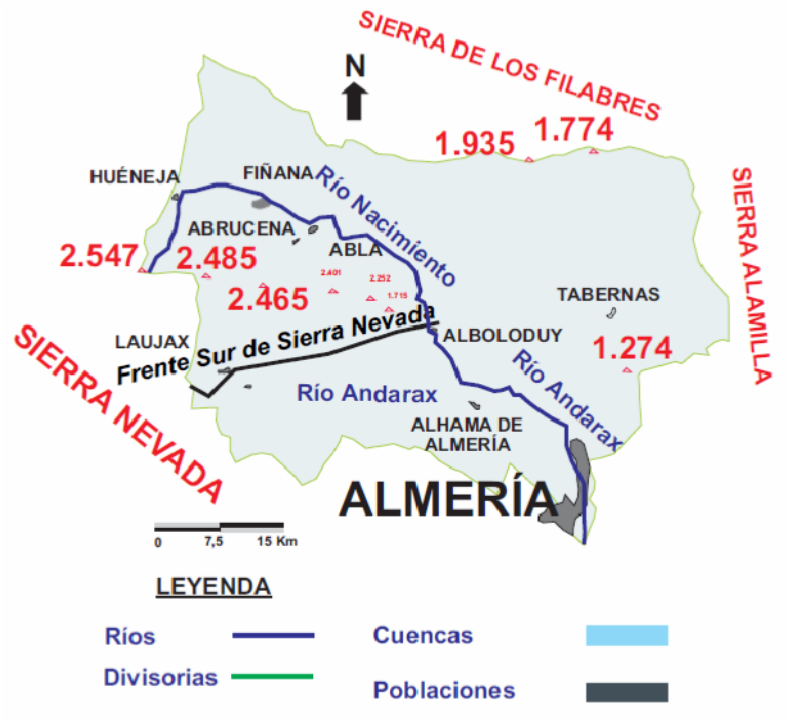
Ríos		Curvas de nivel	
Divisorias		Poblaciones	

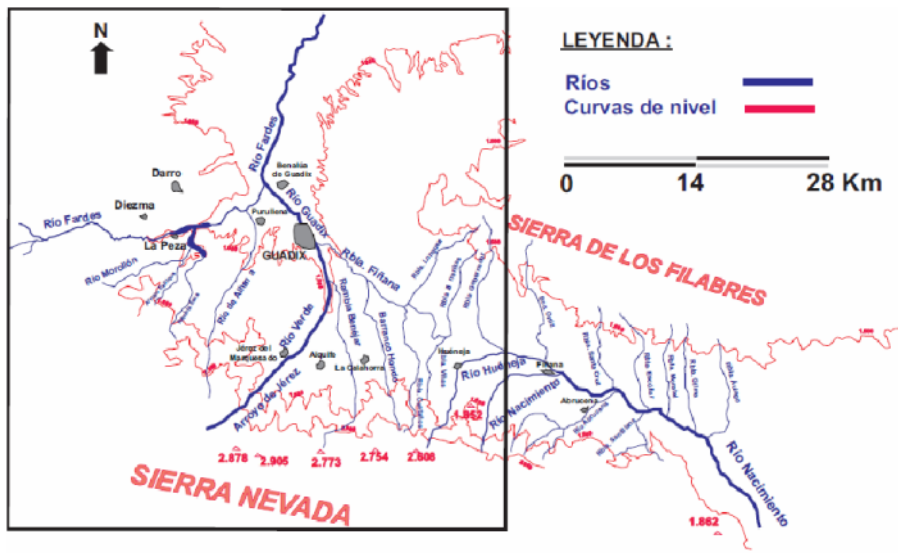


LEYENDA

Ríos		Curvas de nivel	
Divisorias		Poblaciones	


LEYENDA
Ríos
Divisorias
Curvas de nivel
Poblaciones
SIERRA NEVADA
Río Andarax
Río Nacimiento
Chanes
Rágol
Instinción
Illar
Bentarique
Tercue
Laujar
Fondón
Huécija
Alhama de Almería
Sierra de Gádor
N
0
7
14 Km


SIERRA DE LOS FILABRES
N
1.935
1.774
HUÉNEJA
FIÑANA
Río Nacimiento
ABRUCENA
ABLA
2.547
2.485
2.465
TABERNAS
SIERRA ALAMILLA
LAUJAX
Frente Sur de Sierra Nevada
ALBOLODUY
1.274
SIERRA NEVADA
Río Andarax
Río Andarax
ALHAMA DE ALMERÍA
ALMERÍA
0
7,5
15 Km
LEYENDA
Ríos
Cuencas
Divisorias
Poblaciones


N
LEYENDA :
Ríos
Curvas de nivel
0
14
28 Km
SIERRA DE LOS FILABRES
Río Fardes
Darro
Diezma
La Peza
GUADIX
Río Guadix
Río Verde
Río Huéneja
Río Nacimiento
Río Nacimiento
SIERRA NEVADA
2.878
2.905
2.773
2.754
2.806
1.862

2. ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS APLICADOS

La aplicación de índices geomorfológicos al estudio de la actividad tectónica de una región es una herramienta generalizada hoy día (Rockwell *et al.*, 1984 y Keller y Pinter, 1996b). En concreto, en la Cordillera Bética ya han sido utilizados por diversos autores entre los que destacamos Silva (1994) en el área de Murcia, Silva *et al.*, (2003) en el SE de España, incluido el sur de Sierra de Gádor, El Hamdouni (2001) en el sector de Dúrcal, al SE de Granada, Martínez Díaz (2000 a y b) en el SE de la península, en parte coincidiendo con el área ahora estudiada, además de otros como Carvajal y Sanz de Galdeano (2001 y 2008) y Azañón *et al.*, (2004b) en el borde oriental de la cuenca de Granada. Generalmente se han aplicado a frentes montañosos activos o que al menos lo han sido durante el periodo neotectónico, unos 8 millones de años en la región (Groupe de Recherche Néotectonique, 1977). La actividad cuaternaria de pliegues y fallas puede ser estimada mediante el análisis de las redes de drenaje y el cálculo de índices geomorfológicos. Estos tipos de análisis son especialmente útiles en zonas semiáridas con tasas bajas y moderadas de actividad tectónica, y con escasas dataciones cuaternarias (Azañón *et al.*, 2012). Así mismo, en esta Tesis, se han utilizado Sistemas de Información Geográfica (SIG) como herramientas para representar y analizar los datos espaciales necesarios para el cálculo de los índices geomorfológicos (Pérez-Peña et al., 2008 a y b) y su relación con la evolución del relieve y la actividad tectónica.

Primeramente se han identificado los frentes montañosos, determinando entre ellos los que verdaderamente se relacionan con fallas. En éstos se han diferenciado los segmentos que los componen para calcular los índices relacionados con la sinuosidad (Smf). Tras analizar la red de drenaje de toda la cuenca, se han calculado los índices longitudinales de los ríos (SL), los transversales (Vf), los de la forma de la cuenca (Bs) y los factores de asimetría (AF) de algunas cuencas representativas. También se ha calculado en algunas zonas el índice de pendiente (KSN), el análisis del relieve local de franjas o hileras, y el análisis de algunas curvas (HI).

El conjunto de índices que se han calculado están relacionados con:

Los frentes montañosos

Los perfiles longitudinales de los ríos o barrancos.

Los perfiles transversales perpendiculares a los cauces.

Las formas de las cuencas.

La asimetría de las cuencas.

La incisión y el desarrollo del patrón de drenaje de los ríos.

El plegamiento y las fallas desarrolladas en la evolución del relieve.

La topografía derivada de estructuras tectónicas activas.

Las áreas con diferentes tasas de levantamiento.

Morfología de los perfiles topográficos.

Roturas de pendientes de los cauces en relación con las áreas atravesadas por su cuenca.

2.1. ÍNDICES DE LOS FRENTES MONTAÑOSOS

En su sentido literal, un frente montañoso (***FM***) corresponde a un relieve formado por una o varias montañas o sierras con respecto a otros sectores deprimidos, y su origen puede tener diversas causas geológicas y estar ligado o no a la existencia de una falla, que es cuando tiene sentido aplicar este índice. Se tratan por tanto de relieves de tamaños del orden del kilómetro a decenas e incluso centenas de ellos.

Si un determinado frente montañoso aparece ligado a fallas activas entonces se le ha asignado el nombre de ***Frente Montañoso Asociado a Fallas Activas (FMAFA)*** (también podría deberse a fallas que se movieron en el periodo neotectónico, o anteriormente, o a flancos de pliegues, etc.). Sin embargo, en la literatura que trata de frentes montañosos, este término se refiere directamente a aquellos frentes ligados a fallas. Pero en el área estudiada parece conveniente hacer esa diferenciación. Así, los ***FM*** del área estudiada se han localizado para poder analizar los rasgos geológicos y geomorfológicos que los determinan.

Citamos algunas descripciones de frentes montañosos, generalmente referidos a frentes ligados a fallas activas:

El alto valle del Río Atue, al sudoeste de la provincia de Mendoza forma parte del frente montañoso de la Cordillera Principal que fue construido por medio de sistemas de corrimientos. Cercano a la localidad de El Sosneado, entre los arroyos Blanco y La Manga, la secuencia estratigráfica está compuesta por rocas Mesozoicas que van desde la Formación Auquilco hasta la Formación Malargüe. Esta pila sedimentaria es afectada por sistemas de corrimientos que se despegan de la Formación Auquilco (yeso) cuya disposición en la zona de trabajo es moderadamente buzante al este. Este despegue está dirigido hacia el antepaís con sistemas de fallas y plegamiento asociado que se desarrollan encima del mismo. Estos sistemas de fallas parecen conectados con despegues de techo localizados principalmente en la Formación Huitrín y en la Formación Diamante, por lo tanto generando una geometría dúplex. El frente de este dúplex, que aflora en la margen occidental del Ao. La Manga, muestra a los estratos Mesozoicos invertidos. Esto sugiere que se trata de una estructura con características de un dúplex antiformal que ha sido plegado. Una cuña tectónica basamental, que se propaga hacia el antepaís con retrocorrimientos en su frente y que está localizada en el subsuelo de esta región, es la responsable del volcado final de las estructuras descriptas.

Argentina. Provincia de Mendoza. Río Atuel.

(DIMIERI *et al.,* 2005)

"Escarpes topográficos coincidentes con superficies de falla que presentan estrías, acanaladuras y cantos estriados. A veces brechas de falla de espesores decimétricos"

Almería. Alpujarra. Sierra de Gádor.

(FERNÁNDEZ IBÁÑEZ, *et al.*, 2006)

"Podremos considerar un frente montañoso a un escarpe o conjunto de escarpes topográficos, de longitudes kilométricas, cuando se les pueda asignar un grado relativo de actividad tectónica reciente.

Debemos integrar la evaluación morfométrica, la morfoneotectónica de las fallas y la configuración de los depósitos cuaternarios. También se pueden definir diferentes segmentos activos de frente montañoso, y clasificar su actividad de baja, moderada o alta.

Con objeto de cualificar la actividad tectónica se toma como unidad de análisis de deformación la cuenca de drenaje, que da idea de la evolución del paisaje a largo plazo, ya que su geometría responde a la naturaleza y distribución del levantamiento y la subsidencia, al arreglo espacial de las fallas, a la resistencia de las rocas y a la influencia climática. La red de drenaje se evalúa mediante la morfometría, y la integración de ésta con la morfoneotectónica de las fallas y la distribución y configuración de los depósitos cuaternarios, así como todos los registros morfológicos posibles a diferentes escalas. La escala ideal para los mapas topográficos es la de 1:25.000"

Colombia. Quindío. Municipios de Calarcá y Pijao. Cordillera Central de Colombia

(BOTERO *et al.*, 2005)

El índice calculado en los frentes montañosos se define como el índice de sinuosidad del frente montañoso ((índice definido por Bull (1977, 1978) y Bull y MacFadden (1977) como *Mountain-front Sinousity index*).

$$\mathbf{S_{mf} = L_{mf} / L_s}$$

Donde S_{mf} es el valor de la sinuosidad, L_{mf} es la longitud total real del frente montañoso y L_s es la longitud en línea recta medida entre los extremos del frente.

Se define por tanto como la razón existente entre la longitud total del frente y la longitud del mismo medida a lo largo de una línea recta paralela al mismo. Este índice cuantifica la proximidad del frente a una morfología rectilínea, de tal forma que *cuanto más próximo al valor 1, mayor será la actividad de la falla,* ya que ésta al actuar da lugar a un frente aproximadamente recto, que se hará más sinuoso a medida que pase el tiempo debido a la erosión que sufre. Es especialmente útil a la hora de clasificar los

frentes según su actividad tectónica relativa, debido a su sencillez, y a que está sujeto a una escasa subjetividad. Los valores obtenidos varían con la escala utilizada, siendo generalmente mayores en escalas pequeñas. En este trabajo se ha procurado utilizar una misma escala para todos los frentes montañosos aunque no siempre ha sido posible debido al tamaño de los segmentos utilizados.

2.2. ÍNDICE DEL GRADIENTE DE LOS PERFILES LONGITUDINALES

Corresponde a la fórmula:

$$SL = (\Delta h / \Delta l) L$$

Donde SL significa Stream-length gradient index, definido por Hack (1973) es decir el Índice del gradiente del perfil longitudinal del río. Δh es el decremento de la altura (se toma una diferencia de 50m en cada caso) y Δl es la distancia en horizontal que corresponde en cada caso al Δh, y L es la longitud acumulada desde el punto inicial, cabecera del río, hasta el punto medio del intervalo considerado en cada caso.

El índice SL es muy sensible a los cambios de pendiente del cauce, lo que permite la evaluación de las relaciones entre la actividad tectónica, la litología – mayor o menor resistencia de las rocas a la erosión- y la topografía. Éste tiene interés porque exagera y, por tanto, detecta, mostrando mucho mejor la posición de esos cambios de pendiente, y dando un valor numérico del valor del cambio de gradiente.

Para mejor identificación en perfiles y planos, se ha realizado una representación semilogarítmica de los perfiles longitudinales teóricos de los ríos que han dado los mayores SL. En este caso se han aplicado los valores del índice SL/K, siendo K una constante que en nuestro caso toma el valor de 50, $[log_{10}10^{50}]$, y en la gráfica se refleja la relación existente entre el logaritmo de la distancia recorrida con respecto al valor del SL/K en ese recorrido. La utilización de la normalización por la constante K permite la comparación entre ríos de diferentes órdenes.

Este índice se complementa con la representación semilogarítmica de un perfil longitudinal teórico del río. Tiene la siguiente fórmula:

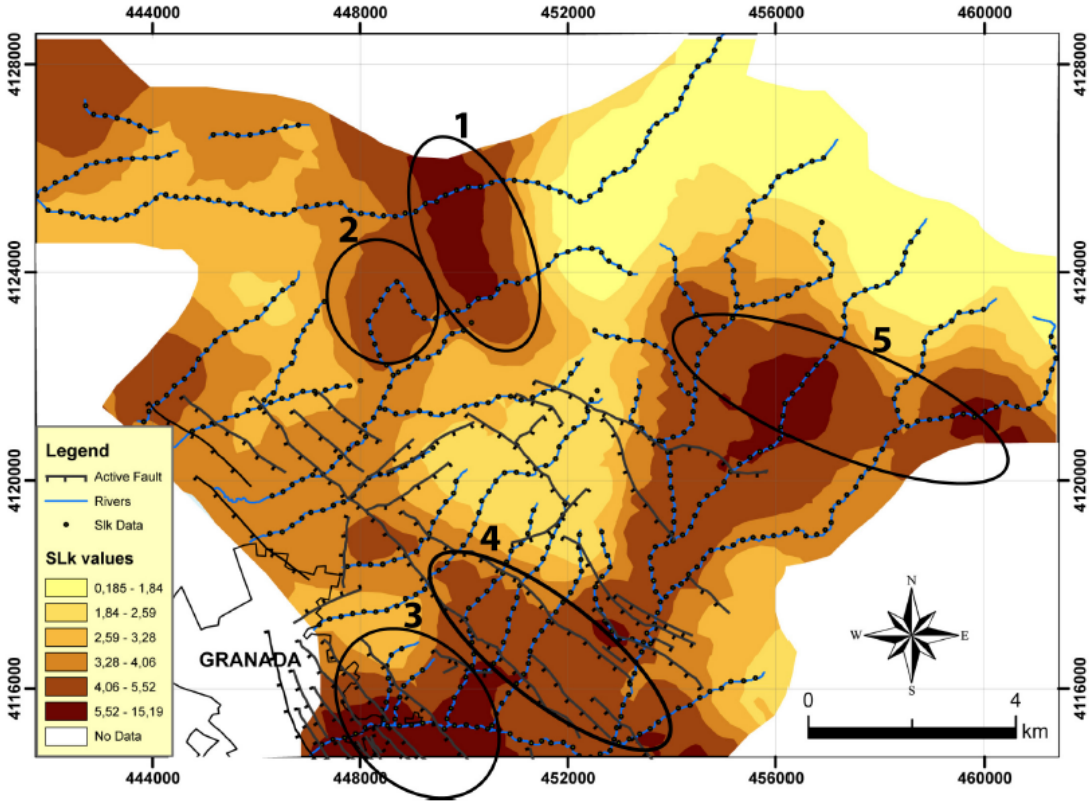
$$H = C - K \ln L$$

Donde H es la altura, L la distancia desde la cabecera del río al punto donde estemos, y C y K son constantes. K se refiere a la pendiente del canal teórico y es el índice de gradiente, y responde a la fórmula:

$$K = Hi - Hj / \ln Lj - \ln Li$$

Donde i y j son dos puntos escogidos a lo largo del perfil del río.

Silva (1994) construye mapas de contornos de SL. Para ello une puntos de valores similares de SL lo que da curvas de diferentes valores. Naturalmente, las de


444000
448000
452000
456000
460000
4128000
4124000
4120000
4116000
1
2
3
4
5
Legend
Active Fault
Rivers
Slk Data
SLk values
0,185 - 1,84
1,84 - 2,59
2,59 - 3,28
3,28 - 4,06
4,06 - 5,52
5,52 - 15,19
No Data
GRANADA
N
W
E
S
0
4
km

2.3. ÍNDICE DE ENCAJAMIENTO A PARTIR DE PERFILES TRANSVERSALES REALIZADOS SOBRE LOS CAUCES DE LOS RÍOS

Este índice relaciona la anchura del fondo del valle y la altura de las laderas del valle, medidas en una sección transversal. Fue definido por Bull (1977, 1978) y Bull y McFadden (1997) como *Ratio of Valley floor widht / Valley height*.

Aplicamos la siguiente expresión:

$$\mathbf{V_f = 2V_{fw} / [(E_{ld}-E_{sc}) + (E_{rd}-E_{sc})]}$$

Donde V_f es el índice a obtener, o valor del encajamiento, V_{fw} es la anchura del cauce del río (se suele tomar un valor mínimo de ancho de cauce, en este caso se ha tomado el valor de 20 m adecuado para trabajar con escalas de 1:25.000). (E_{ld}-E_{sc}) es la diferencia de cota máxima de la ladera derecha del valle, en la transversal realizada, menos la cota a la que, en ese punto, está el cauce del río; y (E_{rd}-E_{sc}) es lo mismo, pero en la ladera izquierda. Es obvio que cuanto más ancho sea el río y menos altas las divisorias de su cuenca de drenaje, mayor será el valor del índice obtenido. Valores menores a 1 pueden ser indicativos de actividad tectónica. Naturalmente, en un mismo río, los valores de este índice cambian según las transversales, de modo que para caracterizar un río de una forma representativa habría que hacer varias.

Para que haya homogeneidad de datos conviene obtener el índice en puntos equivalentes de los ríos. Al contrario de lo que ocurre con el índice del gradiente, cuanto más alto sea el índice de encajamiento de un río menor será la incisión.

2.4. ÍNDICE DE LA FORMA DE LA CUENCA

Se calcula mediante la siguiente expresión:

$$\mathbf{B_s = B_l / B_w}$$

Siendo B_s (*basin shape*) el índice de la forma de la cuenca, en planta, y B_l (*basin length*) y B_w (*basin wide*) son respectivamente la longitud y la anchura de la cuenca. A mayor valor obtenido en el índice (cuencas alargadas), más jóvenes son las cuencas, lo cual suele estar ligado a una mayor actividad tectónica. La erosión y el tiempo hacen a las cuencas más amplias en relación a su longitud. Fue definido por Canon (1976) y Ramírez-Herrera (1998).

Siempre se ha medido la longitud mayor de la cuenca y su anchura media para calcular el valor del Bs, siguiendo siempre la dirección predominante de la misma. En algunos casos en que la dirección ha cambiado se ha calculado un nuevo valor del índice para esa nueva dirección o rumbo. El cálculo de la medida de la longitud y de la anchura de cada cuenca se ha hecho tomando valores intermedios. Sobre todo en el caso de la anchura, que es la que más irregularidades presenta normalmente. Los valores más altos corresponden a una mayor actividad tectónica y coinciden con formas alargadas de la cuenca.

2.5. ÍNDICES DE ASIMETRÍA DE LA CUENCA

Se pueden aplicar diferentes expresiones matemáticas con diferentes parámetros para calcular la asimetría de una cuenca. Uno de ellos puede ser el siguiente:

FA = (AD / AT) 100

Donde **FA** es el factor de asimetría, **AD** es el área del margen derecho de la cuenca del río y **AT** es el área total de la cuenca. Naturalmente, también se podría hacer igual con la margen izquierda. Este índice define el grado de asimetría de una cuenca de drenaje. Cuanto más próximo sea el valor a 50, más simétrica será la cuenca. Es aplicable en áreas de litología homogénea o con una resistencia uniforme para que las diferencias en la asimetría sean atribuibles a factores tectónicos.

Fue definido por Hare y Gardner (1985) con la fórmula:

***AF* = (Ar / At) 100**, con significado similar a la fórmula poco más arriba indicada.

(Véase El Hamdouni, 2001, págs. 97 111 a 114, Keller y Pinter, 1996a, págs 124-127). (Véase también, Pérez-Peña *et al.*, 2010, págs 78 a 80)

Otro índice de asimetría transversal del cauce que se puede aplicar responde a la siguiente fórmula matemática:

T = Da / Dd

Donde **T** es el valor del índice, **Da** es la distancia desde una línea media de la cuenca de drenaje hasta la línea media del cauce (sobre mapa se traza la cuenca de drenaje y se dibuja una línea aproximadamente equidistante a los bordes de la cuenca, según su dirección de drenaje). **Dd** es la distancia a la divisoria de aguas. Los valores de **T** están comprendidos entre 0, cuando el cauce activo coincide con la línea media de la cuenca, y 1 (el cauce activo coincide con la divisoria de drenaje). Fue definido por Cox (1994). Este autor pone como condicionantes de aplicación que:

a.- Los cauces deben organizarse en régimen dendrítico.

b.- Los materiales no deben ser especialmente competentes, al menos en sus capas superficiales.

c.- Los buzamientos deben ser relativamente constantes.

Este índice permite deducir direcciones de migración de los cauces, y es el que se ha aplicado para el cálculo de nuestra cuenca general y en las subcuencas en las que

se ha podido aplicar. (Véase El Hamdouni (2001), pág. 97 y 114 a 120 y Keller y Pinter, 1996a, págs. 127-128).

En este trabajo se ha considerado que las cuencas cuya asimetría presenta valores iguales o superiores a 0,60 (**T**≤0,60), ya han sido afectadas por la tectónica activa, y para el cálculo del **FA**, se ha relacionado el área total con el área del margen más pequeño, y una cuenca se considera relacionada con una inestabilidad tectónica si su valor es igual o inferior al 30% (**FA**≤30%).

2.6. ANÁLISIS DE LAS CURVAS HIPSOMÉTRICAS

La curva hipsométrica representa la distribución de áreas relativas frente a altitudes relativas de una cuenca en particular (Strahler, 1952). La forma de la curva hipsométrica se correlaciona con el grado de desarrollo geomorfológico de la cuenca; cuencas antiguas dan formas cóncavas, cuencas maduras dibujan curvas en forma de S, y las cuencas jóvenes producen curvas de forma convexa (Strahler, 1952; Ohmori, 1993).

El análisis de las curvas hipsométricas es una valiosa herramienta para inferir la evolución geomorfológica de una cuenca de drenaje, ya que se correlacionan con la evolución del paisaje, el equilibrio de los procesos de erosión-depósito y las variaciones de la superficie de área drenante en función de procesos de captura fluvial. Estos procesos dejan su señal en la curva hipsométrica (Ohmori, 1993, Willgoose y Hancock, 1998; Gao et al, 2013; Pedrera et al, 2009; Pérez-Peña et al, 2009b; Matos et al, 2014; Scotti et al, 2014).

2.7. ANÁLISIS DEL RELIEVE LOCAL

El análisis del relieve local en franjas o bandas, propuesto por Molin et al., (2004), estudia la variación espacial de la disección fluvial mediante el cálculo de la topografía residual que queda entre las partes más elevadas del relieve y las más bajas.

La parte más elevada del relieve se trata de la superficie superior que conecta crestas y picos, mientras que la más baja del relieve es la superficie inferior que vincula el fondo de los valles. Estas superficies, en el caso de Sierra Nevada, se derivaron de un modelo digital suavizado de la topografía que elimina los valles laterales.

2.8. ÍNDICE DE LA PENDIENTE NORMALIZADA Y EL ÍNDICE DE CONCAVIDAD

También se ha calculado en algunas áreas el índice de pendiente (**KSN**) (Kirby y Whipple, 2001; Wobus et al., 2006 a, b y c). Los canales de los lechos rocosos muestran una relación exponencial entre su pendiente (S) y el área aguas arriba (A) del punto considerado (Hack, 1957). Esta relación viene descrita por la expresión:

$$S = Ks\ Un^{-\theta}$$

Donde **Ks** es el índice de la pendiente del canal y **Θ** el índice de concavidad (Flint, 1974). Esta relación de potencia representa la situación de la mayor parte de los ríos cuando alcanzan un área de drenaje de umbral crítico en el intervalo de 0,1 – 5 km (Kirby y Whipple, 2001; Wobus et al., 2006d). Esta expresión se ha calculado en diversos análisis a lo largo de las principales cordilleras y áreas activas del planeta con diferentes pendiente-área y por lo tanto distintos **Ks** y **Θ** (Wobus et al., 2006d; Kirby y Whipple, 2012). Las diferencias en este parámetro pendiente-área pueden han sido correlacionadas con tres parámetros: tectónica, litología y clima (Wobus et al, 2006 a y b;. Kirby y Whipple, 2012; Whipple et al, 2013;. Burbank y Anderson, 2013; Bellin et al, 2014; Scotti et al, 2014).

Una forma de determinar **Ks** y **Θ** de un río es realizar regresiones logarítmicas en segmentos de pendiente-área. Cuando los datos de pendiente y área están representados en los segmentos a escala logarítmica, esta relación de potencia se alinea en una línea recta que se genera al derivar **Ks** y **Θ** por regresión lineal. Los segmentos analizados de esos canales, en virtud de los mismos factores, producirán una relación lineal de pendiente-área de trazado logarítmico. Por otra parte, los cambios dentro del mismo perfil del río serán representados por diferentes relaciones lineales. Esto constituye una herramienta muy útil en el análisis de los "knickpoints" (roturas o cambios bruscos de pendiente en el lecho del río) del río y se puede utilizar para diferenciar la migración o knickpoints verticales donde se observa una pendiente de rotura con un levantamiento diferencial (Whipple et al., 2013; Wobus et al., 2006 a y b; Burbank y Anderson, 2013; Kirby y Whipple, 2012). Los knickpoints inducen un incremento en la potencia de corriente y la erosión del río (Gardner, 1983). Los cambios verticales en la representación de la rotura de pendiente aparecen como anomalías acentuadas en un gráfico donde se relaciona este parámetro (eje de ordenadas) con el

área atravesada (eje de abscisas); estos cambios verticales separan áreas de rangos similares [Ks], mientras que los puntos de rotura de la pendiente estarán representados por zonas de transición que separan tramos con diferentes Ks.

Estudios previos han propuesto que el índice de concavidad (**Θ**) varía en la mayoría de los canales naturales en un estrecho rango entre 0,4 y 0,6, y es relativamente insensible a las diferencias en la tasa de levantamiento, la litología y/o en el clima en estado estacionario (Kirby y Whipple, 2012; Whipple et al., 2013). Por el contrario, el índice de pendiente (Ks) es altamente sensible a todos los factores mencionados.

Sin embargo hay un problema cuando se comparan valores de **Ks** extraídos de la pendiente del área de los diferentes segmentos de cuenca en una escala logarítmica. Las pequeñas desviaciones en el índice de concavidad causan grandes desviaciones en **Ks**, siendo muy difícil comparar ríos con diferentes concavidades. Wobus et al., (2006b) propusieron el uso de un índice de inclinación "normalizado" (**KSN**) que se puede calcular para un tramo de río con una concavidad fija o "referencia". Este método permite la comparación de los perfiles con diferentes parámetros y se ha utilizado ampliamente en los últimos años como un parámetro sensible a la denudación y/o elevación de una cordillera (Wobus et al., 2006d; Whipple et al., 2013; Kirby y Whipple, 2012; Bellín et al., 2014; Matos et al., 2014; Scotti et al., 2014).

En la práctica, se prefiere el uso del índice de la pendiente normalizada (**KSN)** considerando una concavidad fija (**Θ** referencia) para evitar la fuerte correlación de **Ks** y **Θ** (Wobus et al, 2006 a y b;. Kirby y Whipple, 2012;. Whipple et al, 2013; Burbank y Anderson, 2013). En los últimos años, diversos estudios han propuesto una fuerte correlación entre el **KSN** y la tasa de elevación (por ejemplo, Kirby y Whipple, 2012; Bellin et al, 2014). Se ha calculado el índice **KSN** para todas las cuencas analizadas en Sierra Nevada con la ayuda de códigos disponibles en "http://www.geomorphtools.org". Se ha utilizado un **Θ** referencia de 0,45, como se ha hecho en estudios recientes en las Béticas orientales (Bellin et al., 2014) y NE de España (Scotti et al., 2014).

3. CÁLCULO DE LOS ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS APLICANDO SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA

Los Sistemas de Información Geográfica (SIG) son herramientas para representar, gestionar y analizar datos espaciales (Pérez-Peña, 2009 a y b). Presentan gran versatilidad y potencia para manejar datos geo-espaciales y permiten realizar modelos complejos que utilizan funciones analíticas de las que se derivan datos; también utilizan ***estadísticos específicos*** para datos espaciales (geoestadística). Las primeras utilidades en Geología, fueron para realizar análisis multi-criterio de riesgos naturales (riesgos de inundaciones y susceptibilidad a los deslizamientos).

En este trabajo se aplican al campo de la tectónica activa y evolución del relieve. Estas aplicaciones se han desarrollado con el software ArcGIS, analizando las pendientes de los ríos, sus laderas, así como, con la hipsometría de las cuencas estudiadas. Anteriormente, ya se aplicaron estos métodos en la parte central de la Cordillera Bética, en las cuencas de Granada, Guadix-Baza, y en Sierra Nevada. En el análisis de la red de drenaje se han obtenido resultados referentes a los índices geomorfológicos en los bordes de Sierra Nevada, para deducir, junto con otros estudios la evolución cuaternaria y la actividad tectónica.

En el cálculo del índice del gradiente longitudinal de un río (SL) se produce una gran sensibilidad en los cambios de pendiente permitiendo la evaluación de la actividad tectónica y/o los cambios de litología a lo largo del lecho del río. Pero cuando comparamos SL de ríos de distinta longitud nos pueden dar correlaciones equivocadas debido a la diferente escala de trabajo. Para ello se calcula el índice normalizado (SLk) que permite la comparación de ríos con longitudes diferentes y la generación de mapas de anomalías de SLk (Pérez-Peña, 2009a).

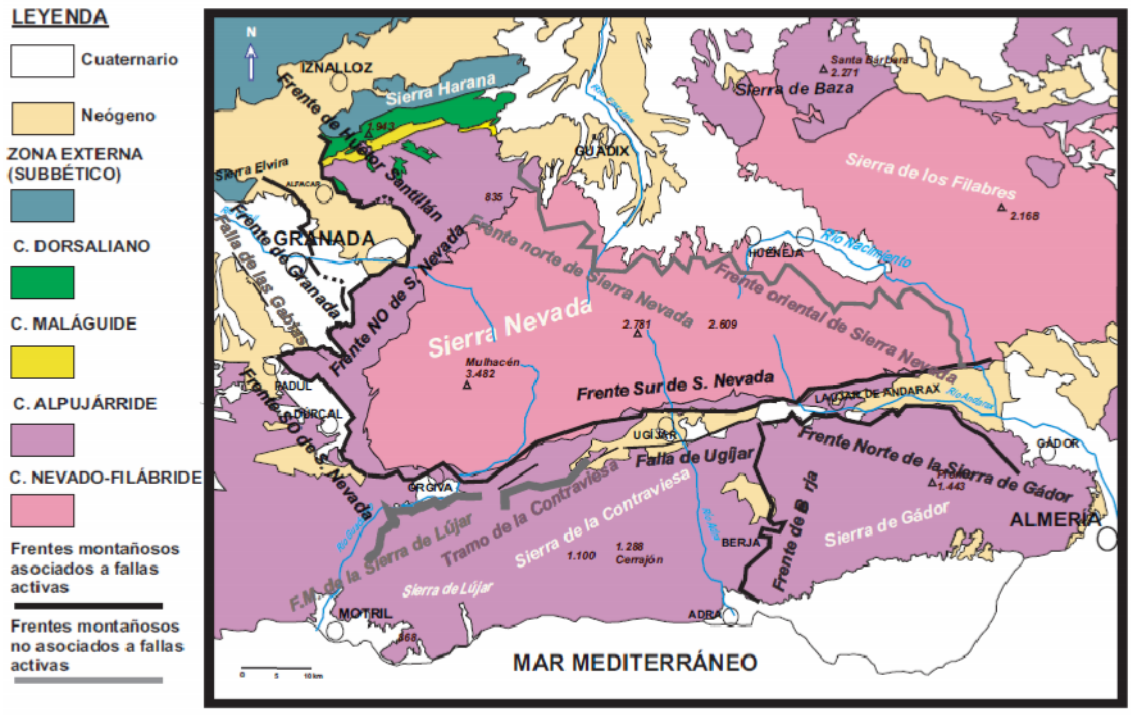
El método de trabajo se puede sintetizar esquemáticamente en el siguiente proceso:

- Creación de un Modelo Digital del Terreno (MDT) tomando las coordenadas desde el programa ArcMAP, utilizando ficheros tipo ASCII y guardando en archivos de texto; todo ello con los obligados cambios de extensión que

suponen los cambios de ficheros (unos ejecutables, .asc, y otros de almacenamiento de datos de coordenadas, .txt.). En todo este proceso intervienen las versiones Arc-Grid (ejecutable) y Arc.Catalog de ArcGIS.

- El resultado es un archivo tipo RASTER constituído por una malla o matriz de puntos que me permite abrirlo dentro del Programa ArcMAP y generar un mapa digitalizado en tres dimensiones, de tal manera que cada punto me representa una coordenada X,Y,Z.
- Con la inserción de otros programas compatibles con ArcGIS, tales como cuencas hidrográficas, poblaciones, puntos geodésicos, curvas de nivel que el programa puede generar perfiles, medir superficies y distancias, y marcar divisorias.
- Todo lo elaborado en ArcGIS se puede exportar a un Programa AutoCAD con el que al final se pueden dibujar con más precisión los perfiles longitudinales y transversales que se presentan en este trabajo, cuyas medidas están representadas a las escalas que se han considerado en cada momento, ya que las nuevas versiones de AutoCAD son compatibles con los Programas de Modelos Digitales del Terreno (MDT).
- Finalmente, todas las figuras se han generado con el Programa CorelDRAW, versión X3.

No obstante, parte del cálculo de los índices que más adelante se desarrollan están elaborados manualmente sobre mapas a escala 1:50.000, y, exceptuando algunas pequeñas diferencias, vienen a coincidir en su mayor parte con los elaborados con la aplicación de los SIG. Los pequeños errores han sido debidos a las diferencias que puedan existir entre los modelos digitales del terreno (MDT) aplicados y los mapas elaborados en las ediciones antiguas. Todos ellos trasladados a las versiones Arc-Grid (ejecutable) y Arc.Catalog de ArcGIS, con resultado en un archivo tipo RASTER han producido la malla o matriz de puntos con las pequeñas diferencias comentadas en el Programa ArcMAP.


LEYENDA
Cuaternario
Neógeno
ZONA EXTERNA (SUBBÉTICO)
C. DORSALIANO
C. MALÁGUIDE
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Frentes montañosos no asociados a fallas activas
N
IZNALLOZ
Sierra Harana
Frente de Huéscar Santiago
Sierra Elvira
ALFACAR
GRANADA
Falla de las Gabias
Frente de Granada
Frente NO de S. Nevada
GUADIX
Río Castril
Sierra de Baza
Santa Bárbara
2.271
Sierra de los Filabres
2.168
835
Río Nacimiento
HUÉNEJA
Frente norte de Sierra Nevada
Frente oriental de Sierra Nevada
Sierra Nevada
2.781
2.609
Mulhacén
3.482
Frente Sur de S. Nevada
MADUL
DÚRCAL
LANJARÓN
Río Andarax
UGÍJAR
Falla de Ugíjar
Frente Norte de la Sierra de Gádor
GÁDOR
1.443
GRANADA
Frente SO de S. Nevada
Río Dúrcal
Tramo de la Contraviesa
Sierra de la Contraviesa
1.100
1.288
Cerrajón
Río Adra
BERJA
Frente de Berja
Sierra de Gádor
ALMERÍA
F.N. de la Sierra de Lújar
Sierra de Lújar
MOTRIL
368
ADRA
MAR MEDITERRÁNEO
0
5
10 km

4.1. FRENTES EN EL SECTOR OCCIDENTAL DE SIERRA NEVADA

La terminación occidental de Sierra Nevada presenta una interrupción del relieve brusca sin transición a las zonas de altiplano. Esta interrupción está causada por fallas de dirección NNE-SSO y NNO-SSE (Fig. 13) cuyo desplazamiento vertical sumado es de varios miles de metros (Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 2006). Así, si se compara la máxima altura de Sierra Nevada, el pico Mulhacén de casi 3500m, con la posición a la que se encuentra el Mioceno superior marino (Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 2006) al oeste de Sierra Elvira, a más de 1500 m bajo el nivel del mar, el desplazamiento vertical es del orden de 5000 m, sin contar la erosión en Sierra Nevada. Es verdad que esa altura de Sierra Nevada en buena medida se alcanzó por su plegamiento, que corresponde a un importante antiforme de dirección aproximada E-O, pero en el frente occidental la diferencia de altura se absorbe en una parte importante por las citadas fallas. Estos desplazamientos verticales tan importantes se han producido prácticamente en su totalidad desde el Mioceno superior a la actualidad. Y el proceso es activo aun.

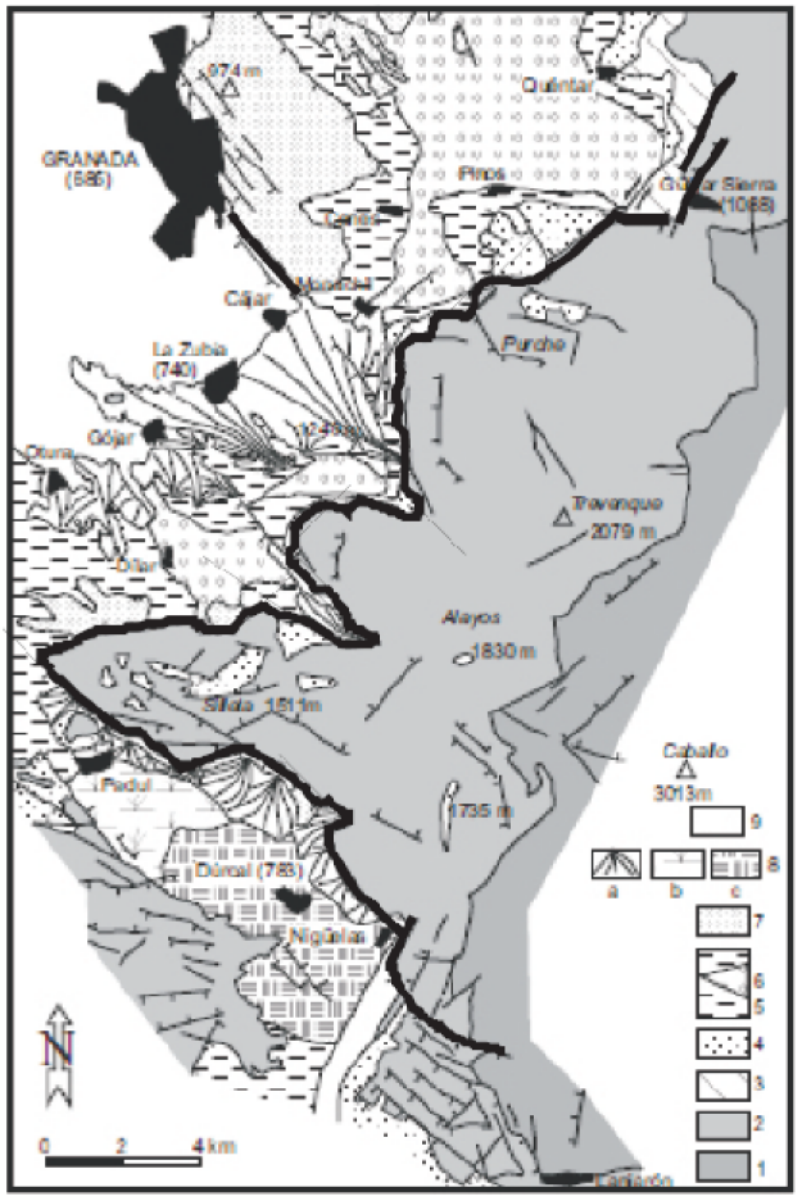
En el núcleo de Sierra Nevada aflora el complejo Nevado-Filábride y en sus bordes el Alpujárride, formado, al igual que el Nevado-Filábride, por diversas unidades. El Maláguide situado en posición superior sólo se conserva muy localmente.

Al igual que en los otros bordes de Sierra Nevada, al pie de sus relieves afloran sedimentos neógenos y cuaternarios, nutridos fundamentalmente a partir de los detritus procedentes de la erosión de dicha sierra. El progresivo ascenso de esta sierra, abarcando cada vez áreas mayores, ha producido que sedimentos marinos del Mioceno superior se encuentren en este sector a alturas próximas a 1800 m (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1999a).

Las fallas antes citadas, e incluso otras de dirección E-O forman frentes montañosos complejos en los que no siempre es fácil señalar sus límites.

En este borde occidental de Sierra Nevada (Fig. 14) los FMs (considerados en general) se distribuyen en dos sectores: a) del NO, con dirección general NE-SO, que va desde el norte de Güéjar Sierra hasta el Puntal del Padul (considerado en general es el FM del NO de Sierra Nevada), y b) del SO, de dirección predominante NO-SE, que discurre desde el Puntal del Padul hasta el barranco de Tablate (considerado en general

Granada
Sierra Nevada
Sierra de Almijara
Sierra de Lújar
MAR MEDITERRANEO
0
10
20Km
Ne A Q
Subbéticos Internos
Subbéticos Externos
Fallas
Dorsal
Maligaida
Cobertera
Ciltera Alp. Superiores del NE de Granada
U. Sup.(Godjares-Pinos)
U. Media (Tavernique-Alcazaba)
Ciltera Inf.
Mta. del Mulhacén
Mta. del Veleta


974 m
Quéntar
GRANADA
(686)
Pinos
Güéjar Sierra
(1068)
Cájar
La Zubia
(743)
Purche
Güéjar
Otura
Trevenque
2079 m
Dílar
Alayos
1830 m
Silla 1511m
Cabalo
3013m
Padul
1735 m
Dúrcal (783)
Nigüelas
9
8
a
b
c
7
6
5
4
3
2
1
N
0
2
4 km

4.1.1. TRAMOS O FRENTES MONTAÑOSOS SUBORDINADOS DEL SECTOR NO DEL BORDE OCCIDENTAL DE SIERRA NEVADA

Los tramos distinguidos en el frente noroccidental de Sierra Nevada son:

4.1.1.1. TRAMO GÜÉJAR SIERRA

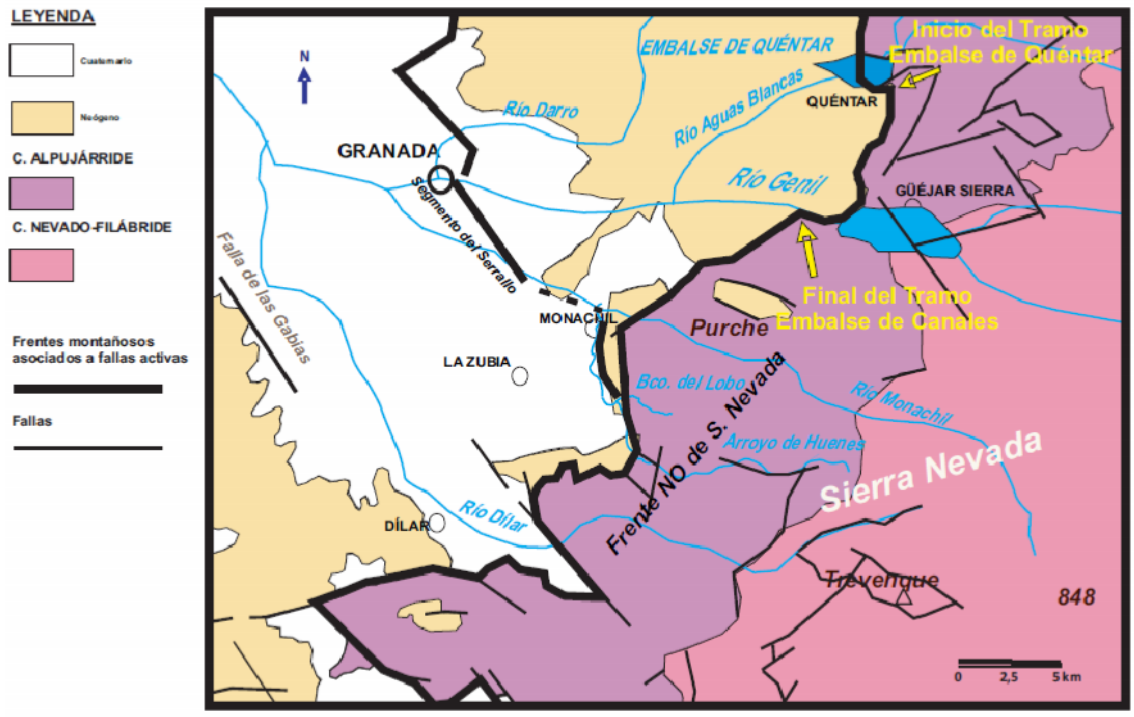
Tiene una dirección predominante NE-SO, abarcando desde las inmediaciones del embalse de Quéntar hasta el de Canales, con una longitud total de algo más de 8 Km. Este tramo coincide con una falla responsable general del escarpe. Sin embargo localmente el relieve está invertido, resaltando el labio hundido, lo que provoca una indefinición del propio tramo (Fig. 15).

En el bloque levantado los materiales carbonatados, mármoles triásicos alpujárrides, en buena parte dolomíticos, presentan diferentes intercalaciones de metapelitas, fáciles de erosionar, lo que junto a la importante trituración que presentan las dolomías, hacen incompetente a la roca frente a la erosión. Por contraste en el bloque hundido abundan, en algunos sectores materiales terciarios localmente de mayor competencia frente a la erosión. Así en el collado que separa las localidades de Güéjar-Sierra y Quéntar tenemos conglomerados miocenos, calcarenitas tortonienses y margas del Tortoniense-Messiniense. La falla afecta claramente a esos materiales del Mioceno superior y además el escarpe de la falla en algunos sectores se muestra bien conservado, lo que hace que este tramo se pueda considerar como un FMAFA. Por eso, calculamos su índice de FM.

Si dividimos la longitud total real del tramo de este sector del FM del NO de Sierra Nevada, (L_{mf}) y la longitud en línea recta medida entre los extremos del frente (L_s) obtenemos el valor de la sinuosidad del mismo (S_{mf}):

L_{mf}: 5.954 m, L_s: 4.624 m, y S_{mf}: 1,29.

Es decir, se obtiene un valor bastante próximo a 1, por lo que consideramos activo este tramo del FM. Además, hay que tener en cuenta que ese tramo corresponde, más que a una sola falla, a varias paralelas cuyos movimientos son de tipo normal, con una componente local sinistrorsa, con direcciones predominantes SO-NE y buzamientos hacia el O. Si el cálculo se hubiera hecho en cada escarpe individual de cada una de las


LEYENDA
Cuaternario
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas
N
GRANADA
EMBALSE DE QUÉNTAR
Río Darro
Río Aguas Blancas
Río Genil
QUÉNTAR
Inicio del Tramo Embalse de Quéntar
GÜÉJAR SIERRA
Final del Tramo Embalse de Canales
Segmento del Serrallo
MONACHIL
Purche
Falla de las Gabias
LA ZUBIA
Bco. del Lobo
Río Monachil
Arroyo de Huenes
Frente NO de S. Nevada
Sierra Nevada
Río Dílar
DÍLAR
Trevenque
848
0
2,5
5 km

4.1.1.2. TRAMO EMBALSE DE CANALES – ARROYO DE HUENES

Se observa desde las inmediaciones del embalse de Canales hasta el arroyo de Huenes. (Fig 16).

También está representado por fallas normales de dirección NE-SO, que buzan al O, con fuerte componente sinistrorsa (Martín Rojas *et al.*, 2001).

En su bloque levantado se observan los materiales alpujárrides, sobre todo calizas y dolomías. En el bloque hundido afloran rocas del Neógeno (areniscas y conglomerados) y formaciones aluviales. En algunos sectores los escarpes de las fallas se preservan bien. Este rasgo, unido a que las estructuras afectan a materiales del Mioceno superior y Pleistoceno, nos permite clasificarlo como un FMAFA.

De igual manera dividimos la longitud total real del frente montañoso, en este tramo, (L_{mf}) y la longitud en línea recta medida entre sus extremos (L_s), y obtenemos el valor de su sinuosidad (S_{mf}):

L_{mf}: 7.599 m, L_s: 7.397 m, y S_{mf}: 1,03

En esta zona el valor de la sinuosidad del frente es menor, con lo que en principio se puede deducir que su actividad tectónica podría ser algo mayor. En este tramo se pueden diferenciar dos segmentos representados por fallas de tipo normal con componentes lateral izquierda:

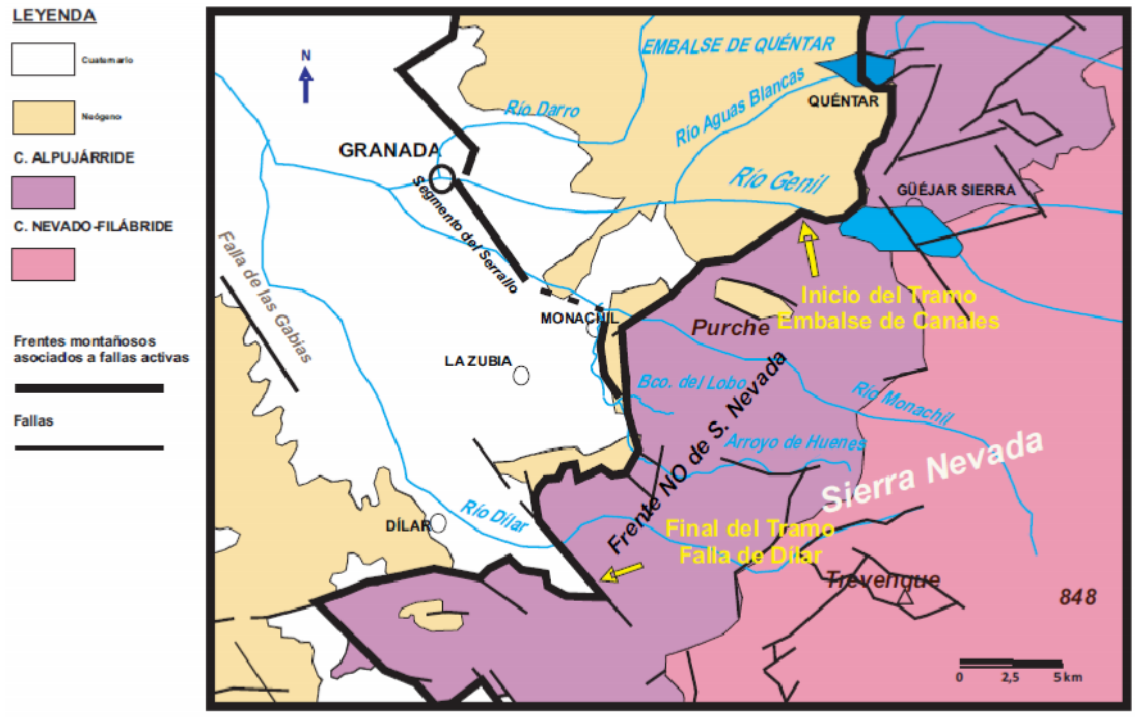
1) El sector formado por varias líneas de una falla normal sinistrorsa que cortan al río Genil y que tienen dirección NE-SO y con un salto entre 300 m. y 700 m. (Martín Rojas *et al.*, 2001). Para este segmento se ha calculado:

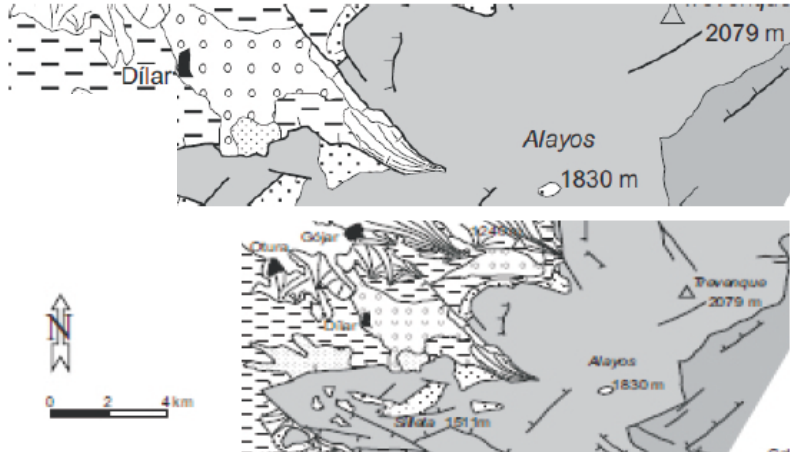
L_{mf}: 3.674 m, L_s: 3.638 m, y S_{mf}: 1,01

Lo que muestra claramente que si nos ceñimos a los escarpes específicos de fallas concretas, los parámetros de los índices de sinuosidad se acercan más a la unidad conforme reducimos el área de medida.

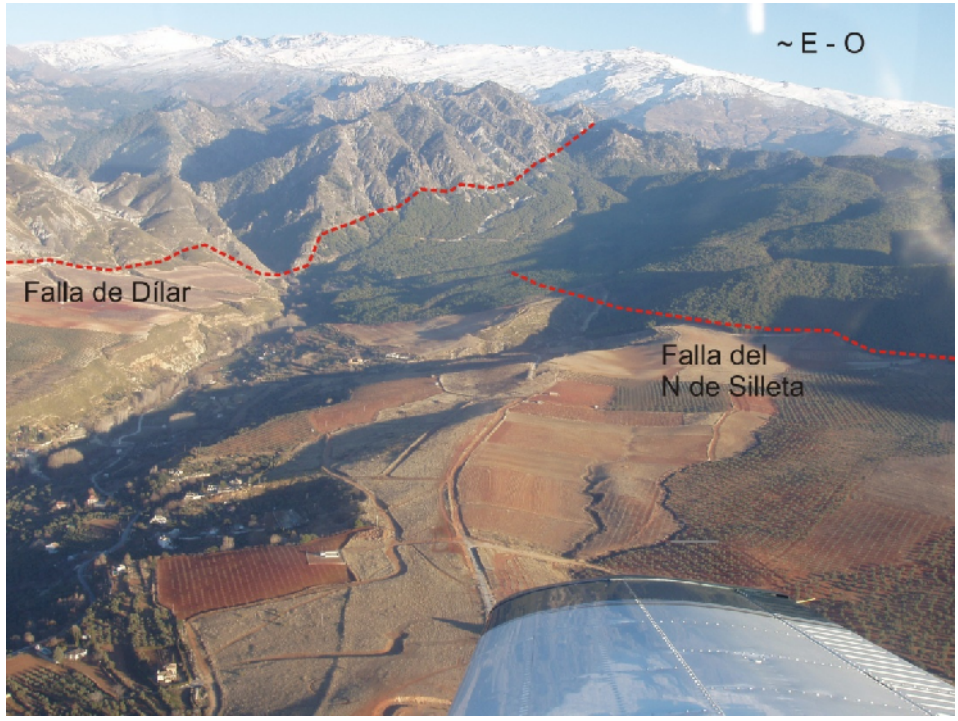
2) La falla que cruza los ríos Monachil y Huenes, con un salto superior a 300 m. Este segmento tiene los siguientes parámetros:

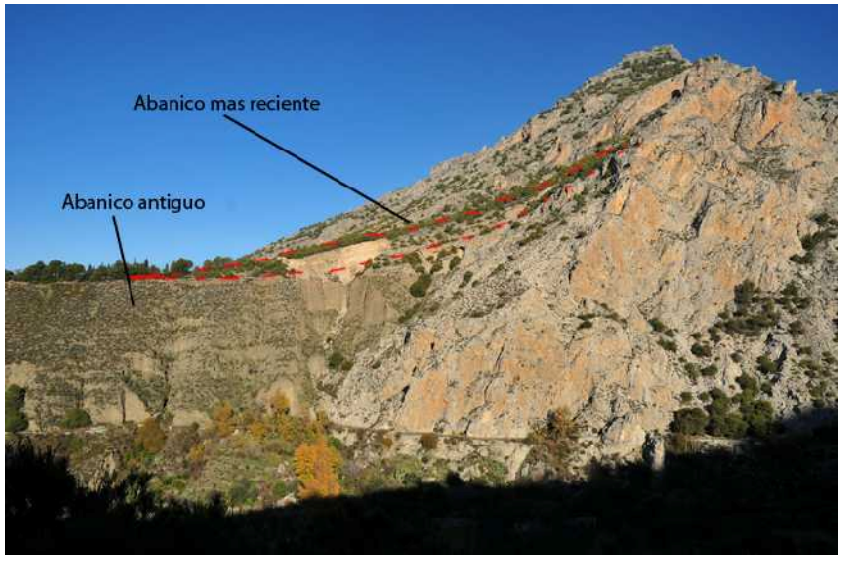
L_{mf}: 3.900 m, L_s: 3.875 m, y S_{mf}: 1,01

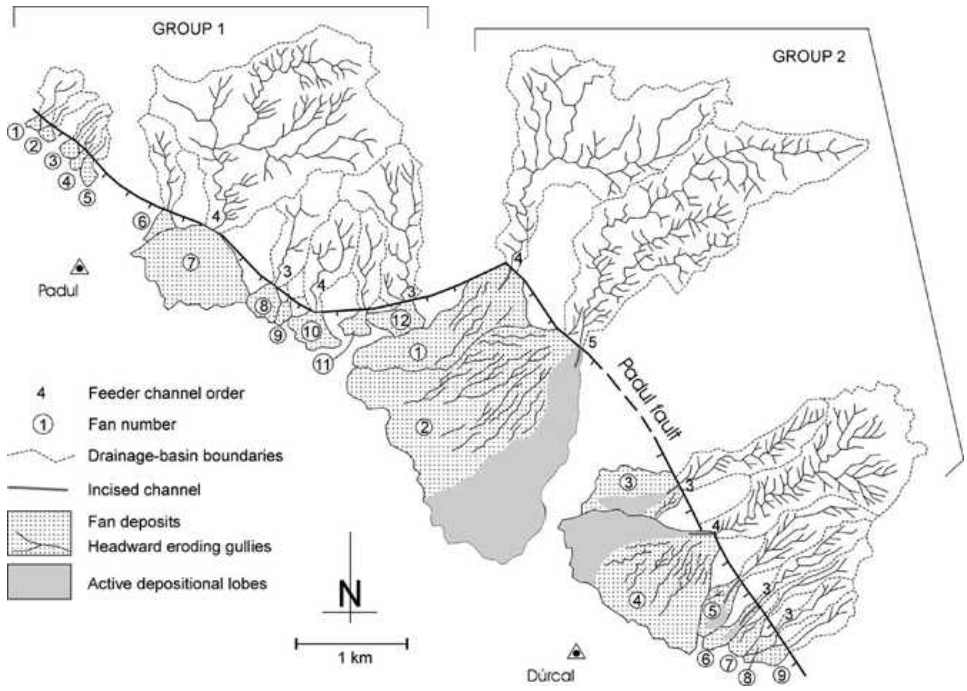

LEYENDA
Cuaternario
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas
N
EMBALSE DE QUÉNTAR
Río Darro
Río Aguas Blancas
Río Genil
QUÉNTAR
GÜEJAR SIERRA
GRANADA
Segmento del Serrallo
Falla de las Gabias
MONACHIL
LA ZUBIA
Purche
Inicio del Tramo
Embalse de Canales
Bco. del Lobo
Río Monachil
Arroyo de Huenes
Frente NO de S. Nevada
Sierra Nevada
Río Dílar
DÍLAR
Final del Tramo
Falla de Dílar
Trevenque
848
0
2,5
5 km

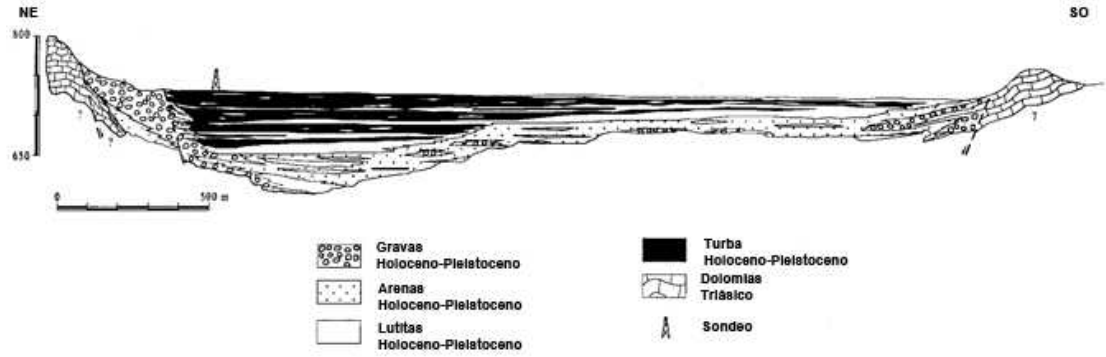

Dílar
2079 m
Alayos
1830 m
Güejar
Dílar
Trevenque
2079 m
Alayos
1830 m
Sierra 1511m
N
0
2
4 km

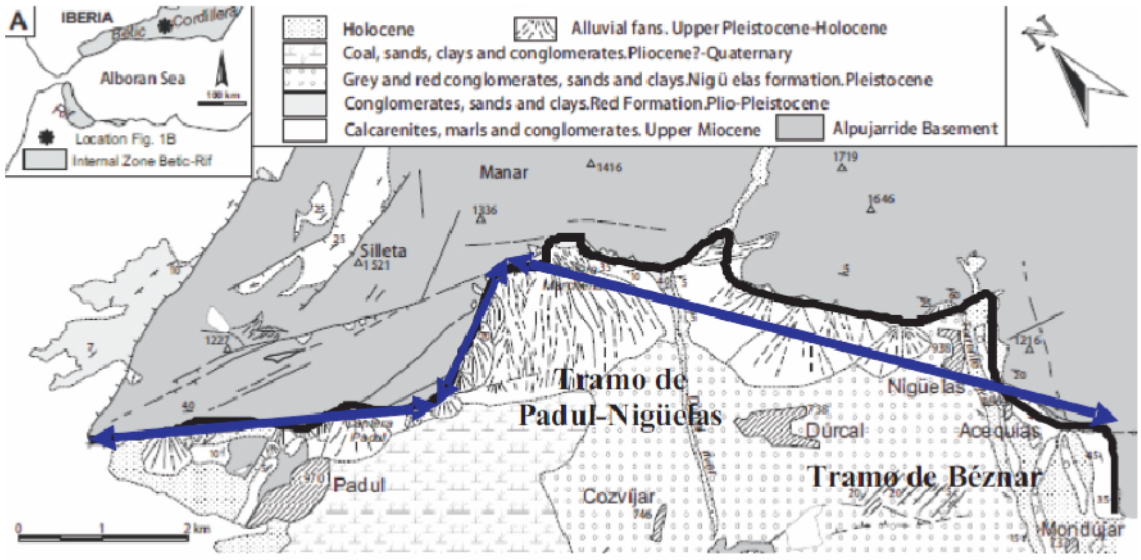
Plano de falla


~ E - O
Falla de Dílar
Falla del
N de Silleta

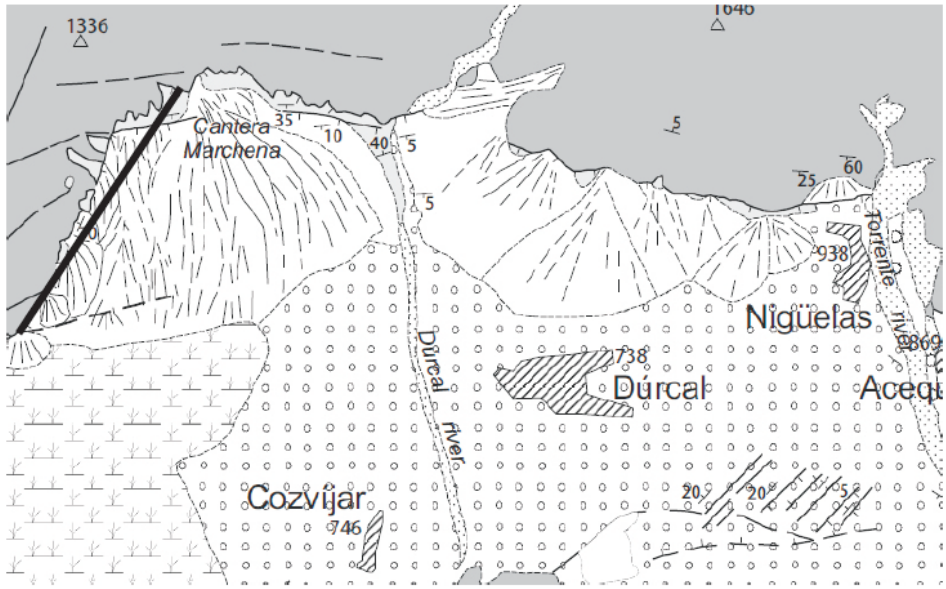

Abanico mas reciente
Abanico antiguo

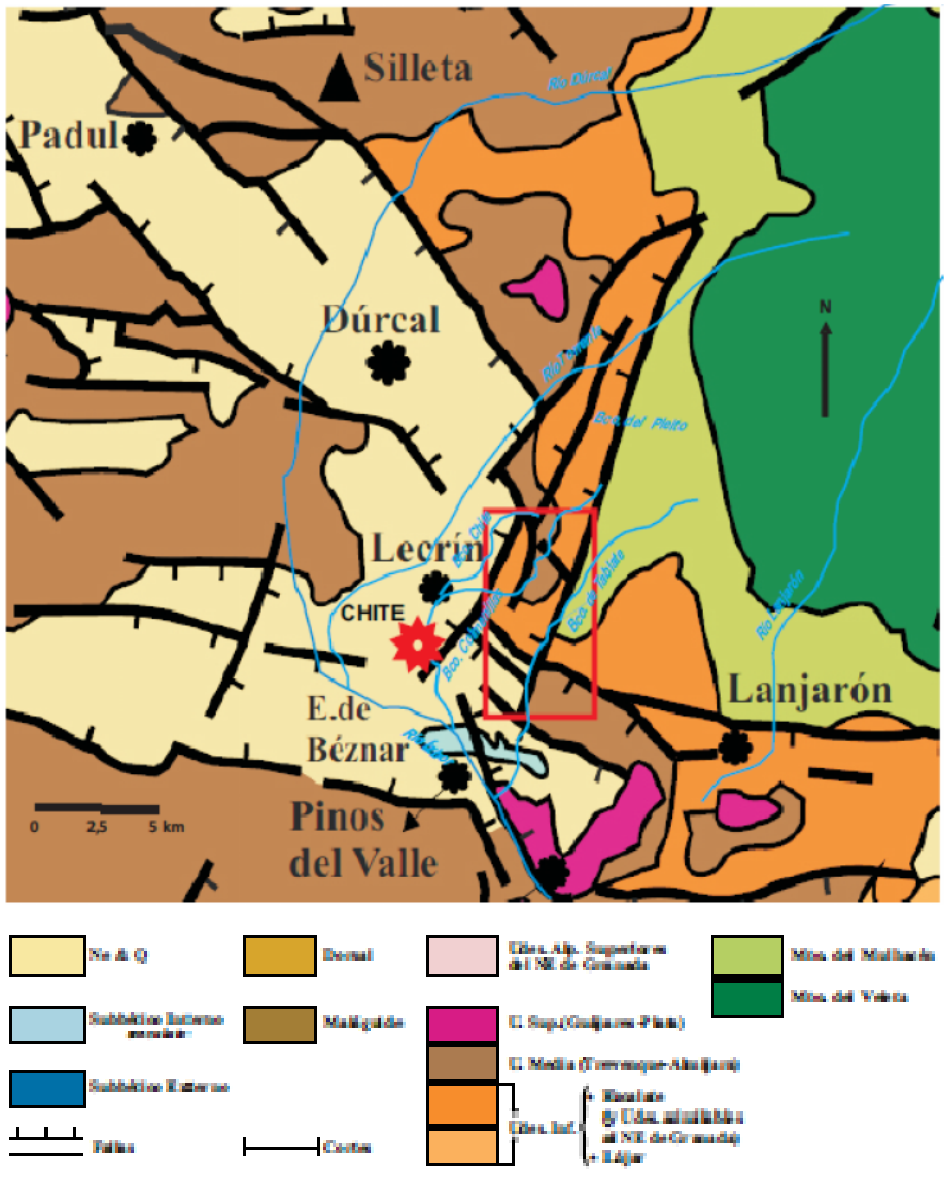

GROUP 1
GROUP 2
Padul
Dúrcal
Padul fault
4 Feeder channel order
1 Fan number
Drainage-basin boundaries
Incised channel
Fan deposits
Headward eroding gullies
Active depositional lobes
N
1 km


NE
SO
600
650
0
500 m
Gravas
Holoceno-Pleistoceno
Arenas
Holoceno-Pleistoceno
Lutitas
Holoceno-Pleistoceno
Turba
Holoceno-Pleistoceno
Dolomias
Triásico
Sondeo


A
IBERIA
Betic Cordillera
Alboran Sea
Rif
Location Fig. 1B
Internal Zone Betic-Rif
Holocene
Alluvial fans. Upper Pleistocene-Holocene
Coal, sands, clays and conglomerates.Pliocene?-Quaternary
Grey and red conglomerates, sands and clays.Nigü elas formation.Pleistocene
Conglomerates, sands and clays.Red Formation.Plio-Pleistocene
Calcarenites, marls and conglomerates. Upper Miocene
Alpujarride Basement
Manar
Silleta
Padul
Cozvíjar
Dúrcal
Nigüelas
Acequias
Mondújar
Tramo de Padul-Nigüelas
Tramo de Béznar
0
1
2 km

Nevado-Filábride (mainly Paleozoic rocks)
NW - SE
Alpujárride (Triassic rocks)
Quaternary alluvial fans
Dúrcal-Padul or
Nigüelas normal Fault
Nigüelas
Dúrcal
Recent river incision
Padul- Durcal Graben


1336
1646
Cantera
Marchena
35
10
40
5
5
5
25
60
938
Torrente
Nigüelas
738
Dúrcal
Dúrcal river
Cozvíjar
746
20
20
5

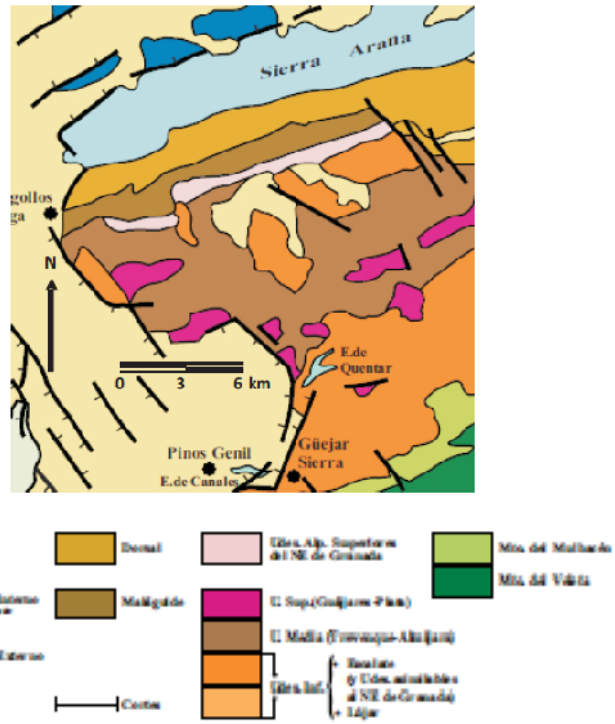

Silleta
Padul
Dúrcal
Lecrín
CHITE
E.de
Béznar
Pinos
del Valle
Lanjarón
Río Dúrcal
Río Chico
Río Lanjarón
N
0
2,5
5 km
Ns & Q
Dorsal
Subbético Interno
Maligaido
Subbético Externo
Fallas
Cortes
Dtos. Alp. Superiores del NE de Granada
C. Sup.(Cinjiarra-Pliensbachiense)
C. Media (Triásico-Aalenense)
Dtos. Inf.
Mtos. del Mulhacén
Mtos. del Veleta

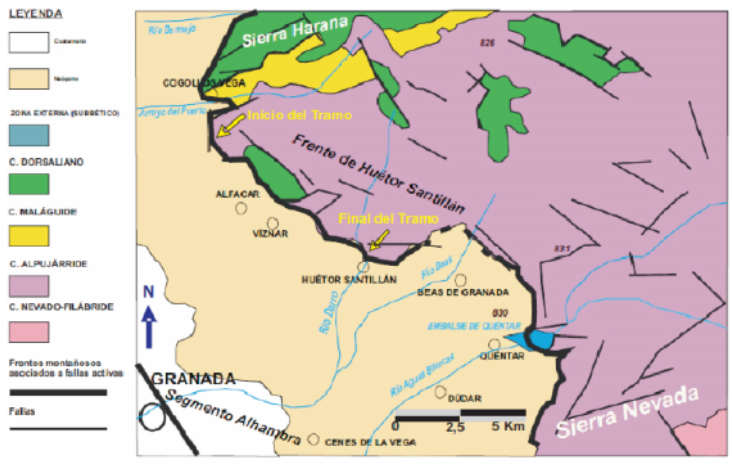
4.1.2.3. ESTE DE CHITE AL BARRANCO DE TABLATE

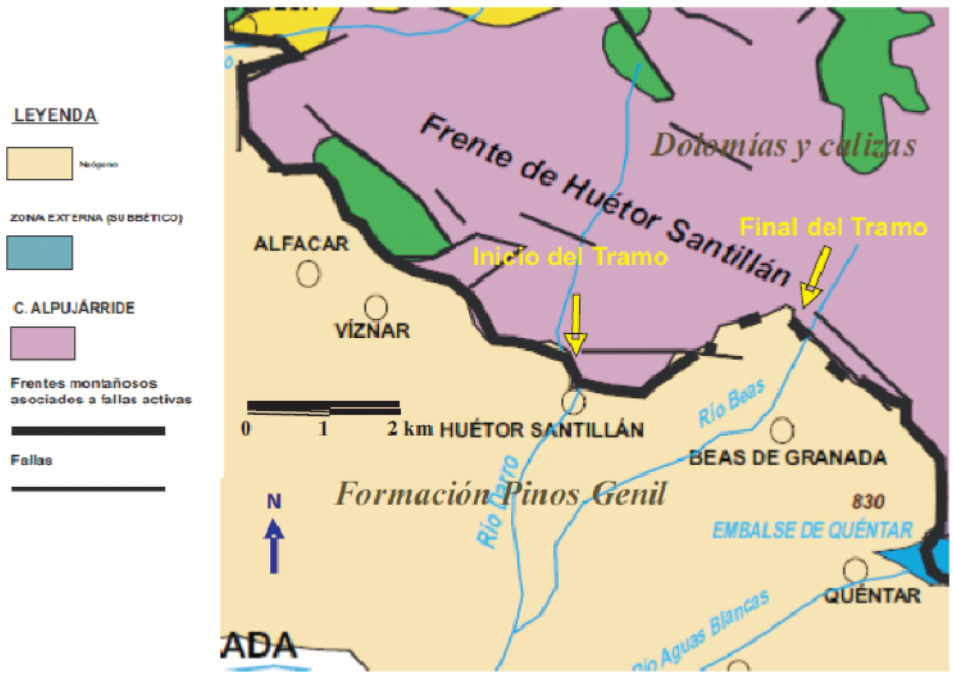
Representado por fallas de dirección NO-SE, al nordeste de Béznar y bordeando al río Ízbor por su margen izquierda. Corta materiales del Mioceno superior. Esta zona pertenece a la divisoria entre el frente occidental y el meridional de Sierra Nevada. Sus medidas son:

L_{mf}: 3.389 m, L_s: 3.097 m, y S_{mf}: 1,09

En resumen para los frentes del borde occidental de Sierra Nevada, el FMAFA de Padul Nigüelas junto con el de Canales-Huenes son los que obtienen los valores más cercanos a la unidad (Smf: 1,01), destacando los saltos verticales de Padul y Nigüelas; el tramo de Nigüelas a Chite se presenta también muy activo según estos datos (Smf: 1,02); y en tercer lugar podemos destacar la falla de Dílar y Silleta del Padul (Smf: 1,06).


Sierra Arana
N
0 3 6 km
E.de Quentar
Pinos Genil
E.de Canales
Güejar Sierra
Ne & Q
Dorsal
Malágide
Subbético Interno
Subbético Externo
Fallas
Cortes
Ulce. Alp. Superiores del NE de Granada
U. Sup.(Gudjarros-Pinos)
U. Media (Trevenque-Almijara)
Ulce. Inf.
Mio. del Mulhacén
Mio. del Valle


LEYENDA
Cuaternario
Neógeno
ZONA EXTERNA (SUBBÉTICO)
C. DORSALIANO
C. MALÁGUIDE
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas
Río Darro
Sierra Harana
826
COGOLLOS VEGA
Arroyo del Puerto
Inicio del Tramo
Frente de Huétor Santillán
ALFACAR
VIZNAR
Final del Tramo
831
HUÉTOR SANTILLÁN
Río Dúrcal
Río Darro
BEAS DE GRANADA
830
EMBALSE DE QUENTAR
QUÉNTAR
N
Río Aguas Blancas
GRANADA
DÚDAR
Segmento Alhambra
0
2,5
5 Km
CENES DE LA VEGA
Sierra Nevada


LEYENDA
Neógeno
ZONA EXTERNA (SUBBÉTICO)
C. ALPUJÁRRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas
Frente de Huétor Santillán
Dolomías y calizas
Final del Tramo
Inicio del Tramo
ALFACAR
VÍZNAR
0 1 2 km
HUÉTOR SANTILLÁN
Río Beas
BEAS DE GRANADA
Formación Pinos Genil
Río Darro
830
EMBALSE DE QUÉNTAR
QUÉNTAR
N
ADA
Río Aguas Blancas

4.1.3.1.3. Tramo Aguas Blancas

Discurre con una longitud total de aproximadamente 4,5 km, desde el NE de Beas hasta el río Aguas Blancas, aguas abajo del embalse de Quéntar. Mantiene dirección preferente NO-SE y más al sur la cambia a N-S (Fig. 32).

El cálculo del índice es:

L_{mf}: 4.451 m, L_s: 3.798 m, y S_{mf}: 1,17

Su consideración como posible FMAFA es discutible. Desde luego produjo movimientos durante el periodo neotectónico, pero la existencia de movimientos durante el Cuaternario es más problemática. El bloque levantado corresponde a mármoles y esquistos negros grafitosos alpujárrides y el hundido a margas y arcillas, calcarenitas y limos grises y niveles calcáreos lacustres con yesos.

El segmento que mantiene la dirección NO-SE muestra zonas muy erosionadas y alteradas que construyen una topografía de suaves lomas y relieves poco abruptos, lo que da lugar a una falta de identificación de frente alguno en este área en muchos de sus puntos. Su buzamiento es hacia el sur, y en estos puntos los escarpes presentan los siguientes parámetros geométricos:

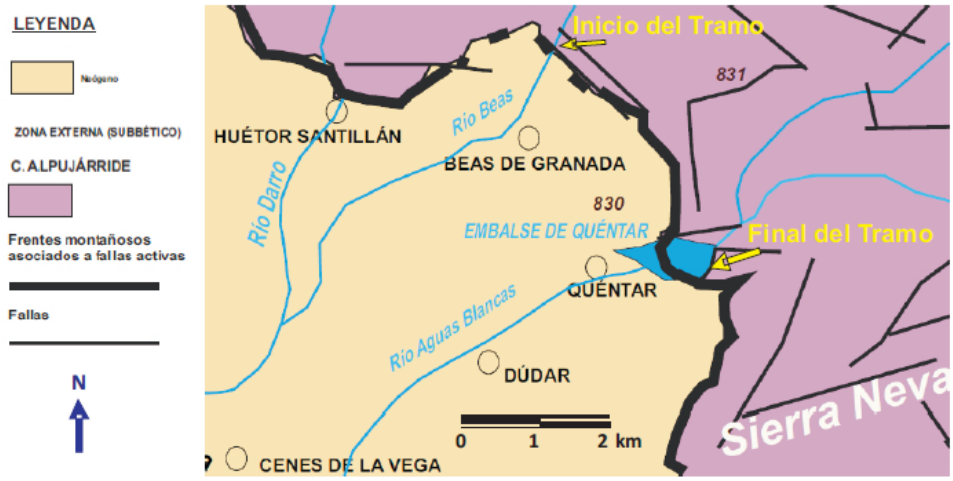
L_{mf}: 1.988 m, L_s: 1.897 m, y S_{mf}: 1,05

El segmento que transcurre con dirección N-S también tiene importante erosión en los limos, y alteración en las calizas, aunque algunos puntos resalten más topográficamente. Sus valores son:

L_{mf}: 2.463 m, L_s: 2.098 m, y S_{mf}: 1,17

Este tramo buza al oeste, y conecta con el frente occidental de Sierra Nevada en el río Aguas Blancas.

De todos los segmentos analizados en el *borde nororiental de la cuenca de Granada*, el segmento de Aguas Blancas obtiene los valores más cercanos a la unidad (Smf: 1,17), seguido por el tramo de Darro-Beas (Smf: 1,29) y del tramo de Alfacar (Smf: 1,47).

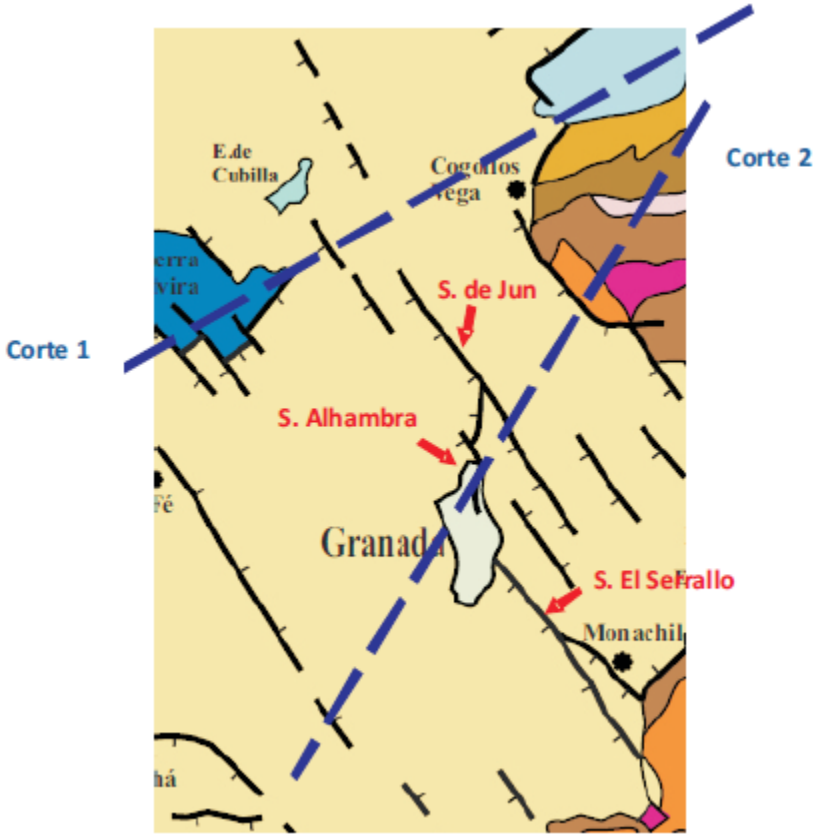

LEYENDA
Neógeno
ZONA EXTERNA (SUBBÉTICO)
C. ALPUJÁRRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas
N
Inicio del Tramo
831
HUÉTOR SANTILLÁN
Río Beas
BEAS DE GRANADA
Río Darro
830
EMBALSE DE QUÉNTAR
Final del Tramo
QUÉNTAR
Río Aguas Blancas
DÚDAR
0 1 2 km
Sierra Neva
CENES DE LA VEGA

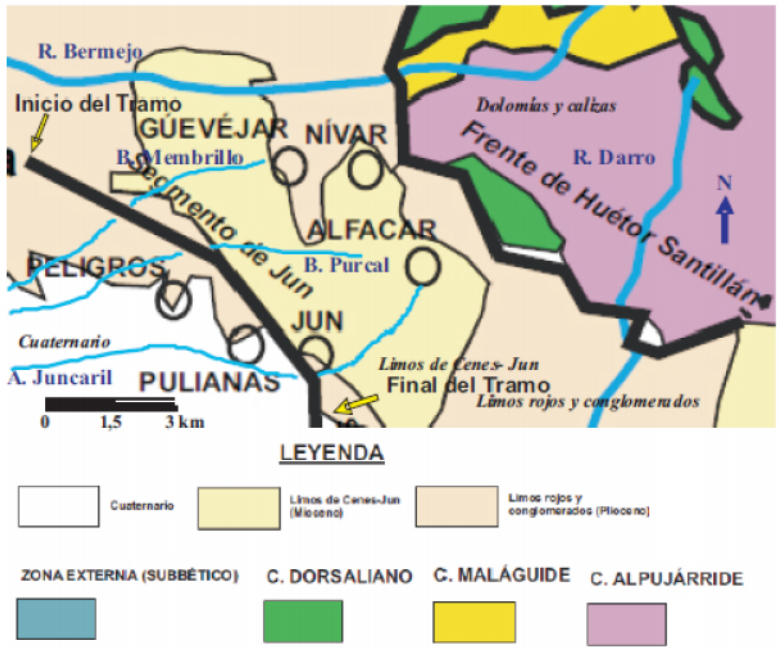
4.1.3.2. FRENTE MONTAÑOSO DEL ÁREA DE GRANADA

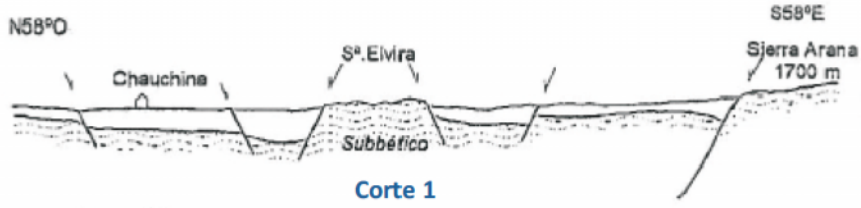
En el sector de Granada las fallas NO-SE están bien representadas y dan importantes relieves. Son fallas normales que levantan el bloque oriental (Santanach *et al.*, 1980). Todas estas fallas continúan hacia el sur y conectan con el borde occidental de Sierra Nevada con un buzamiento generalizado hacia el SO.

El salto total vertical de estas fallas es del orden de 1.000 m desde Granada hacia el E, y es mayor en sectores más subsidentes como al oeste de Sierra Elvira. Los movimientos de las fallas se han producido desde el Tortoniense en adelante (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1999b, y Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 2006). La falla de Granada fue descrita por Santanach *et al.*, (1980) y Sanz de Galdeano (2001), situándola desde las proximidades de Jun, llegando a Cartuja, pasando por el pie del Albaycín y por el pie de la colina de los Rebites, hasta las proximidades de Monachil.

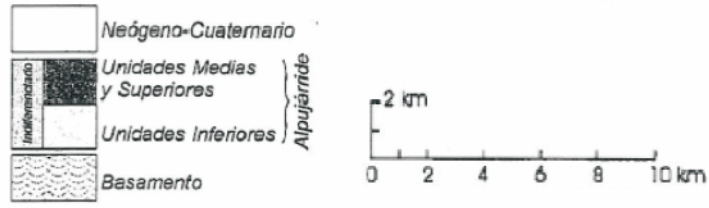
Este frente se divide en tres tramos o segmentos: Jun, Alhambra y El Serrallo.

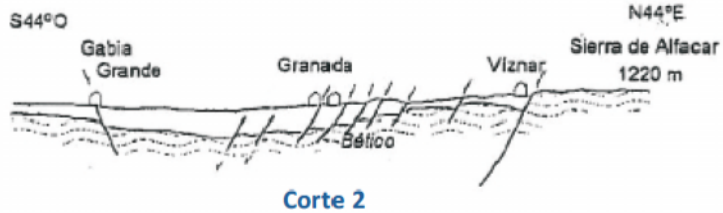

Corte 2
Corte 1
E.de
Cubilla
Cogollos
Vega
S. de Jun
S. Alhambra
Granada
S. El Serrallo
Monachil



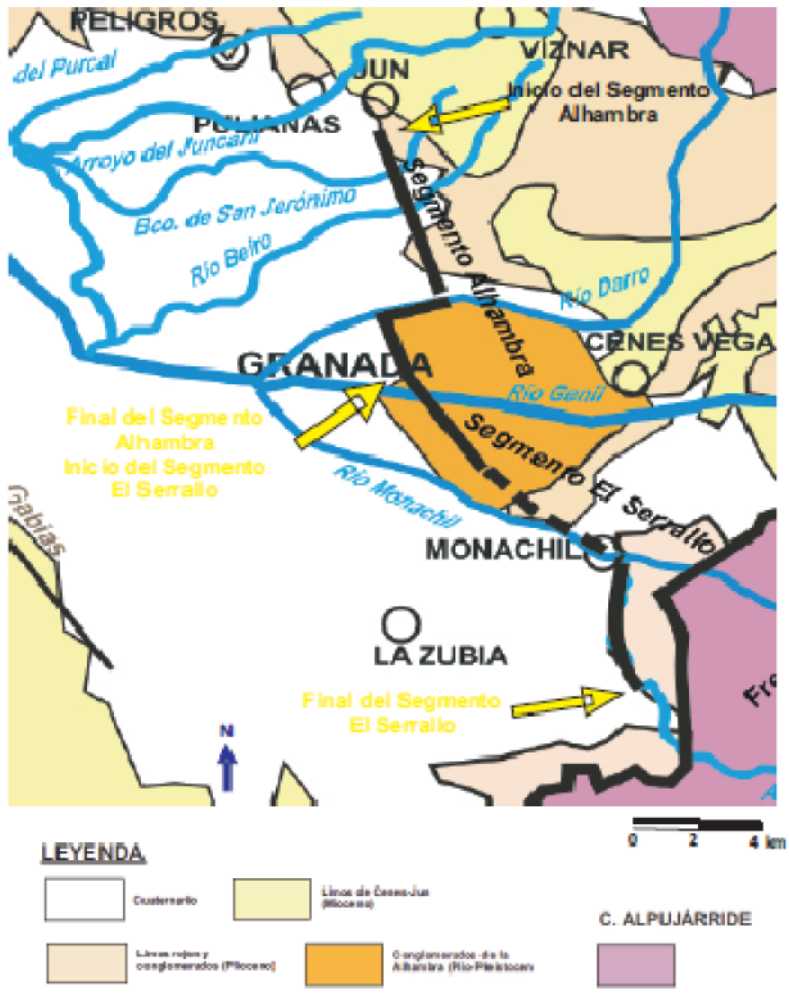


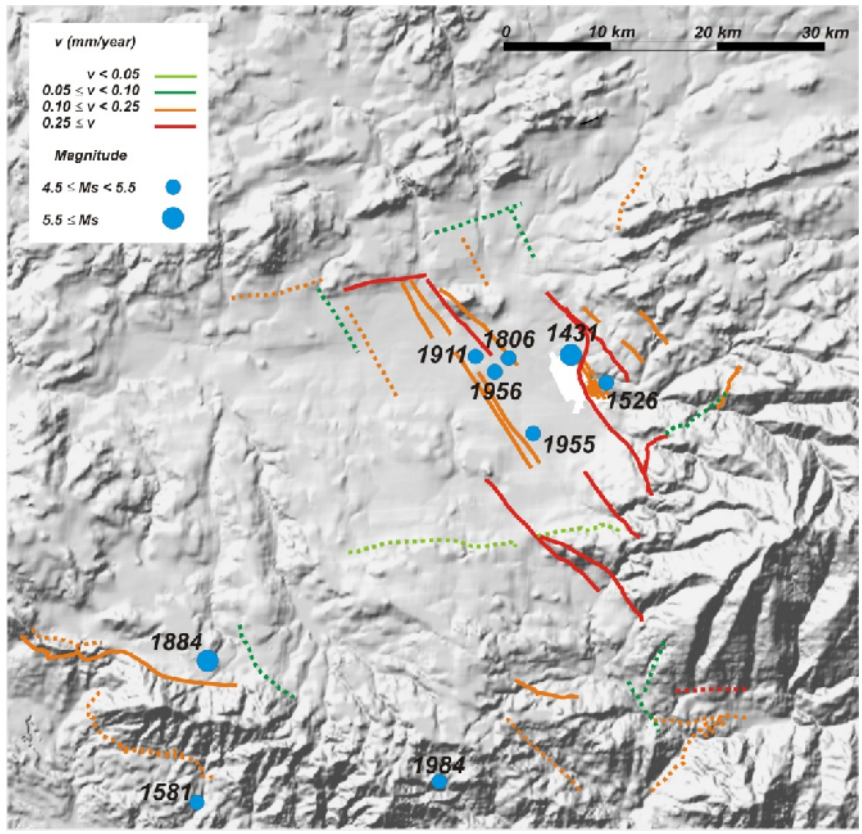
Corte 1





Corte 2

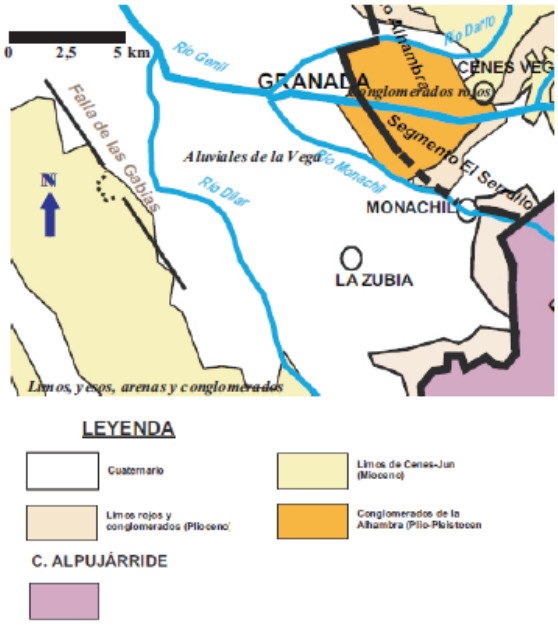

PELIGROS
del Purcal
VIZNAR
JUN
Inicio del Segmento Alhambra
PULIANAS
Arroyo del Juncaril
Segmento Alhambra
Bco. de San Jerónimo
Río Beiro
Río Darro
CENES VEGA
GRANADA
Río Genil
Final del Segmento Alhambra
Inicio del Segmento El Serrallo
Segmento El Serrallo
Río Monachil
Gabias
MONACHIL
LA ZUBIA
Final del Segmento El Serrallo
N
0 2 4 km
LEYENDA
Cuaternario
Limos de Cenes-Jun (Mioceno)
C. ALPUJÁRRIDE
Limos rojos y conglomerados (Plioceno)
Conglomerados de la Alhambra (Río-Pleistoceno)


v (mm/year)
v < 0.05
0.05 ≤ v < 0.10
0.10 ≤ v < 0.25
0.25 ≤ v
Magnitude
4.5 ≤ Ms < 5.5
5.5 ≤ Ms
0
10 km
20 km
30 km
1911
1806
1431
1956
1526
1955
1884
1581
1984

Plano de falla
Frente de falla en el Serralo

Falla de El Serrallo

Falla de Monachil


0 2,5 5 km
Río Genil
Río Darro
Alhambra
GRANADA
CENES VEG
Conglomerados rojos
Segmento El Serrallo
Aluviales de la Vega
Río Monachil
Río Dílar
Falla de las Gabias
N
MONACHIL
LA ZUBIA
Limos, yesos, arenas y conglomerados
LEYENDA
Cuaternario
Limos de Cenes-Jun (Mioceno)
Limos rojos y conglomerados (Plioceno)
Conglomerados de la Alhambra (Plio-Pleistoceno
C. ALPUJÁRRIDE

En resumen para la cuenca de Granada, hay que señalar que de todos los tramos de FM analizados en la parte oriental y algo de la central de la Cuenca de Granada, el del Jun es el que obtiene los valores más cercanos a la unidad (Smf: 1,01), seguido de la falla de Las Gabias (Smf: 1,05); estos valores van seguidos del segmento de El Serrallo y de La Alhambra.

4.2. FRENTES EN EL SECTOR MERIDIONAL DE SIERRA NEVADA

Hacia el SE, las fallas de Padul, Dúrcal y Nigüelas de dirección NO-SE, descritas en el borde sudoccidental de Sierra Nevada, giran progresivamente a la dirección E-O y se unen con las del corredor de las Alpujarras, delimitando el bloque de Sierra Nevada, que se levanta en relación con los relieves circundantes.

Estas fallas E-O del corredor de las Alpujarras, que originalmente tuvieron una importante componente lateral facilitaron el levantamiento de Sierra Nevada y tienen saltos verticales que pueden superar el kilómetro en numerosos puntos (Sanz de Galdeano et al., 1985). Estas fallas y sus conjugadas, a su vez, son las causantes de la morfología deprimida del corredor de las Alpujarras (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1999b).

En este sector meridional los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride afloran en la vertiente meridional de Sierra Nevada, que es recorrida, de O a E, por los ríos Guadalfeo, Adra, y Andarax. Está atravesada por numerosos tributarios de estos tres ríos que proceden de las cumbres de Sierra Nevada, principalmente, pero también de las Sierras de Lújar, Contraviesa y Gádor.

Como consecuencia del levantamiento de Sierra Nevada se ha producido el importante encajamiento de la red de drenaje, a la vez que una abrupta topografía en el área.

El corredor de las Alpujarras se formó sobre materiales alpujárrides y se encuentra parcialmente relleno por sedimentos del Mioceno medio-superior y del Plio-Pleistoceno. Existen también depósitos fluviales ligados a los cauces actuales y abanicos aluviales o sedimentos de ladera bien diferenciados. Éstos últimos solo se conservan en las proximidades de Laujar de Andarax, donde la erosión ascendente de los tributarios del río Adra por el sur y el oeste y los del Andarax por el este, aún no han llegado a hacerlos desaparecer. Estos sedimentos están cortados por la falla de Laujar (García-Tortosa y Sanz de Galdeano, 2007). Las alturas del corredor oscilan entre aproximadamente 900 m en numerosos puntos de las faldas de Sierra Nevada a menos de 375 m cerca de Ugíjar.

En el mapa de la Fig.41 quedan representados los frentes principales que se han estudiado en este sector. Son los siguientes:

El **FM del borde S de Sierra Nevada**, en el que se distinguen diferentes tramos definidos sobre todo por cambios en la dirección del FM. Son los siguientes:

Tramo del Guadalfeo
- Subtramo Lanjarón-Almegíjar
- Subtramo Almegíjar-Bérchules

Tramo de Ugíjar norte: Es continuación del anterior, si bien presenta menos sinuosidades. Su dirección es E-O.

Tramo de Ugíjar sur: existe otro tramo paralelo al de Sierra Nevada, que solo localmente da un neto contraste morfológico. Su dirección es E-O.

Tramo del Andarax: con dirección SO-NE

Si se considera un área más amplia, próxima al borde sur del corredor de las Alpujarras, se distinguen además los siguientes frentes:

Al sur del río Guadalfeo:

FM del oeste de la sierra de Lújar

FM Almegíjar-Notáez

FM de la Contraviesa: al sur del corredor de las Alpujarras.

En relación con la cuenca del río Adra, se analizan:

FM de Ugíjar: situado en el borde sur del corredor de las Alpujarras.

FM de Berja: en la margen oriental de la cuenca del río Adra.

Y por su proximidad con la cuenca del río Andarax:

FM del norte de la Sierra de Gádor: también al sur del corredor.

LEYENDA

Cuaternario

Neógeno

C. ALPUJÁRRIDE

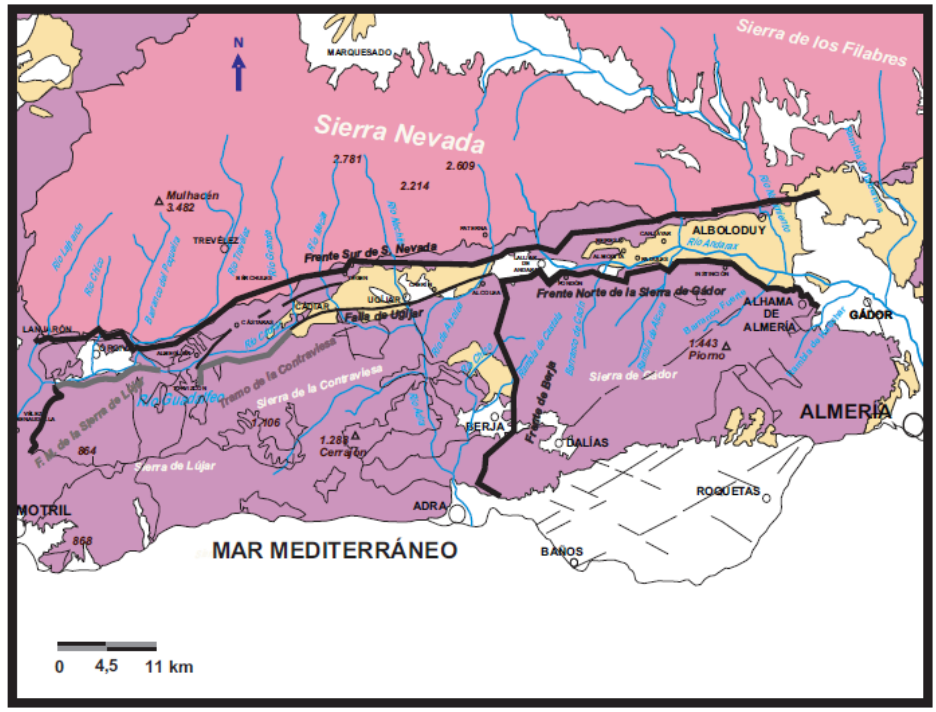
C. NEVADO-FILÁBRIDE

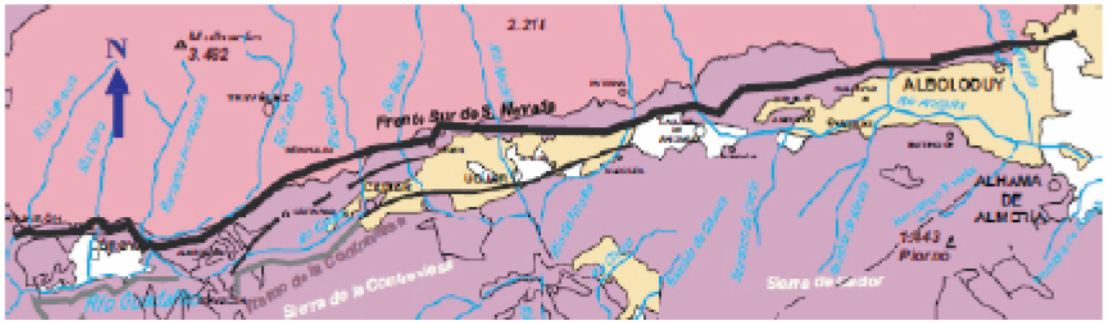
Frentes montañosos asociados a fallas activas

Frentes montañosos no asociados a fallas activas

Fallas activas

Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides





LEYENDA

Cuaternario

Neógeno

0 4,5 11 km

C. ALPUJÁRRIDE

C. NEVADO-FILÁBRIDE

Fallas activas

Frentes montañosos no asociados a fallas activas

Frentes montañosos asociados a fallas activas

Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides

4.2.1.1. TRAMO DEL GUADALFEO

Tiene una dirección predominante E-O, con algunas sinuosidades, con buzamiento al sur (aunque localmente es vertical), y abarca desde las inmediaciones de Lanjarón hasta la divisoria de aguas de la cuenca de Adra, (Fig. 43), pasando por el norte de Almegíjar, Notáez, Cástaras y Juviles. Rodea por el sur a Bérchules, al norte de Cádiar, donde entra en la cuenca del río Adra. Atraviesa los ríos Lanjarón, Sucio, Chico y Seco, desvía relativamente al río Poqueira en su desembocadura con el río Trevélez, al que también corta. Desde las inmediaciones de Almegíjar se inicia este tramo del FMAFA, hasta llegar al río Grande de los Bérchules, al norte de Cádiar.

Los parámetros obtenidos son:

L_{mf}: 34.542 m; L_s: 28.720 m; S_{mf}: 1,20

Este FMAFA tiene fallas de desgarre dextrosas con una componente de falla normal generalizada. Su dirección predominante es E-O. En general, en el bloque levantado tenemos: micasquistos del complejo Nevado-Filábride y mármoles alpujárrides, mientras que en la parte más deprimida, además de los materiales alpujárrides puede haber algunos sedimentos neógenos y cuaternarios.

Este frente queda segmentado en dos partes, de acuerdo con sus cambios en dirección:

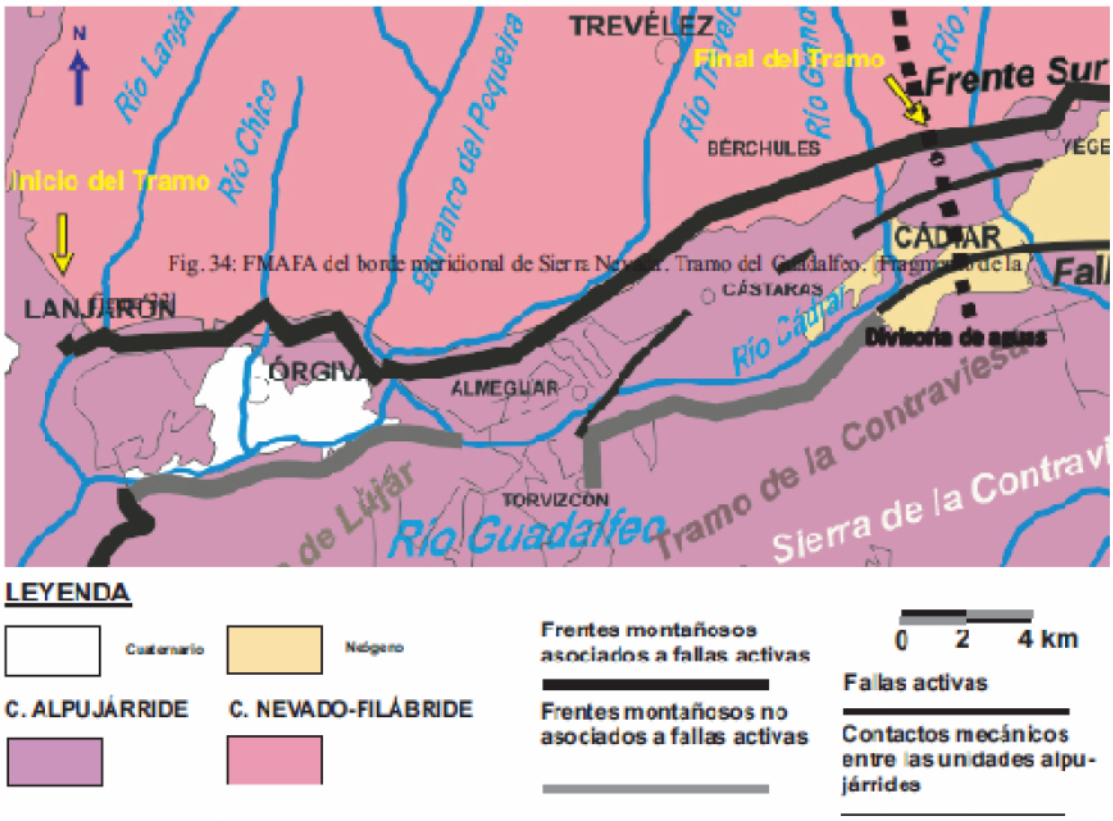
- *Subtramo Lanjarón-Almegíjar*, que va desde el norte de Ízbor hasta el oeste de la localidad de Almegíjar, pasando por Lanjarón y con una dirección principal de E-O. Realiza dos cambios de dirección hacia el nordeste, para volver a su dirección predominante, coincidiendo esos cambios con la dirección del siguiente subtramo.

Los parámetros de este subtramo son:

L_{mf}: 19.344 m; L_s: 15.597 m; S_{mf}: 1,24

- *Subtramo Almegíjar-Bérchules*. Tiene una dirección predominante ENE-OSO, desde Almegíjar hasta el sur de Bérchules. En el campo se observan importantes deslizamientos de laderas que aprovechan las discontinuidades mecánicas de las fallas que limitan el frente. Sus parámetros son:

L_{mf}: 15.198 m; L_s: 14.239 m; S_{mf}: 1,07


N
Río Lanjar
Río Chico
Barranco del Poqueira
TREVÉLEZ
Río Trevélez
Río Ginzo
Río
Final del Tramo
Frente Sur
BÉRCHULES
Inicio del Tramo
CÁDIAR
Fig. 34: FMAFA del borde meridional de Sierra Nevada. Tramo del Guadalfeo. Fragmento de la
CÁSTARAS
Río Cáñar
LANJARÓN
Divisoria de aguas
ÓRGIVA
ALMEGIJAR
Tramo de la Contraviesa
TORVIZCÓN
Río Guadalfeo
Sierra de la Contravi
LEYENDA
Cuaternario
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Frentes montañosos no asociados a fallas activas
0 2 4 km
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides

4.2.1.2. TRAMO DE UGÍJAR NORTE

Este frente es la continuación del anterior, si bien presenta menos sinuosidades y abarca desde la divisoria de aguas de la cuenca del río Guadalfeo hasta la del río Andarax.

Pasa por la localidad de Yegen y queda al norte de Ugíjar. Atraviesa el río de Mecina y el río de Valor, este último concentra una serie de barrancos afluentes de él, cuyos cauces se desvían hacia el SE (Fig. 44), en dirección a Ugíjar. Lo mismo le ocurre a la rambla de Inízar, al río Picena y al río Alcolea, pero éstos se desvían hacia el SO, buscando al río principal (Carvajal y Sanz de Galdeano, 2008).

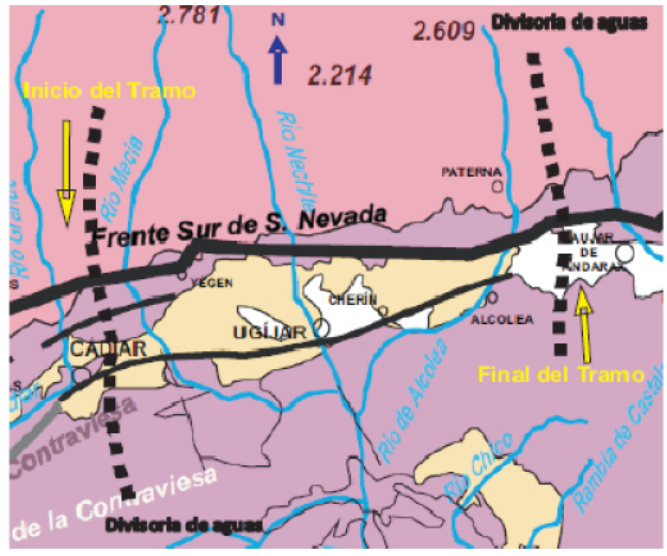
Según lo comentado anteriormente, en este caso el índice S_{mf}, obtenido a escala 1:25.000 da un valor de 1,38, mientras que a escala 1:50.000 da 1,01 (buena parte de las irregularidades de este frente ya no se observan a esta escala). Tiene una dirección aproximada E-O a ENE-OSO.

La distribución de la red de drenaje cambia mucho del norte al sur de este frente. En él o en sus proximidades se encuentra el contacto entre el Nevado-Filábride y el Alpujárride y sigue aproximadamente la traza de una banda de fallas dextrorsas casi E-O a ENE-OSO, donde existen netos cambios tectónicos, litológicos y, naturalmente, topográficos. Una vez atravesado el frente, hacia el sur, diversos valles fluviales se unen. En pleno corredor afloran materiales neógenos y abanicos aluviales con conglomerados, arcillas rojas y arenas.

Los valores concretos son los siguientes:

L_{mf}: 21.920 m; L_s: 21.800 m; S_{mf}: 1,01

Carvajal y Sanz de Galdeano (2008) indican que los tramos o segmentos que parecen activos coinciden con las fallas activas, en particular las fallas del Corredor de las Alpujarras, muy especialmente a lo largo del frente del sur de Sierra Nevada.



LEYENDA

Cuaternario

Neógeno

C. ALPUJÁRRIDE

C. NEVADO-FILÁBRIDE

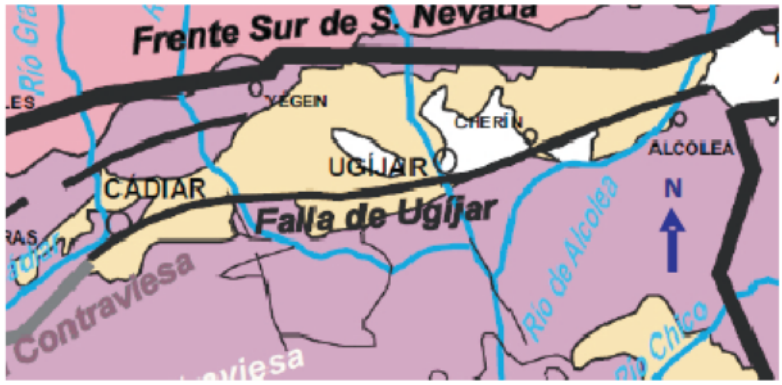
Frentes montañosos asociados a fallas activas

Frentes montañosos no asociados a fallas activas

0 2 4 km

Fallas activas

Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides



LEYENDA

Cuaternario

Neógeno

0 2 4 km

C. ALPUJÁRRIDE

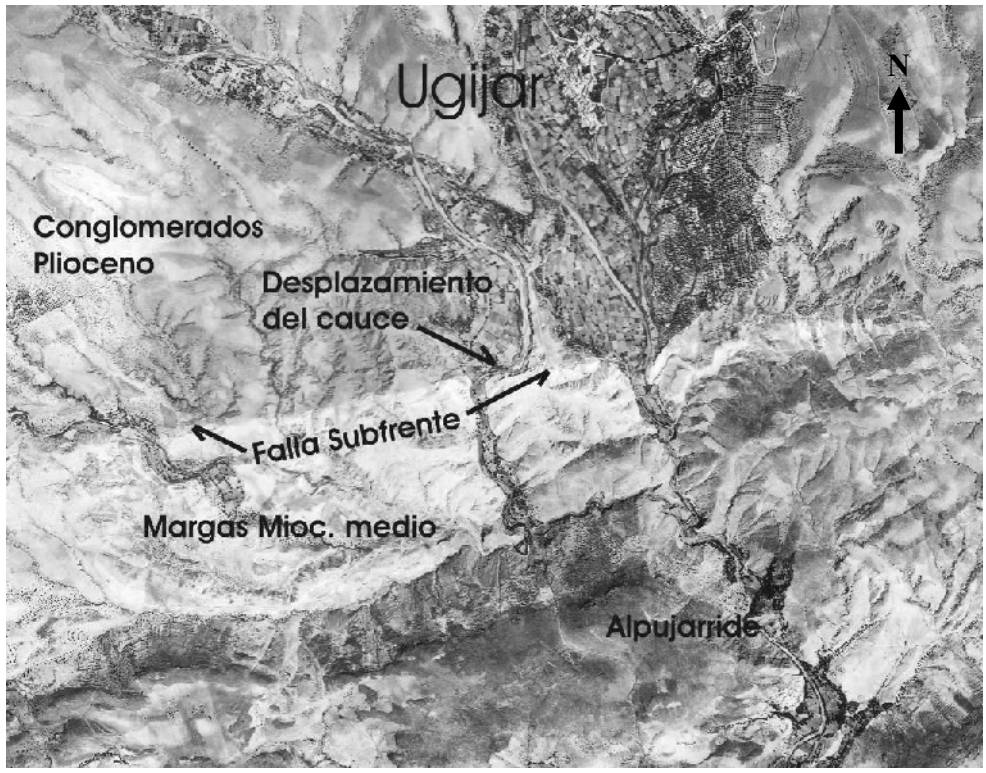
C. NEVADO-FILÁBRIDE

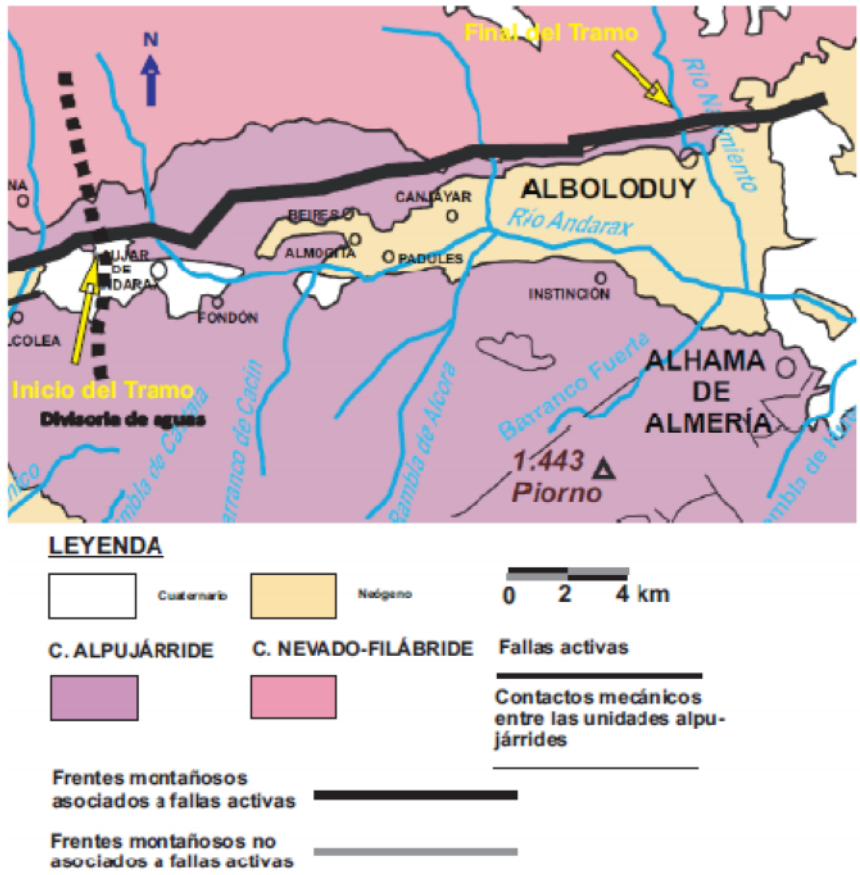
Fallas activas

Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides

Frentes montañosos asociados a fallas activas

Frentes montañosos no asociados a fallas activas


Ugijar
N
Conglomerados
Plioceno
Desplazamiento
del cauce
Falla Subfrente
Margas Mioc. medio
Alpujarride


N
Final del Tramo
Río Nacimiento
ALBOLODUY
Río Andarax
CANJAYAR
BEIRES
ALMOCITA
PADULES
INSTINCIÓN
FONDÓN
Inicio del Tramo
Divisoria de aguas
Barranco de Cacín
Rambla de Alcora
Barranco Fuerte
ALHAMA DE ALMERÍA
1.443
Piorno
LEYENDA
Cuaternario
Neógeno
0 2 4 km
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Frentes montañosos no asociados a fallas activas

Mármoles

el tramo del Guadalfeo (Smf: 1,20). Todo el frente, en su conjunto presenta un valor Smf: 1,11.

4.2.2. FRENTES MONTAÑOSOS EN EL BORDE SUR DEL CORREDOR DE LAS ALPUJARRAS Y OTROS MÁS MERIDIONALES

Otros tramos o segmentos cercanos al frente meridional de Sierra nevada, que se encuentran más al sur, sobre todo en el borde sur del corredor de las Alpujarras, se agrupan en relación a la cuenca a la que pertenecen. Al sur del río Guadalfeo se destacan:

4.2.2.1. FRENTE MONTAÑOSO DE LA SIERRA DE LÚJAR

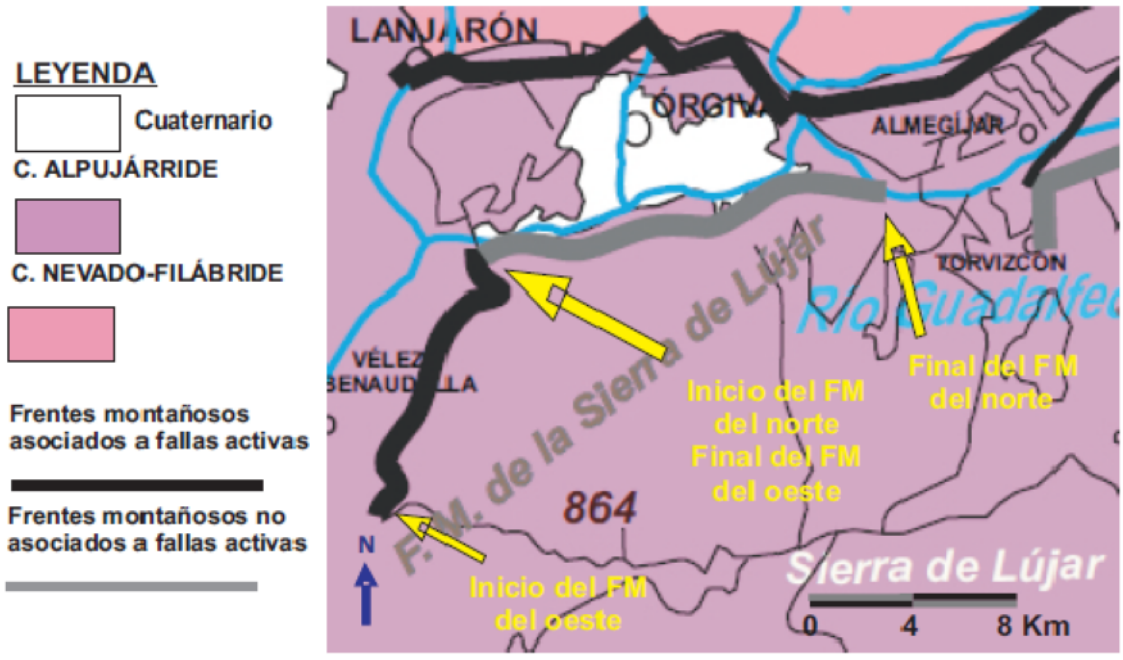
Se distinguen dos direcciones predominantes, la primera se trata del FM del oeste de la sierra de Lújar, cuyo trazado va desde el barranco de las Víboras al sur de Vélez Benaudalla, donde sigue una dirección SO-NE, hasta el barranco de la Negra, en el embalse de Rules. Ahí cambia de dirección a E-O, (el FM del norte de la sierra de Lújar), hasta la rambla de Alcázar, (Fig. 49). La zona deprimida se encuentra al oeste y norte del mismo, y por ella discurre el río Guadalfeo.

Su dirección cambia de la SO-NE a la E-O. Salvo en el sector del N de la sierra de Lújar donde hay materiales de relleno cuaternarios, el resto está formado por materiales alpujárrides.

A pesar del fuerte contraste topográfico no es fácil poder asegurar que está controlado exactamente por una determinada falla. Es verdad que el frente norte de Lújar es abrupto, pero no existe allí ninguna falla importante. El relieve se debe al encajamiento del río Guadalfeo. A su vez, el tramo que tiene dirección NE-SO está afectado por fallas, fundamentalmente por la que separa las unidades alpujárrides de Lújar y Escalate. Escarpes de esta falla se localizan en diversos puntos, pero en otros no es visible. Por eso, una localización exacta del frente montañoso asociado a la falla no es fácil de hacer.

Los valores obtenidos son:

L_{mf}: 8.459 m; L_s: 6.762 m; S_{mf}: 1,25


LEYENDA
Cuaternario
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Frentes montañosos no asociados a fallas activas
LANJARÓN
ÓRGIVA
ALMEGIJAR
TORVIZCON
Río Guadalfeo
VÉLEZ BENAUDALLA
F.M. de la Sierra de Lújar
Inicio del FM del norte
Final del FM del oeste
Final del FM del norte
Inicio del FM del oeste
864
Sierra de Lújar
N
0
4
8 Km

LEYENDA

Limos (Mioceno)

C. ALPUJÁRRIDE

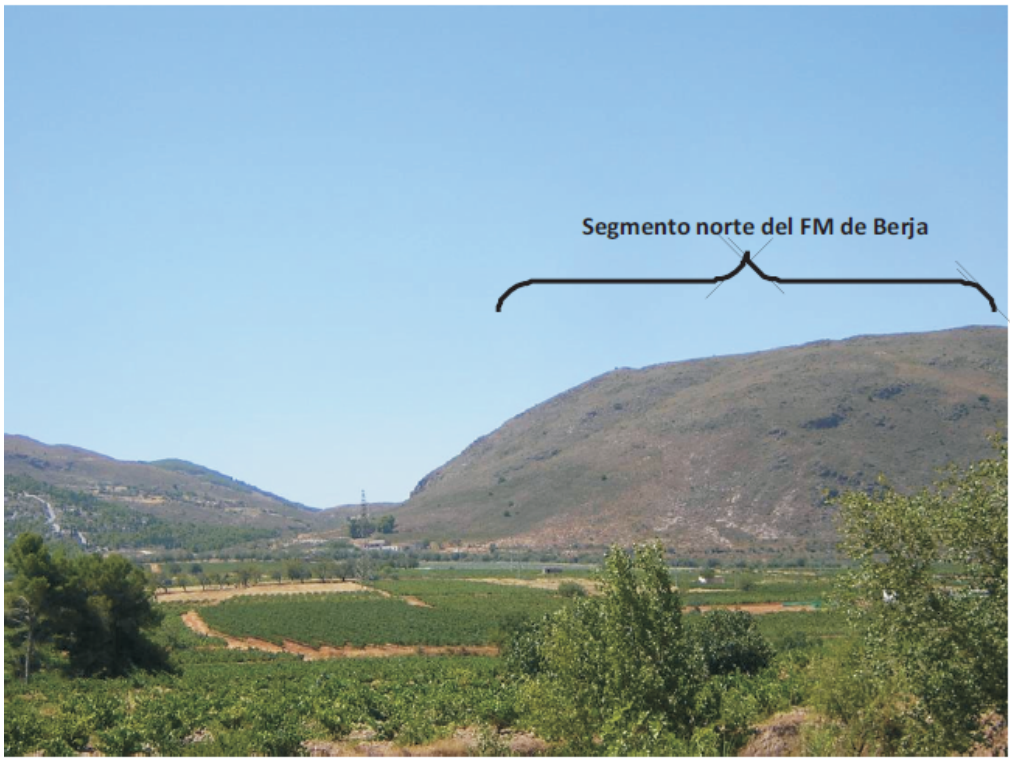
C. NEVADO-FILÁBRIDE

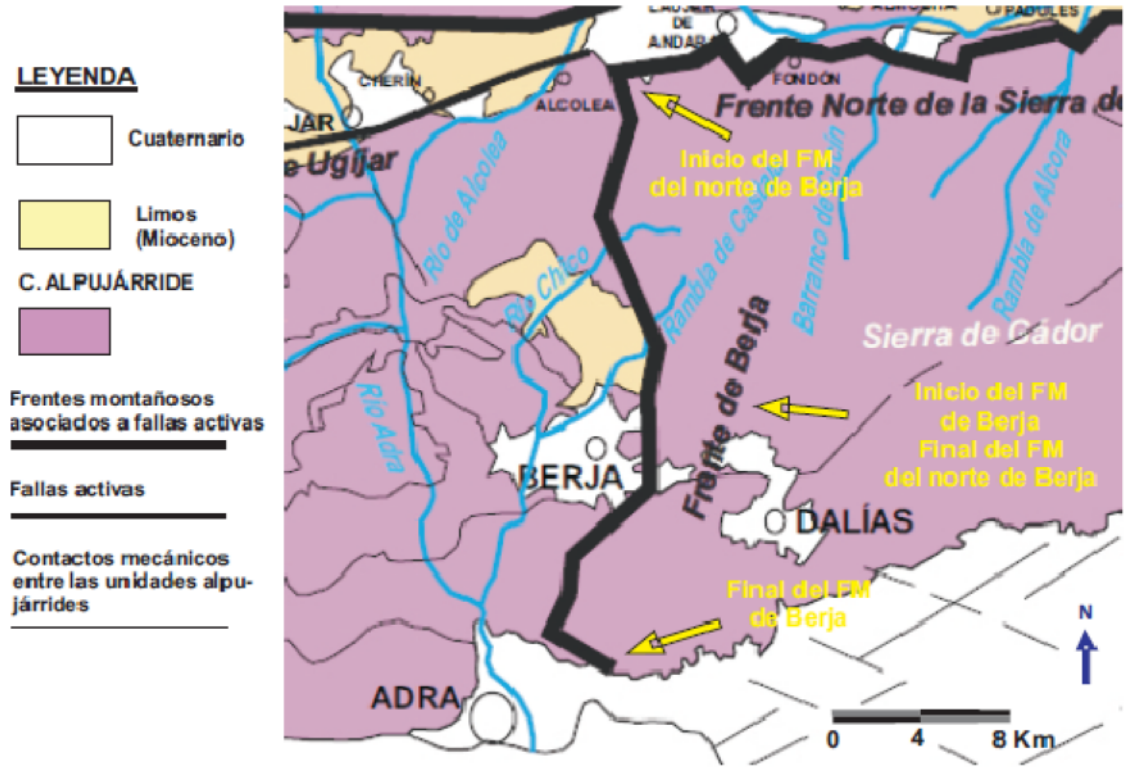
Frentes montañosos asociados a fallas activas

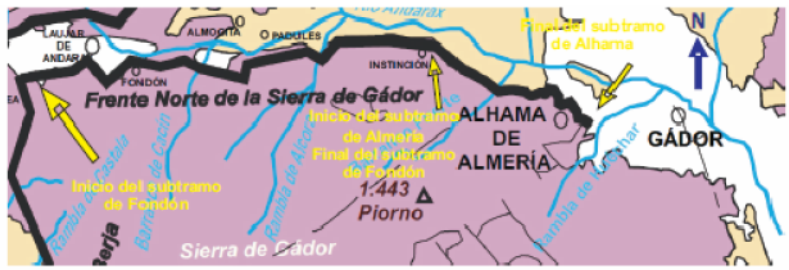
Frentes montañosos no asociados a fallas activas

Fallas activas

Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides


Segmento norte del FM de Berja


LEYENDA
Cuaternario
Limos (Mioceno)
C. ALPUJÁRRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides
CHERÍN
ALCOLEA
FONDÓN
Frente Norte de la Sierra de
Inicio del FM del norte de Berja
Río de Alcolea
Río Chico
Rambla de Castala
Barranco de Gafarín
Rambla de Alcora
Sierra de Cádor
Frente de Berja
Inicio del FM de Berja
Final del FM del norte de Berja
Río Adra
BERJA
DALÍAS
Final del FM de Berja
ADRA
N
0
4
8 Km



LEYENDA

Cuaternario

Limos (Mioceno)

C. ALPUJÁRRIDE

0 4 8 Km

Frentes montañosos asociados a fallas activas

Fallas activas

Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides

4.3. FRENTES EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL DE SIERRA NEVADA

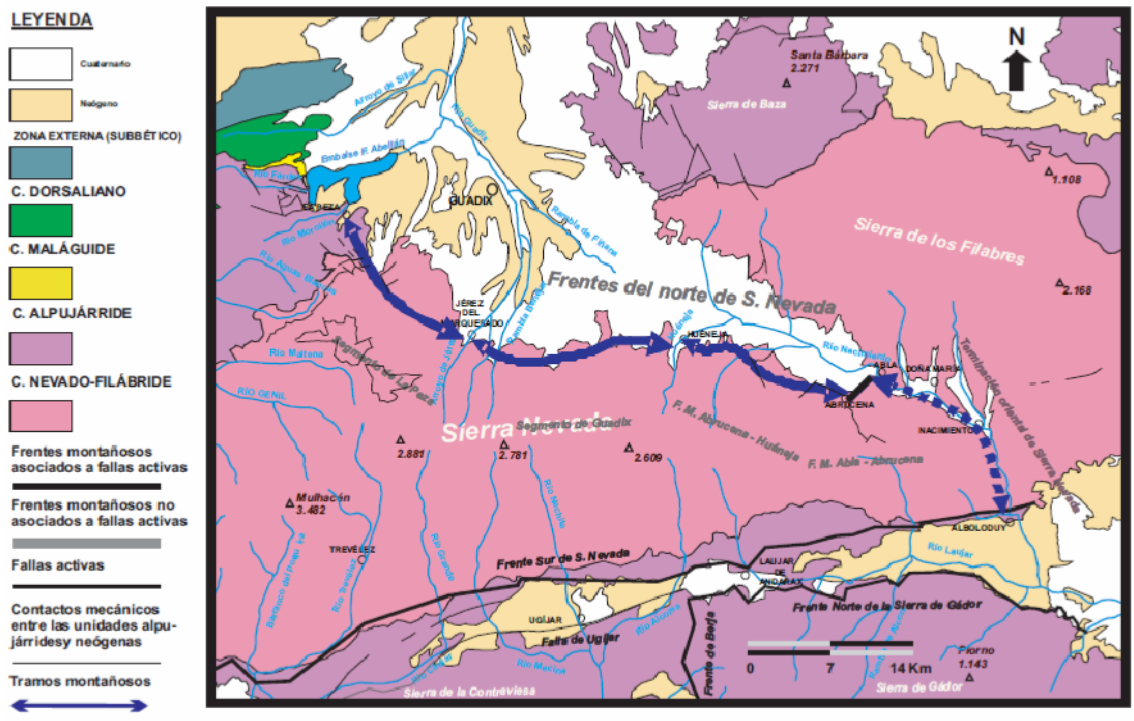
Hacia el E, los relieves de Sierra Nevada van decreciendo a la vez que la propia sierra se va estrechando, de manera que no existe propiamente su borde oriental. En esa posición no existe ningún contraste importante de relieve y no se puede señalar ningún FM. Un poco más al oeste, el río Nacimiento se encaja profundamente desde la localidad de ese nombre hasta Alboloduy por el sur. Pero esto no se puede considerar ni siquiera un FM (Fig. 55), por tanto se entra directamente en el borde norte de Sierra Nevada.

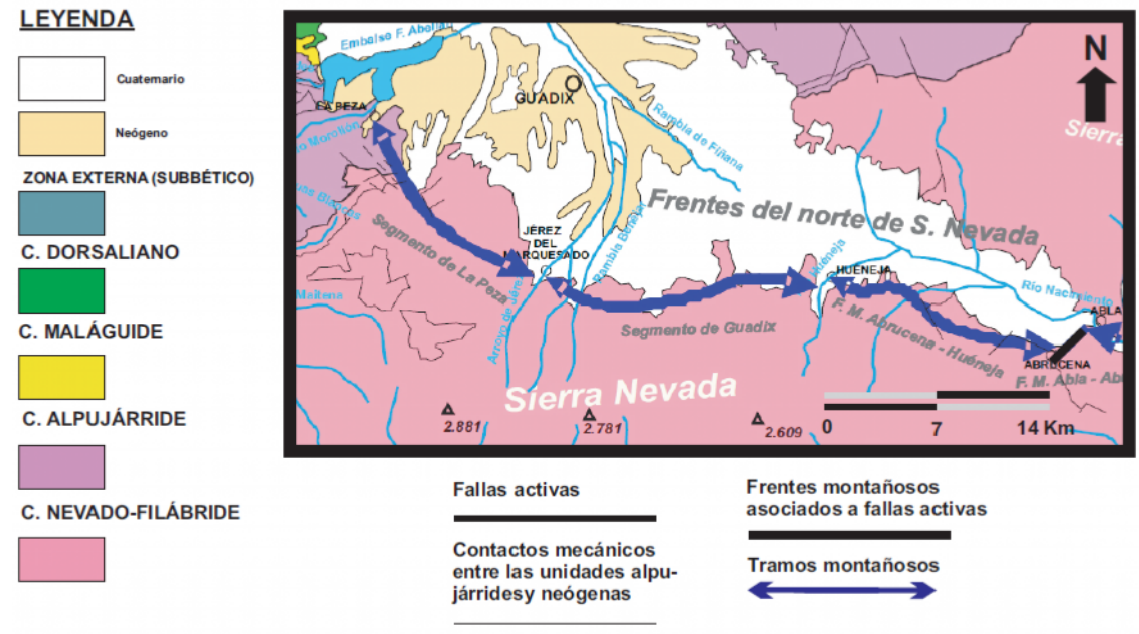
El borde norte de Sierra Nevada, aunque coincide en no pocos puntos con fallas, sin embargo muestra en general indicios de una mucha menor actividad tectónica actual. En la mayor parte de esta vertiente norte de Sierra Nevada son los materiales de su núcleo, los del Nevado-Filábride, los que afloran salvo en algunos escasos puntos donde lo hace el Alpujárride.

Limita allí con la cuenca de Guadix-Baza cuyo relleno se inició durante el Mioceno superior y fue inicialmente de origen marino, para más tarde pasar a lacustre. Posteriormente los sedimentos continentales pliocenos y cuaternarios caracterizan la cuenca en mayor medida (Sanz de Galdeano, 2007), predominando el origen fluvial en la parte occidental y el lacustre en la oriental. Bajo la cuenca de Guadix-Baza existe el mayor espesor cortical de la cordillera, bajo el contacto entre la zona Interna y Externa (Banda y Ansorge, 1980).

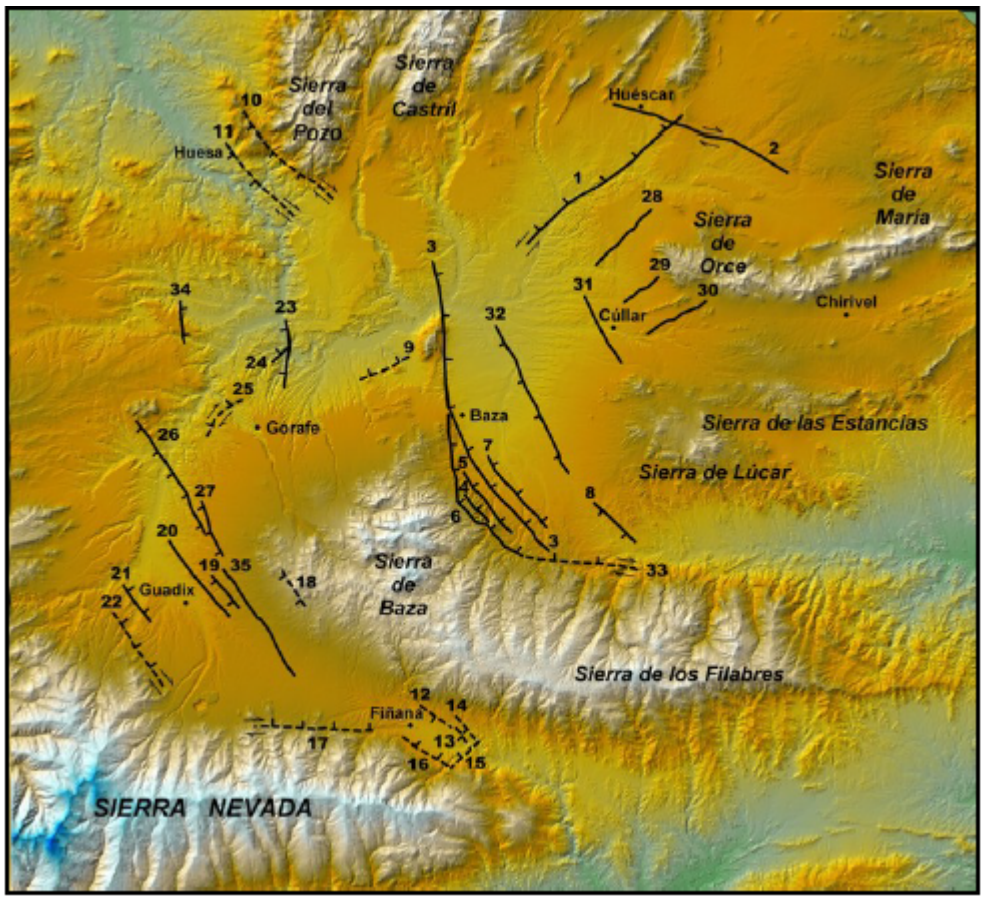
La subcuenca de Guadix es la parte occidental de la cuenca de Guadix-Baza, y presenta una red actual con drenaje externo hacia el océano Atlántico a través del río Guadalquivir. Es una meseta elevada coronada por un glacis, cuya superficie plana está fuertemente encajada por la red drenaje actual (García Tortosa *et al*., 2007; Azañón *et al*, 2007), y es de pendiente menor de 5º, hacia el norte. Esta red converge hacia el río Fardes. El sector de Fiñana y Abla drena hacia el río Nacimiento.

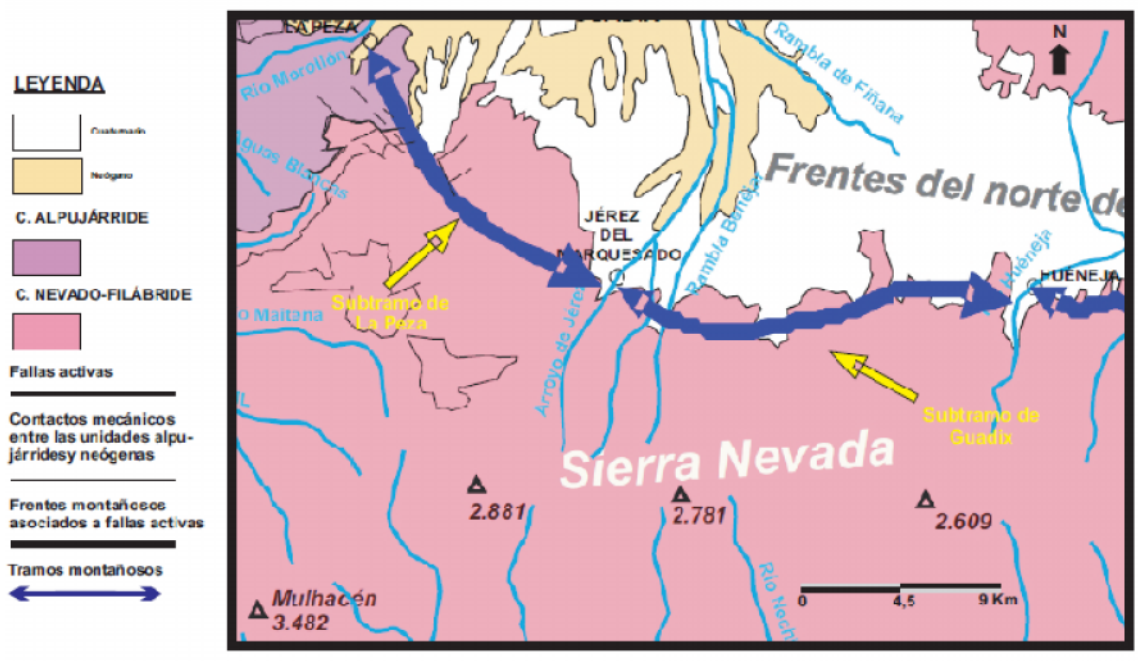
El borde N de Sierra Nevada está afectado por varios juegos de fallas que controlan su forma, unas de dirección N70ºE a E-O, que son las más largas y con movimientos más antiguos, y otras con dirección NO-SE y NE-SO que presentan movimientos más modernos.

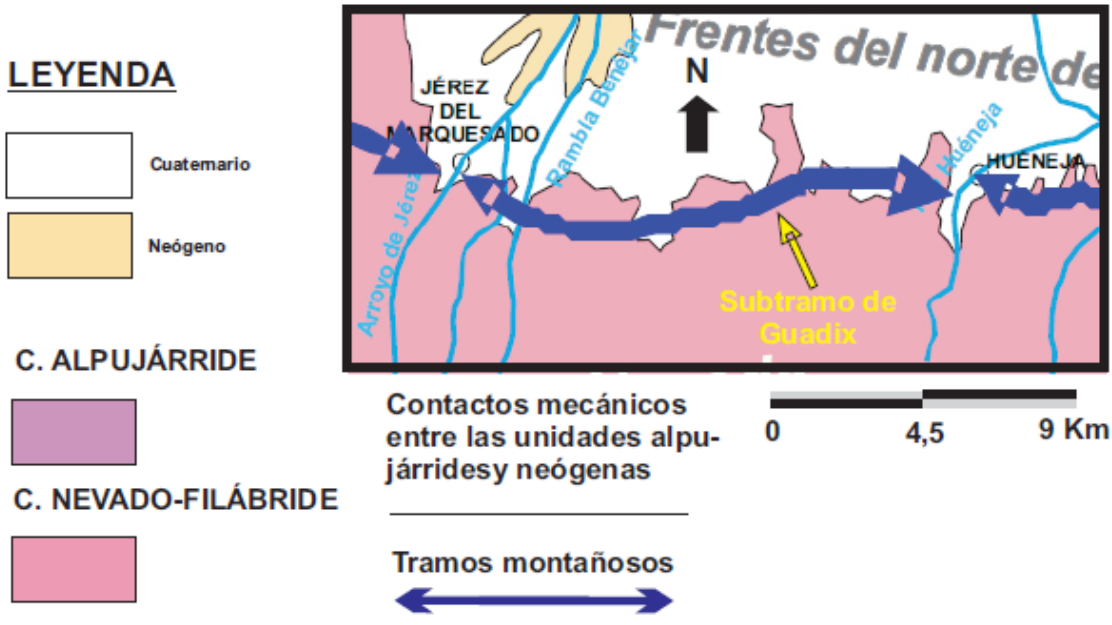

LEYENDA
Cuaternario
Neógeno
ZONA EXTERNA (SUBBÉTICO)
C. DORSALIANO
C. MALÁGUIDE
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Frentes montañosos no asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas
Tramos montañosos
N
Santa Bárbara 2.271
Sierra de Baza
Sierra de los Filabres
1.108
2.168
GUADIX
Frentes del norte de S. Nevada
Río Guadix
Río Alhama
Río Marchal
Río Nacimiento
Río Maitena
Río Genil
Segmento de Guadix
Sierra Nevada
2.881
2.781
2.609
Mulhacén 3.482
Frente Sur de S. Nevada
Falla de Ugíjar
Frente Norte de la Sierra de Gádor
Frente de Boya
Sierra de la Contraviesa
Sierra de Gádor
Piorno 1.143
0
7
14 Km


LEYENDA
Cuatemario
Neógeno
ZONA EXTERNA (SUBBÉTICO)
C. DORSALIANO
C. MALÁGUIDE
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Embalse F. Abelilla
GUADIX
Rambla de Fiñana
Frentes del norte de S. Nevada
JÉREZ DEL MARQUESADO
Segmento de La Peza
Segmento de Guadix
HUENEJA
F. M. Abrucena - Huéneja
ABRUCENA
ABLA
Río Nacimiento
Sierra Nevada
2.881
2.781
2.609
0
7
14 Km
N
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Tramos montañosos

Río Nacimiento


Sierra del Pozo
Sierra de Castril
Huéscar
Huesa
Sierra de María
Sierra de Orce
Cúllar
Chirivel
Baza
Gorafe
Sierra de las Estancias
Sierra de Lúcar
Sierra de Baza
Guadix
Fiñana
Sierra de los Filabres
SIERRA NEVADA
1
2
3
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35


LEYENDA
Cuaternario
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas
Frentes montañoses asociados a fallas activas
Tramos montañosos
LA PEZA
Río Morollón
Rambla de Fiñana
Frentes del norte de
JÉREZ DEL MARQUESADO
Rambla Blanca
Subtramo de La Peza
Arroyo de Jérez
Subtramo de Guadix
Sierra Nevada
2.881
2.781
2.609
Mulhacén 3.482
Río Nacimiento
0
4,5
9 Km
N


LEYENDA
Cuaternario
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes del norte de
N
JÉREZ
DEL
MARQUESADO
Rambla Benéjar
Arroyo de Jérez
Huéneja
HUÉNEJA
Subtramo de
Guadix
Contactos mecánicos
entre las unidades alpu-
járridesy neógenas
Tramos montañosos
0
4,5
9 Km

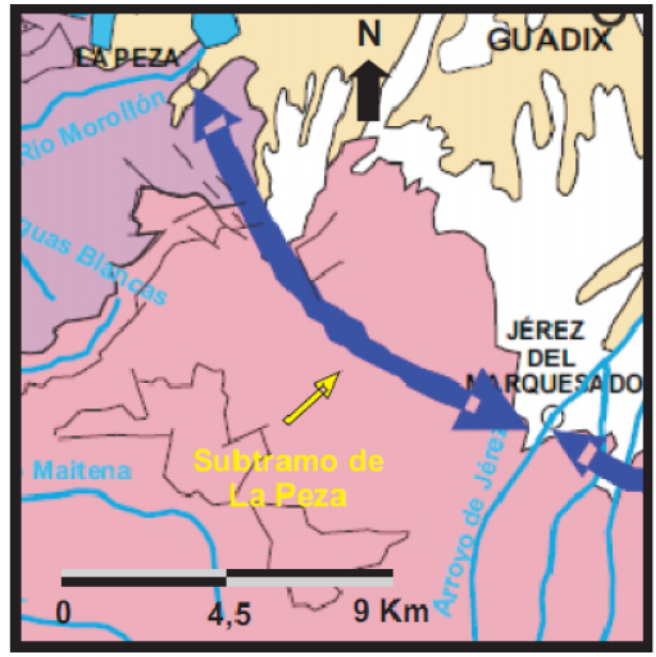
LEYENDA

Cuaternario

Neógeno

C. ALPUJÁRRIDE

C. NEVADO-FILÁBRIDE



Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas

Tramos montañosos

Sin embargo, en la cuenca de Guadix existen algunas fallas paralelas que sí parecen activas, tal como son las siguientes descritas por Sanz de Galdeano et al. (2007) y de dirección NO-SE:

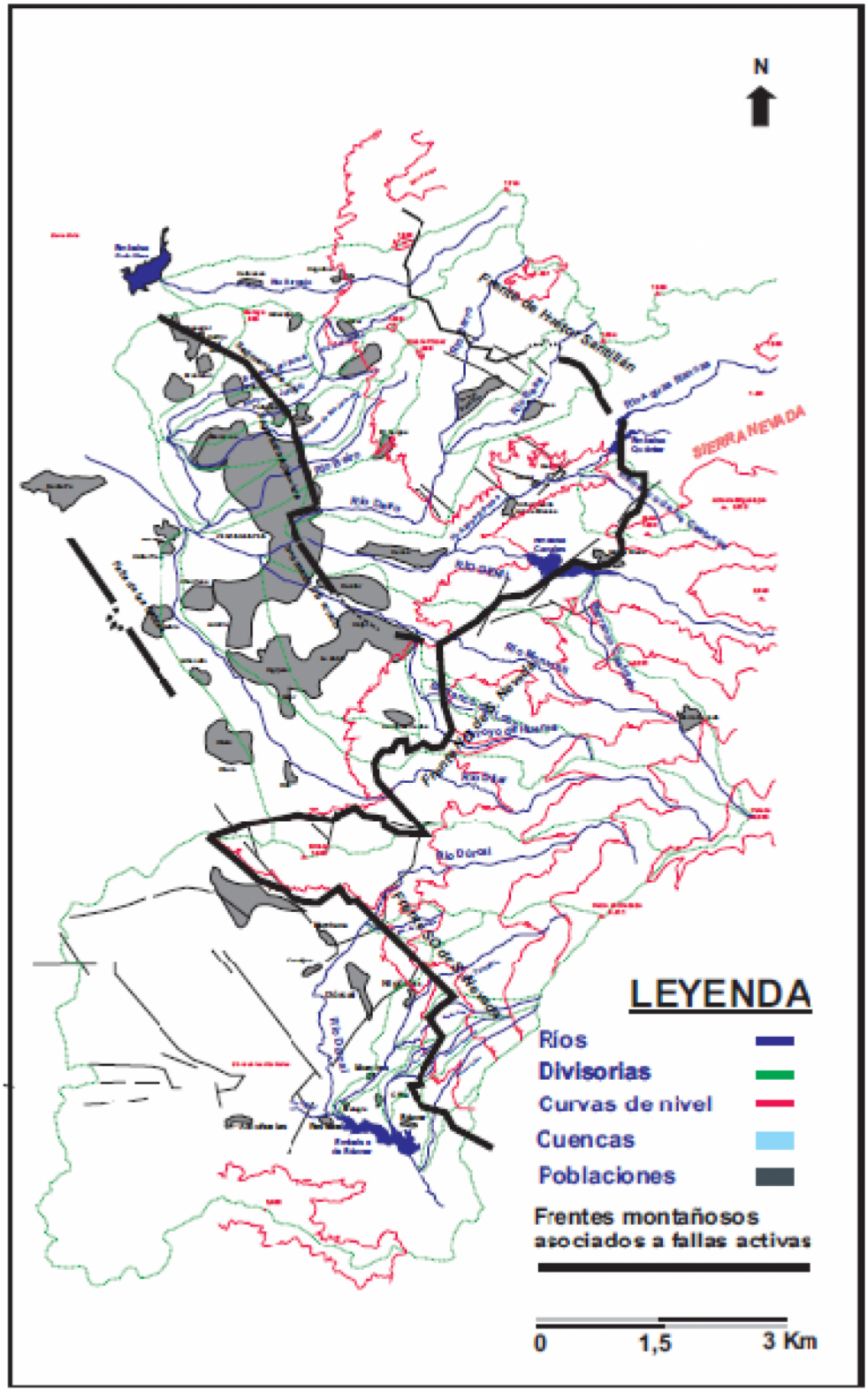
- La falla de Lugros, de tipo normal y de desgarre dextrorso, que atraviesa el río de Alhama, y está cercana a Cogollos de Guadix, Beas de Guadix y Graena (nº 22 de la Fig. 59), con una longitud de 10,4 km. Los movimientos actuales no son patentes, aunque sí lo son los del Mioceno-Plioceno. Parece tener asociada alguna microsismicidad. Presenta un buzamiento de 70º al NE, aparentemente con sismicidad asociada. Tiene una tasa de movimiento de 0,06 mm/año calculado a partir de desplazamientos verticales observados en los últimos 8 millones de años (Peláez et al., 2007).
- La falla de Graena de tipo normal, al oeste del río Alhama y de Guadix, y cercana a las poblaciones de Los Baños, Marchal y Cortes (nº 21 de la Fig. 59). Tiene una longitud de 4,9 km y sus últimos movimientos parecen poco importantes, aunque tiene aguas termales relacionadas y alguna sismicidad asociada. Su buzamiento es de 70º al NE. Su hundimiento es de 0,02 mm/año, y está calculado por los desplazamientos verticales realizados en el último medio millón de años (Peláez et al., 2007).

5. APLICACIÓN DE OTROS ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS EN SECTORES ACTIVOS

5. 1. SECTOR OCCIDENTAL DE SIERRA NEVADA

5.1.1. CUENCAS Y RÍOS DIFERENCIADOS QUE CORTAN A LOS FMAFAs DEL BORDE OCCIDENTAL DE SIERRA NEVADA

El área estudiada se ve en la figura 63 donde se observan los ríos, las poblaciones y los frentes montañosos. La figura 64 corresponde a la misma área pero también tenemos la geología general.


N
SIERRA NEVADA
LEYENDA
Ríos
Divisorias
Curvas de nivel
Cuencas
Poblaciones
Frentes montañosos asociados a fallas activas
0
1,5
3 Km

LEYENDA

- Cuaternario
- Limos de Cenes-Jun (Mioceno)
- Limos rojos y conglomerados (Plioceno)
- Conglomerados de la Alhambra (Plio-Pleistoceno)

ZONA EXTERNA (SUBBÉTICO)

C. DORSALIANO

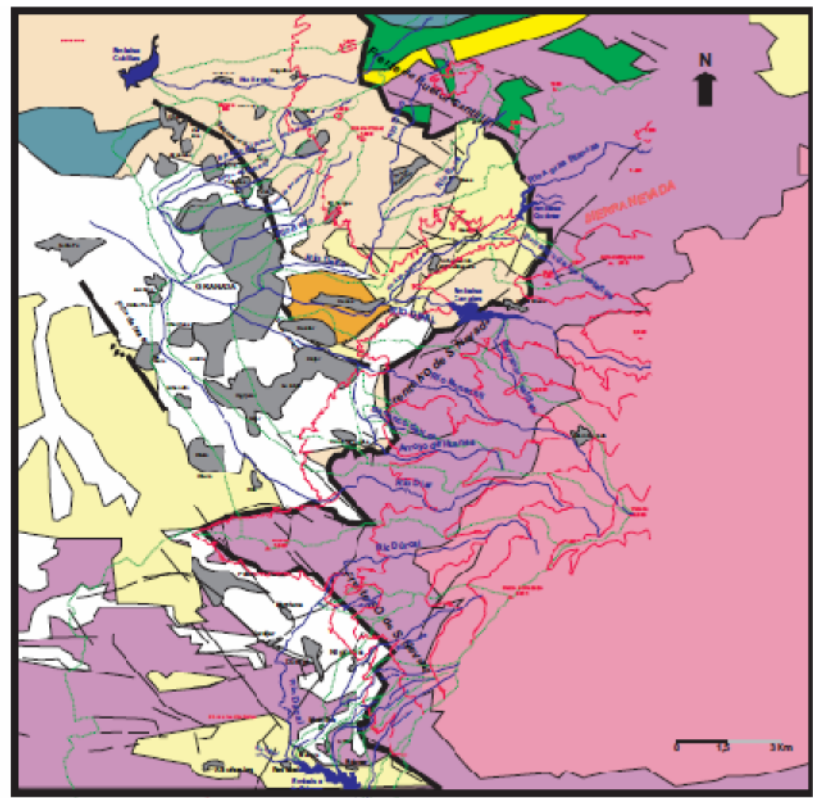
C. MALÁGUIDE

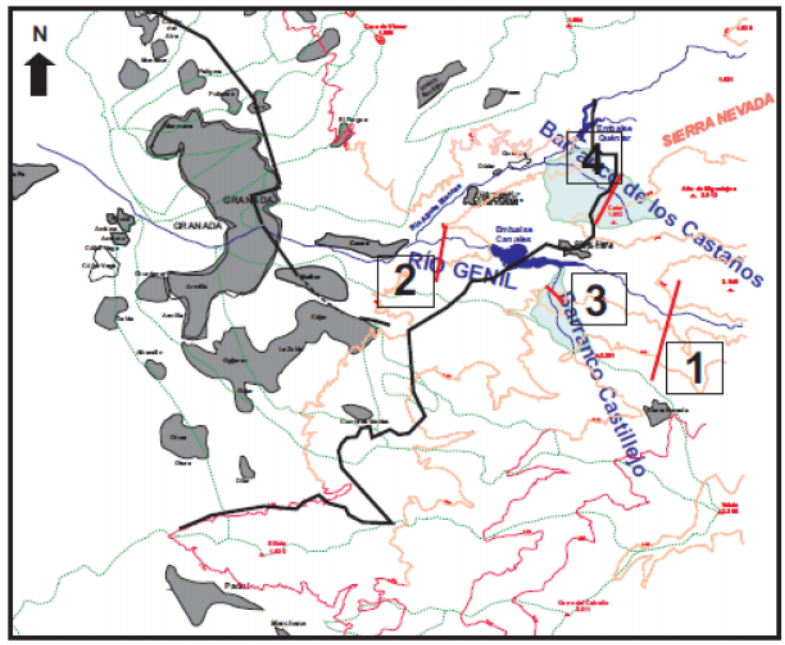
C. ALPUJÁRRIDE

C. NEVADO-FILÁBRIDE

Frentes montañosos asociados a fallas activas

Fallas activas





LEYENDA

- Ríos
- Divisorias
- Curvas de nivel
- Cuencas
- Poblaciones

0 1,5 3 Km

LEYENDA

- Cuaternario
- Limos de Cenes-Jun (Mioceno)
- Limos rojos y conglomerados (Plioceno)
- Conglomerados de la Alhambra (Plio-Pleistoceno)

ZONA EXTERNA (SUBBÉTICO)

C. DORSALIANO

C. ALPUJÁRRIDE

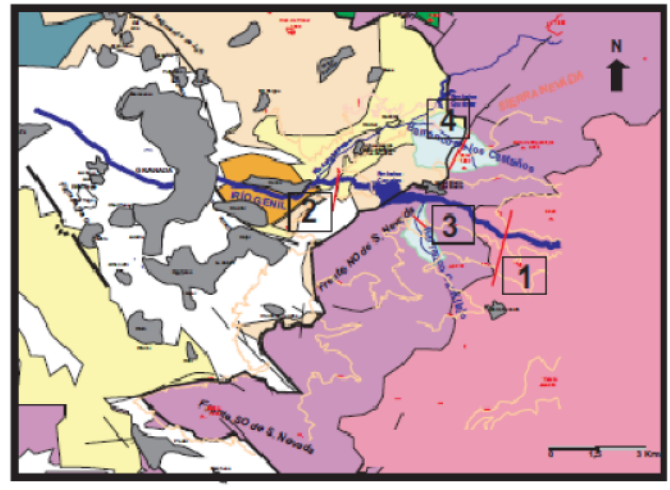
C. NEVADO-FILÁBRIDE

Frentes montañosos asociados a fallas activas

Fallas activas

Escala 1:50.000

Perfil transversal realizado en el cauce □



- Ríos
- Perfiles
- Cuencas
- Poblaciones

5.1.1.1.1.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (Sl) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al tramo de Güéjar-Sierra

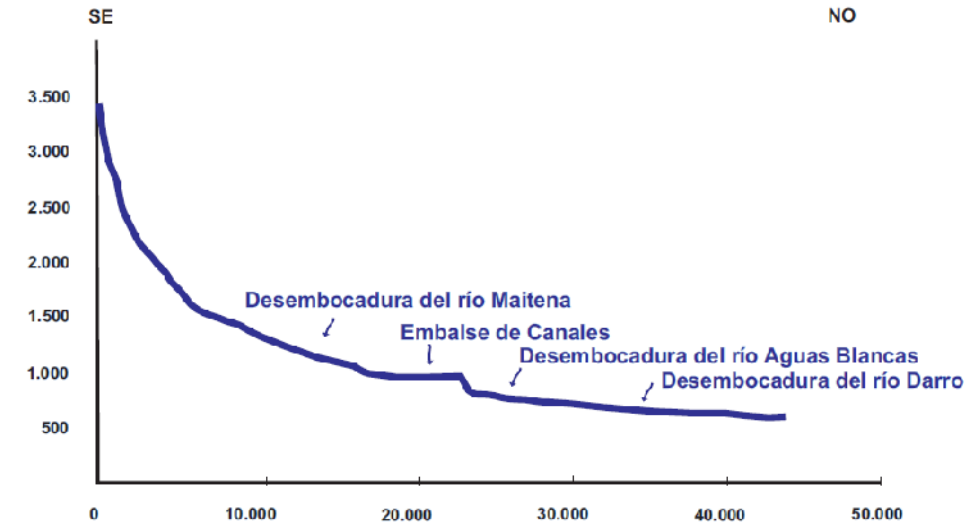
Aunque se ha estudiado y analizado cada de uno de los cursos de agua y cada una de las cuencas, que atraviesan los frentes montañosos activos y no activos, a partir de aquí sólo se explican los índices que dan resultados de mayor actividad en cada uno de los sectores estudiados.

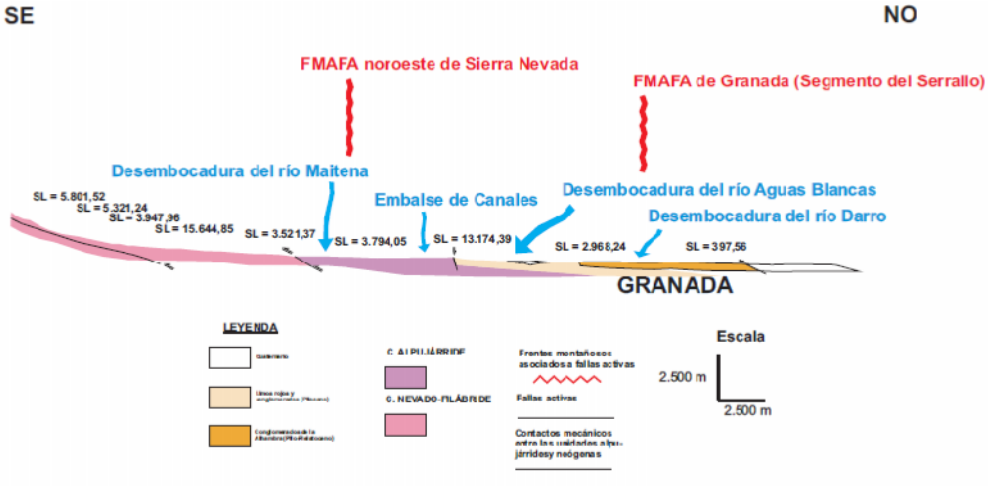
Los ríos diferenciados en este sector, descritos de mayor índice a menor, son el río Genil, el barranco del Castillejo y el barranco de los Castaños (Figs.65 y 66). Los tres presentan un SL > 2.000, pero el más destacado es el del río Genil, que presenta un valor de 13.174,39 *(SL/K= 263)*, (cota 850); el más alto, con diferencia, de todos los ríos que bajan desde Sierra Nevada a cualquiera de las cuencas circundantes o valles importantes. Todos los perfiles marcan la altura de cada punto del río en ordenadas, y en abscisas la distancia a la cabecera o nacimiento. Se ha analizado el perfil del gradiente de cada uno de los ríos, marcando los "knickpoint" o cambios bruscos en la pendiente de los mismos (Fig. 67).

Desde las inmediaciones del pico del Veleta hasta su desembocadura en el río Guadalquivir, el río Genil atraviesa diferentes litologías, sin embargo, en este trabajo sólo se analizan los primeros 33 kilómetros, que comprenden desde el nacimiento del río hasta su llegada a la Vega, una vez atravesada la ciudad de Granada, junto a la desembocadura del río Dílar, pues son los kilómetros más afectados por la intervención de los FMAFAs que atraviesa este río. Tanto a éste como a todos los demás ríos y barrancos se les ha representado en perfiles semilogarítmicos que permiten comparar con una misma escala las diferencias de longitudes, alturas y gradientes; y por tanto, considerar unos criterios de partida homogéneos para estudiar el valor del índice del gradiente y su posible relación con la tectónica.

Por supuesto que no será el único criterio a tener en cuenta, pues también se consideran los valores de Smf de los frentes a los que cortan esos barrancos, además de otros que se analizan más adelante.

Se ha dividido la cuenca del Genil en varias partes, atendiendo con preferencia al primer sector como ya se ha indicado. Una particularidad del perfil de este río, es que atraviesa varios embalses, que alteran el perfil del gradiente, manifestando valores


SE
NO
3.500
3.000
2.500
2.000
1.500
1.000
500
0
10.000
20.000
30.000
40.000
50.000
Desembocadura del río Maitena
Embalse de Canales
Desembocadura del río Aguas Blancas
Desembocadura del río Darro


SE
NO
FMAFA noroeste de Sierra Nevada
FMAFA de Granada (Segmento del Serrallo)
Desembocadura del río Maitena
Embalse de Canales
Desembocadura del río Aguas Blancas
Desembocadura del río Darro
SL = 5.801,52
SL = 5.321,24
SL = 3.947,96
SL = 15.644,85
SL = 3.521,37
SL = 3.794,05
SL = 13.174,39
SL = 2.968,24
SL = 397,56
GRANADA
LEYENDA
Escala
2.500 m
2.500 m

El barranco del Castillejo tiene su comienzo en la cota 2.206, y todo su recorrido lo hace erosionando rocas carbonatadas. Cruza el FMAFA ya cerca de la desembocadura con el río Genil, y recorre un total de 5.500 metros presentando una dirección predominante SSE-NNO. La elevación de sus índices está relacionada con diferentes fallas que atraviesa este río, así como por el encajamiento del río Genil en esta zona que provoca la elevación del perfil del barranco. Su SL más alto es de 1.767,33 *(SL/K=35)* y se encuentra en la cota 953, junto a su desembocadura con el río Genil.

El barranco de los Castaños tiene una dirección predominante de SE-NO recorriendo unos 5.500 metros, corta al FMAFA en la cota 1.038, y a algo más de 500 metros, aguas abajo se obtiene un índice del gradiente del perfil longitudinal de 730,27 *(SL/K=15)*. Comienza su recorrido en la cota 1.857 erosionando rocas carbonatadas en contacto con esquistos mediante fallas de tipo normal. Al cruzar el frente continúa por margas y limos, y llega a desembocar en el río Aguas Blancas excavando calizas y calcarenitas.

5.1.1.1.1.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los ríos que cortan al tramo de Güéjar-Sierra

Río Genil (Sl = 13.174,39) (Sl/K: 263)

Es el más destacado, por poseer el valor de Smf más cercano a la unidad, con un valor de Vf = 0,02.

En la cuenca principal se han realizado 2 perfiles, el transversal 1 no corta a ningún FMAFA. El transversal 2 corta al FM de Huétor Santillán, al FMAFA de Granada (*Segmento Alhambra-El Serrallo*) y al FMAFA NO de Sierra Nevada (Tramo Embalse de Canales–Oeste de Huenes). Con ellos quedan representadas las singularidades más destacables de esta zona de la cuenca (Fig. 66).

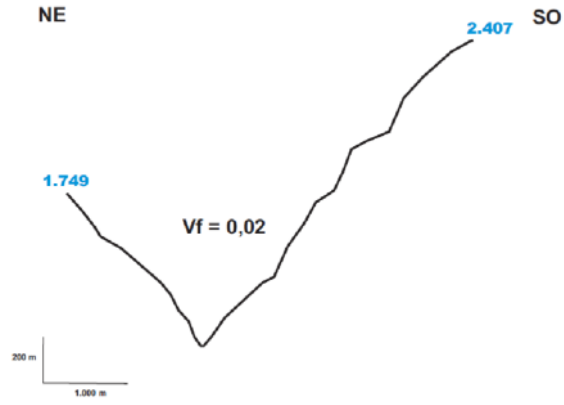
De los dos índices de la forma de encajamiento evaluados en el río Genil se han obtenido los siguientes resultados: Con valor de 0,02 el perfil 1 (Figs. 68) y con valor 0,06 el perfil 2 (Fig. 69)

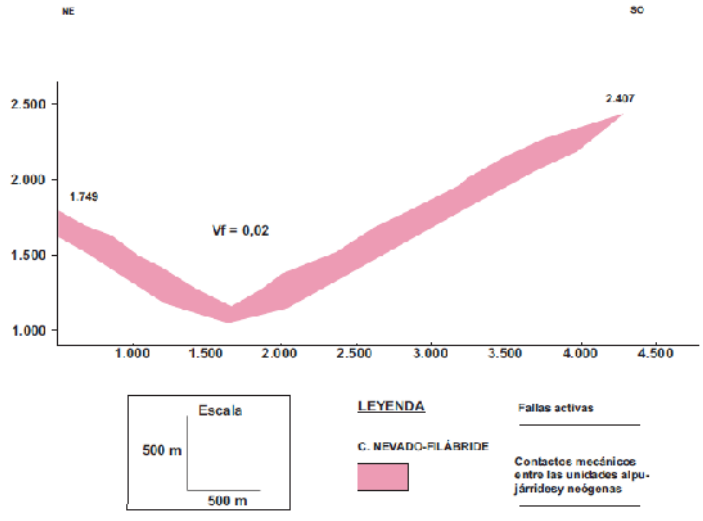
En los perfiles transversales se ha ubicado la posición que ocupa cada uno de los FMAFAs que cortan a estas secciones. En cada perfil el valor del SL del río Genil varía en función de la distancia al nacimiento; por ejemplo en el perfil 1 tenemos un valor de 6.083,88 (SL/K; 122), y en el perfil 2 el SL es de 1.031,25 (SL/K: 21).

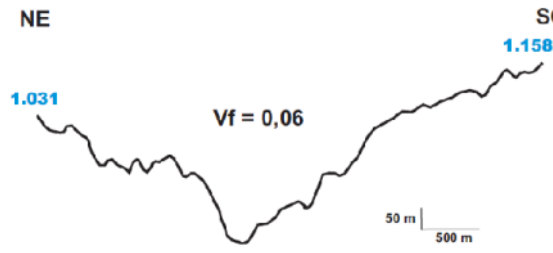
Por otra parte, se han seguido otros criterios para cada barranco a nivel singular. Para que haya homogeneidad de datos se han realizado los perfiles transversales teniendo en cuenta, y aprovechando, idénticas características que puedan tener cada uno de esos ríos. De esta manera:

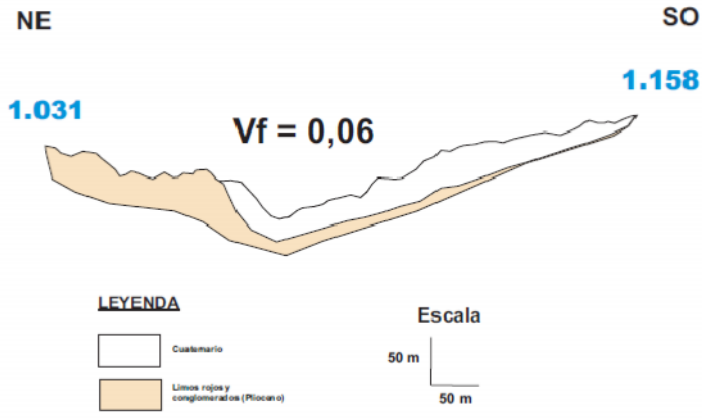
- Si el barranco es atravesado por algún frente, se ha realizado un perfil, y se ha calculado su índice de encajamiento (Vf), a 1 km aguas arriba del mismo.
- Cuando el río o rambla ha sufrido un cambio en su dirección, se ha planteado otro perfil a la mitad de la distancia total de esa dirección.
- Si el cauce ha experimentado un cambio topográfico, es decir, ha pasado de ser más/menos a menos/más torrencial o abrupto también se ha realizado un perfil transversal a su recorrido.

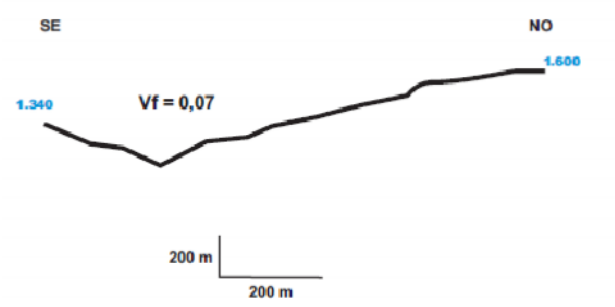
Todos estos criterios se han aplicado en todos los barrancos de este sector independientemente de cada uno de ellos, por consiguiente, se han tenido casos en los que se han podido aplicar todos los criterios, o sólo alguno/s de ellos, según las circunstancias.

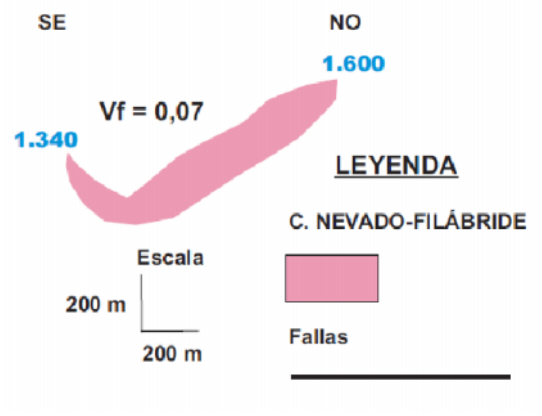

NE
SO
2.407
1.749
Vf = 0,02
200 m
1.000 m

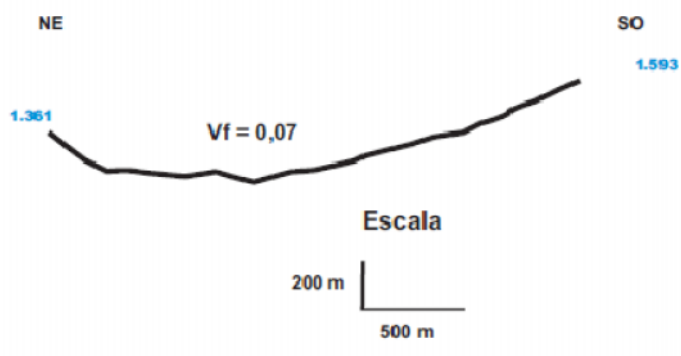

NE
SO
2.500
2.000
1.500
1.000
2.407
1.749
Vf = 0,02
1.000
1.500
2.000
2.500
3.000
3.500
4.000
4.500
Escala
500 m
500 m
LEYENDA
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrideay neógenas

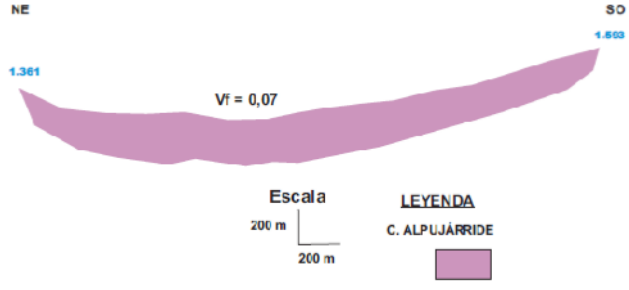

NE
SO
1.158
1.031
Vf = 0,06
50 m
500 m


NE
SO
1.158
1.031
Vf = 0,06
LEYENDA
Cuaternario
Limos rojos y conglomerados (Plioceno)
Escala
50 m
50 m

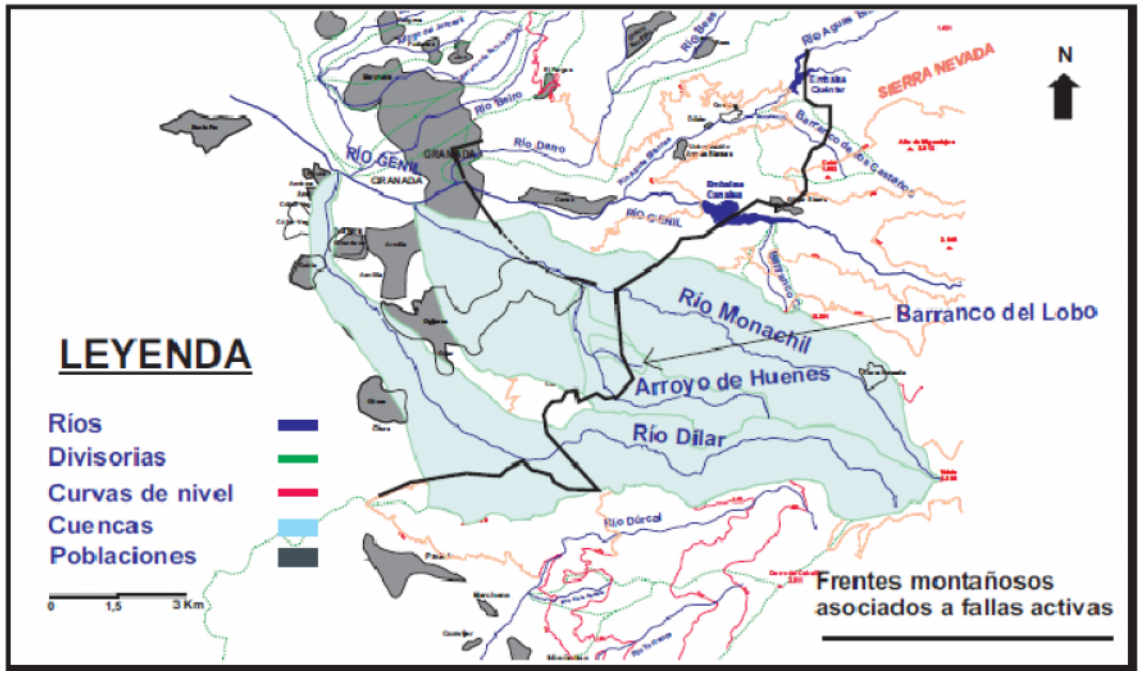

SE
NO
1.600
1.340
Vf = 0,07
200 m
200 m


SE
NO
1.600
Vf = 0,07
1.340
LEYENDA
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Escala
200 m
200 m
Fallas


NE
SO
1.593
1.361
Vf = 0,07
Escala
200 m
500 m


NE
SO
1.593
1.361
Vf = 0,07
Escala
200 m
200 m
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE

Merecen mencionarse estos dos cauces, porque su índice de encajamiento es también, muy bajo. En el barranco del Castillejo el valor del Vf es de 0,07, y se produce a 1.200 metros, aguas arriba del FMAFA, en el perfil transversal nº 3 (fig. 70). El mismo valor tiene el Vf (0,07) del barranco de los Castaños, que se observa en el perfil nº 4 (fig. 71), a casi un kilómetro, aguas arriba del FMAFA, siendo la causa, en este caso, una falla entre micasquistos y mármoles.



LEYENDA

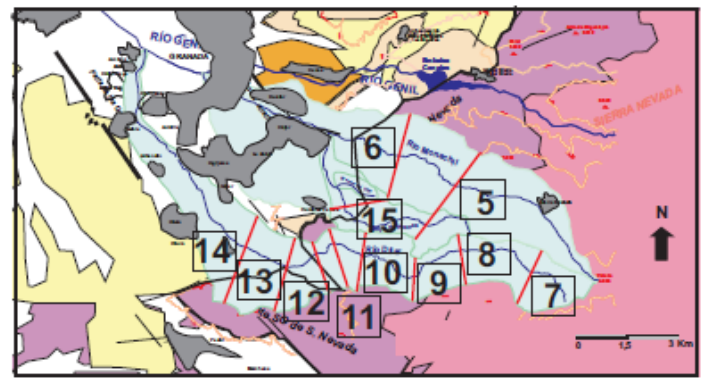
- Cuaternario
- Limos de Cenes-Jun (Mioceno)
- Limos rojos y conglomerados (Plioceno)
- Conglomerados de la Alhambra (Plio-Pleistoceno)

C. ALPUJÁRRIDE

C. NEVADO-FILÁBRIDE

Frentes montañosos asociados a fallas activas

Fallas activas



Ríos

Perfiles

Cuencas

Poblaciones

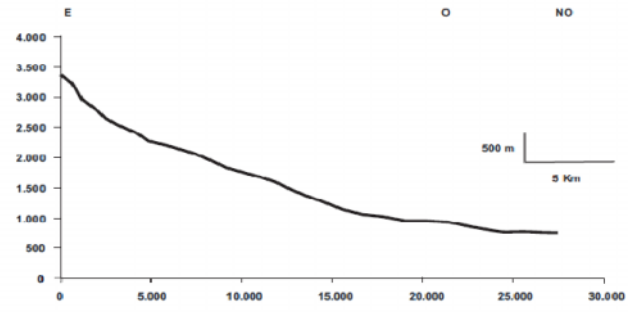
5.1.1.1.2.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (Sl) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan a los tramos Embalse de Canales a Huenes y Río Dílar al Puntal del Padul

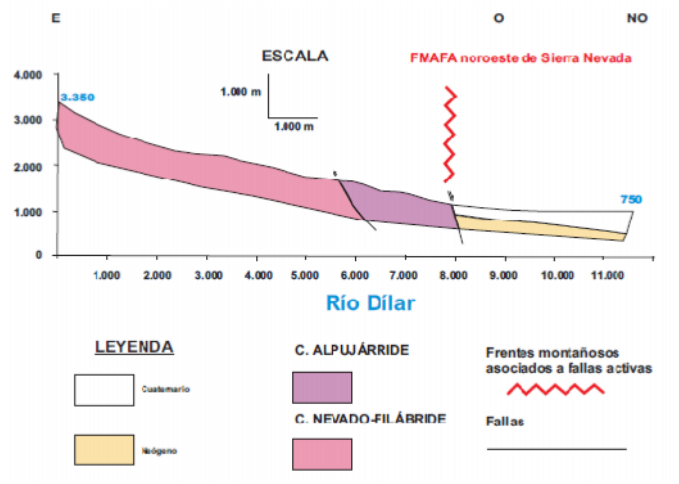
De siete barrancos analizados en estos sectores, el río Dílar presenta el máximo valor de SL (4.712,76) *(SL/K=94)*, seguido del río Monachil (2.926,95) *(SL/K=59)*. Ambos presentan gradientes altos, indicadores de posible actividad tectónica. Se analiza cada uno de ellos:

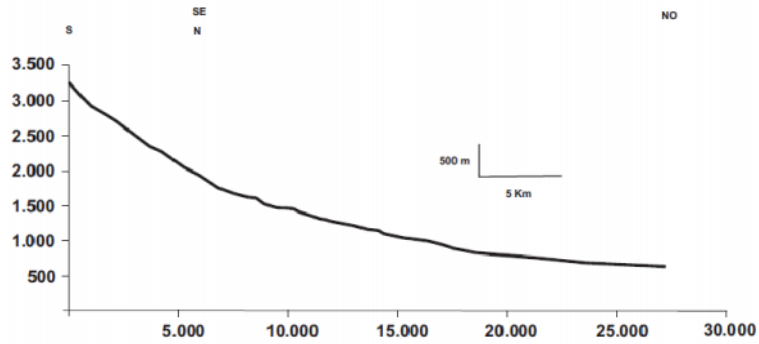
El río Dílar nace sobre la cota 3.300 entre los micasquistos metamórficos de Sierra Nevada y en la cota de 1.650 la litología cambia a calizas y dolomías hasta llegar al FMAFA en la cota 975 aproximadamente (Fig.74). A partir de aquí erosiona conglomerados rojos y deposita sedimentos aluviales, y en su parte más baja y en la desembocadura con el Genil atraviesa las llanuras de inundación de la Vega de Granada. Recorre un total de más de 27 km. Como le ocurre a otros cauces paralelos a éste los valores más altos de los gradientes los manifiestan aguas arriba del frente, en las elevaciones de Sierra Nevada. En este caso a unos 6 km, se encuentra el valor más alto del SL, correspondiente a 4.712,76, en la cota 1.500, coincidentes con varias fallas, y otros valores altos de los índices. Pero los valores cercanos al frente no indican altos rasgos de actividad tectónica, pero como ya veremos más adelante, con otros índices, este río si tiene otras manifestaciones relacionadas con dicha actividad.

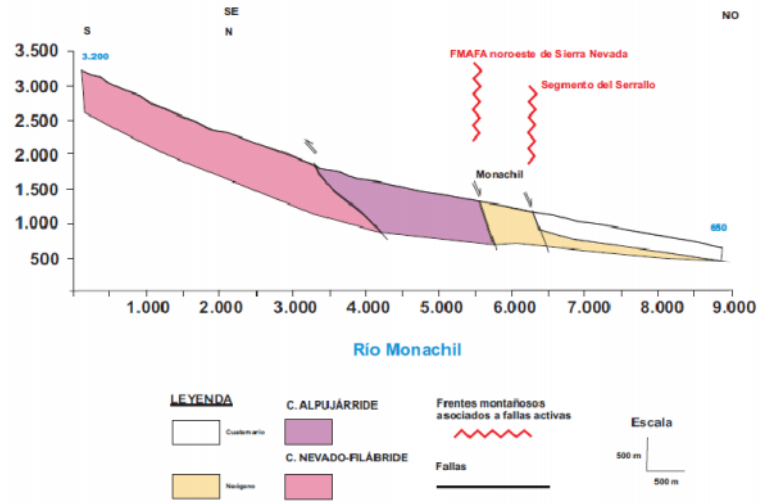
El río Monachil nace sobre idéntica cota que el anterior (Fig. 75), con una longitud total de algo más de 27 km, atraviesa las rocas metamórficas alpujárrides, las calizas y mármoles, llega al abanico aluvial de La Zubia, una vez pasado el FMAFA, en la cota 1.010, y entra en la Vega para desembocar en el río Genil. El valor del SL corresponde a la cota 1.550, donde el río atraviesa un contacto entre mármoles y filitas. El valor correspondiente a 2.127,26 *(SL/K=43)* está a 2 km., aguas arriba del FMAFA, en las rocas carbonatadas.

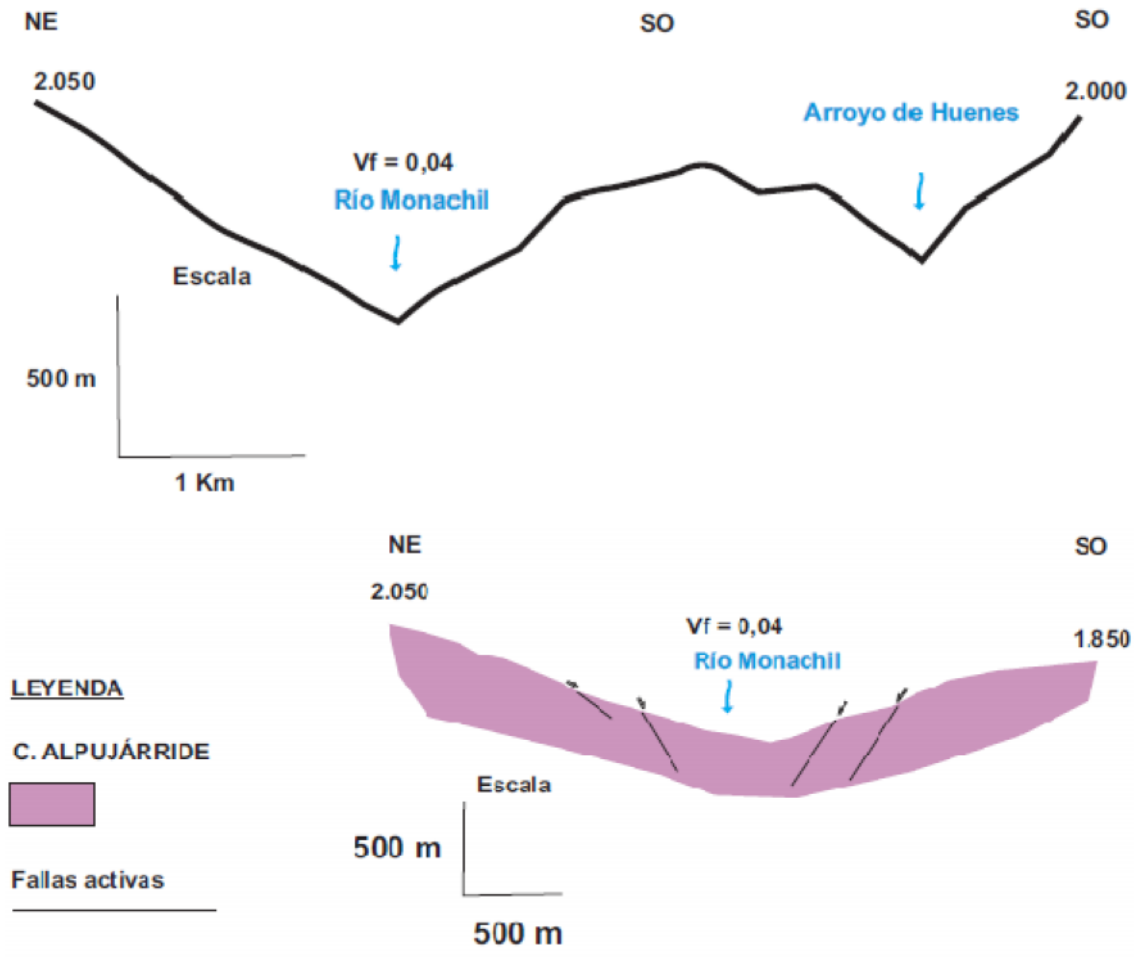
Cuando el curso de este río pasa por Monachil, sigue la dirección del *Tramo Alhambra-El Serrallo-Cumbres Verdes del FMAFA del área de Granada*, aunque en esta zona es poco neto, sin embargo, el propio río va dejando a su margen derecha relieves más elevados que en la margen izquierda, donde bordea la parte terminal del abanico aluvial de La Zubia.

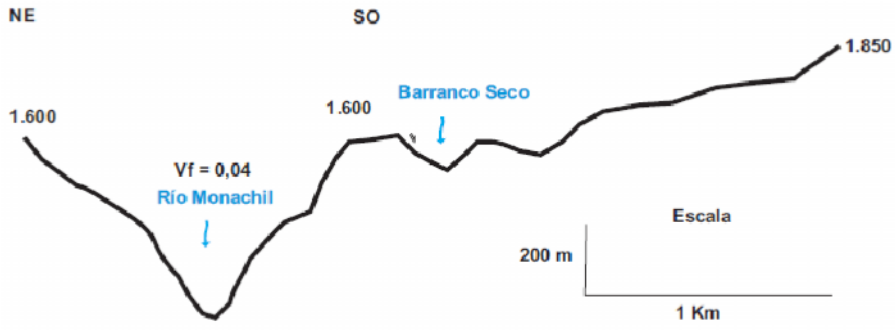

E
O
NO
4.000
3.500
3.000
2.500
2.000
1.500
1.000
500
0
500 m
5 Km
0
5.000
10.000
15.000
20.000
25.000
30.000

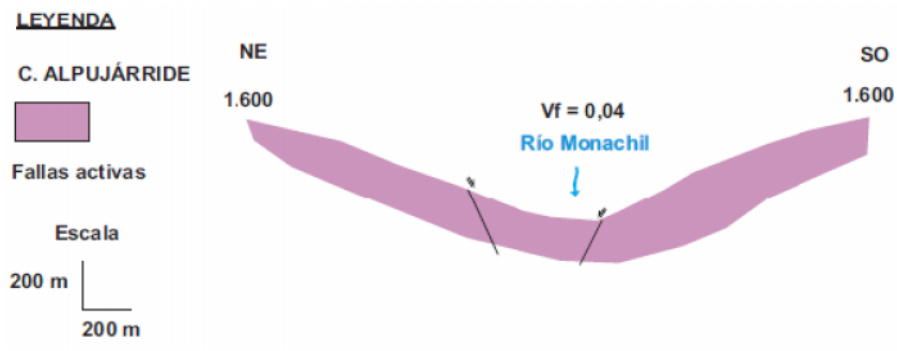

E
O
NO
ESCALA
FMAFA noroeste de Sierra Nevada
1.000 m
1.800 m
3.350
750
4.000
3.000
2.000
1.000
0
1.000
2.000
3.000
4.000
5.000
6.000
7.000
8.000
9.000
10.000
11.000
Río Dílar
LEYENDA
Cuaternario
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas

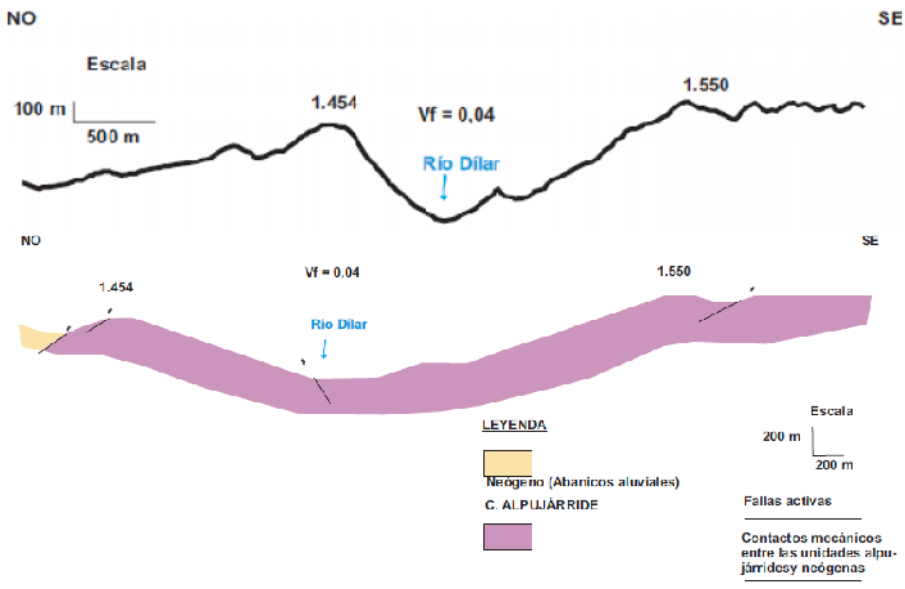

SE
NO
S
N
3.500
3.000
2.500
2.000
1.500
1.000
500
500 m
5 Km
5.000
10.000
15.000
20.000
25.000
30.000

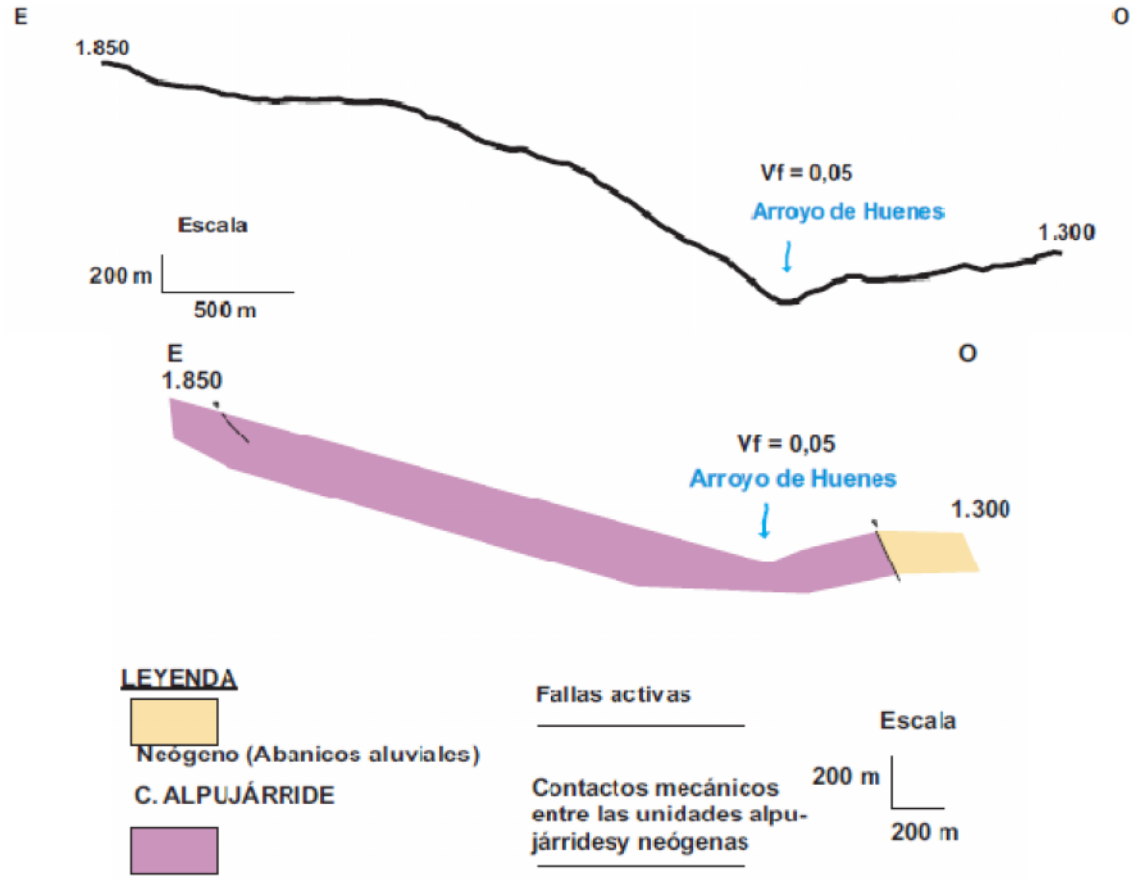

SE
NO
S
N
3.200
FMAFA noroeste de Sierra Nevada
Segmento del Serrallo
Monachil
650
3.500
3.000
2.500
2.000
1.500
1.000
500
1.000
2.000
3.000
4.000
5.000
6.000
7.000
8.000
9.000
Río Monachil
LEYENDA
Cuaternario
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas
Escala
500 m
500 m

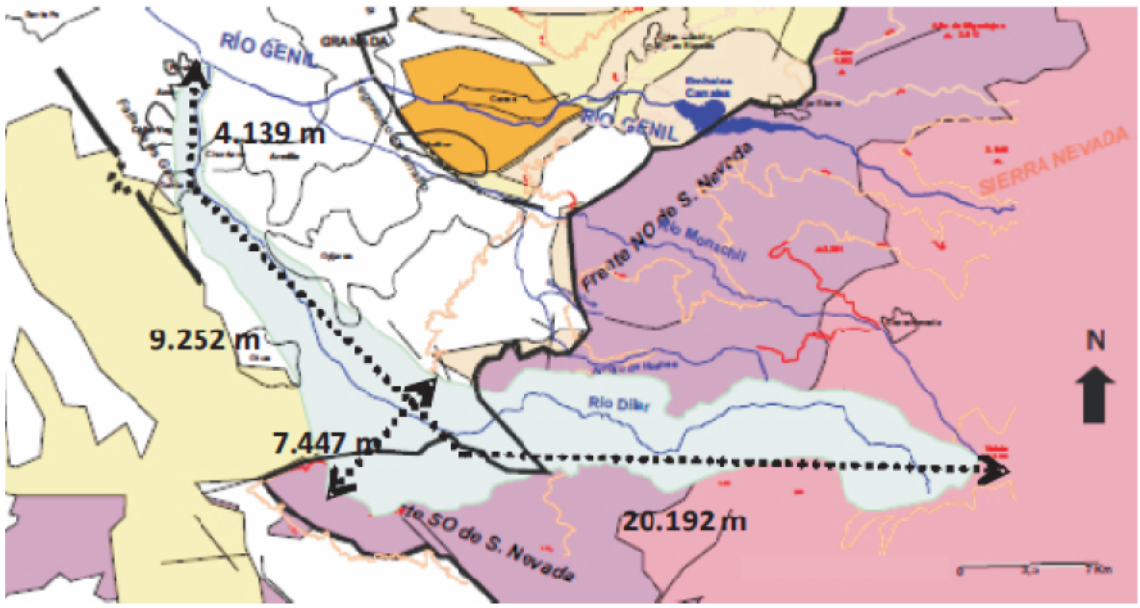

NE
SO
SO
2.050
2.000
Arroyo de Huenes
Vf = 0,04
Río Monachil
Escala
500 m
1 Km
NE
SO
2.050
Vf = 0,04
Río Monachil
1.850
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
Fallas activas
Escala
500 m
500 m

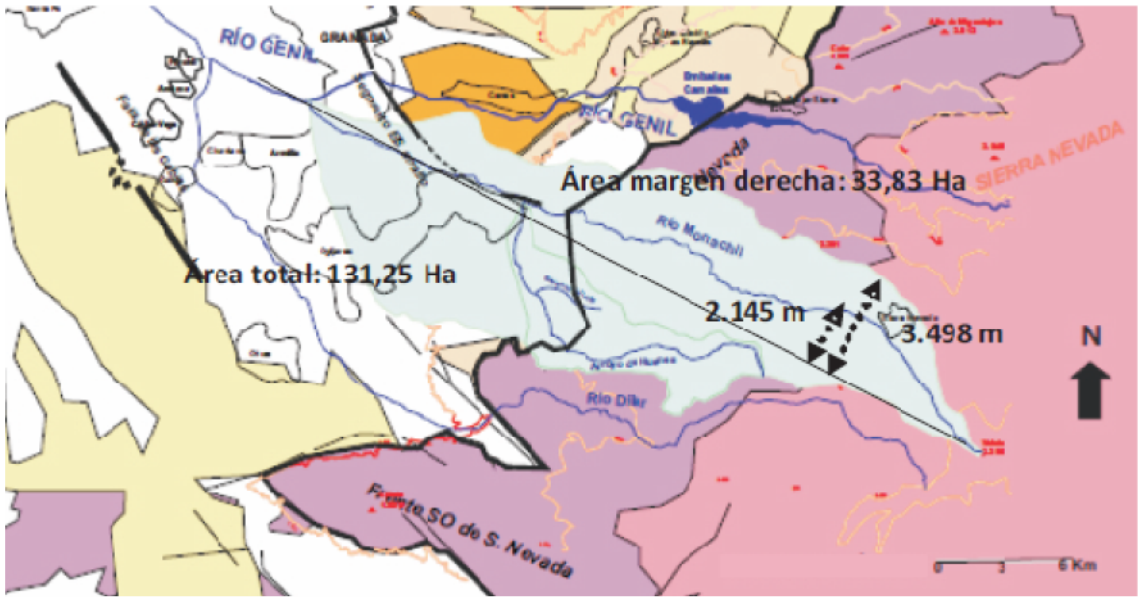

NE
SO
1.850
1.600
1.600
Barranco Seco
Vf = 0,04
Río Monachil
Escala
200 m
1 Km

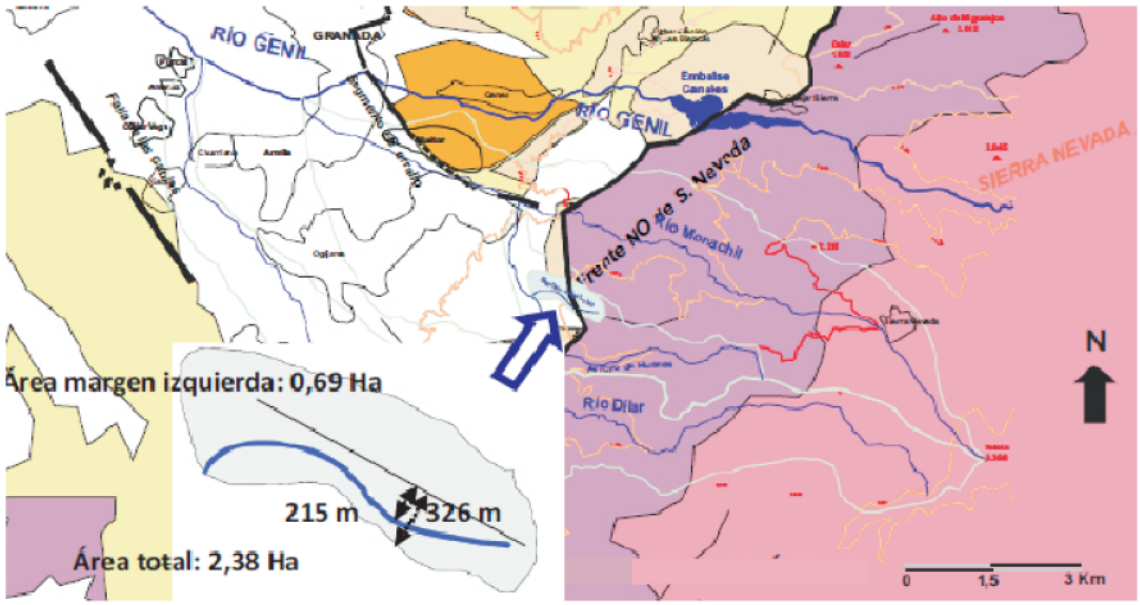

LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
Fallas activas
Escala
200 m
200 m
NE
SO
1.600
1.600
Vf = 0,04
Río Monachil

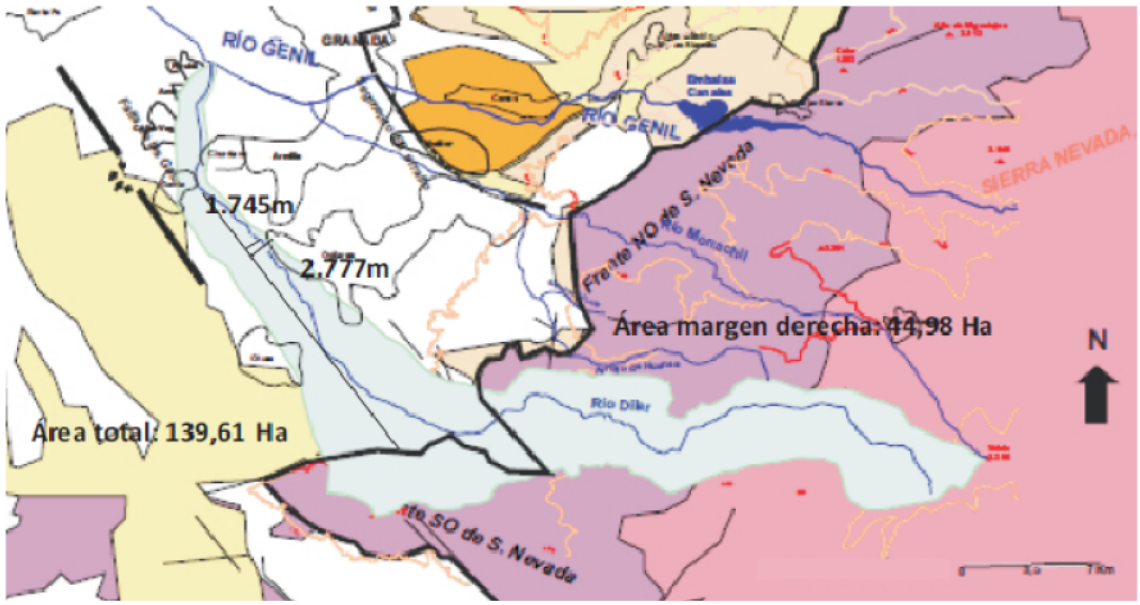

NO
SE
Escala
100 m
500 m
1.454
Vf = 0,04
1.550
Río Dílar
NO
SE
1.454
Vf = 0,04
1.550
Río Dílar
LEYENDA
Neógeno (Abanicos aluviales)
C. ALPUJÁRRIDE
Escala
200 m
200 m
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas

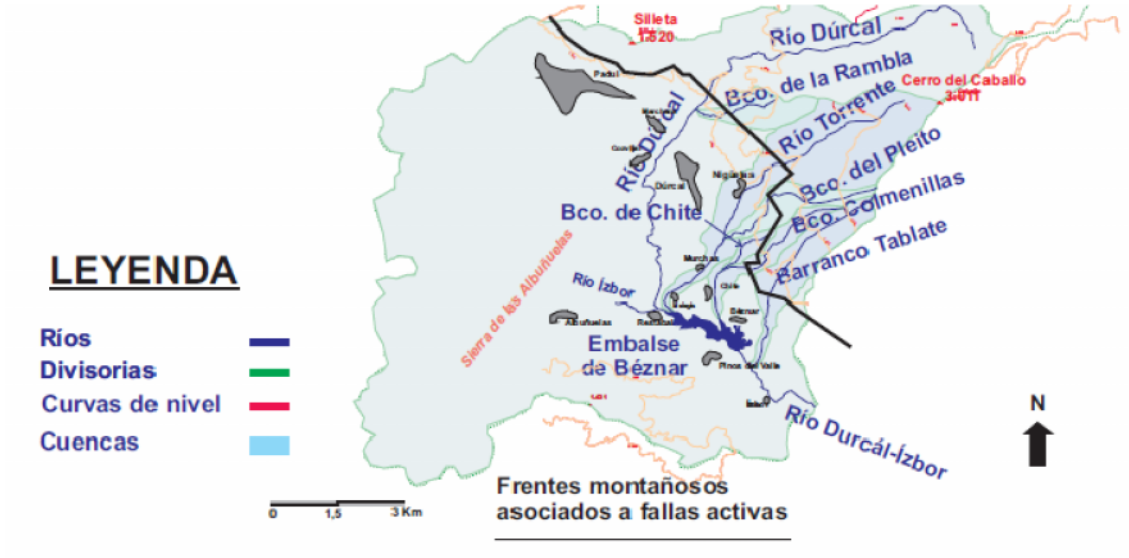

E
O
1.850
Vf = 0,05
Arroyo de Huenes
1.300
Escala
200 m
500 m
E
O
1.850
Vf = 0,05
Arroyo de Huenes
1.300
LEYENDA
Neógeno (Abanicos aluviales)
C. ALPUJÁRRIDE
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas
Escala
200 m
200 m

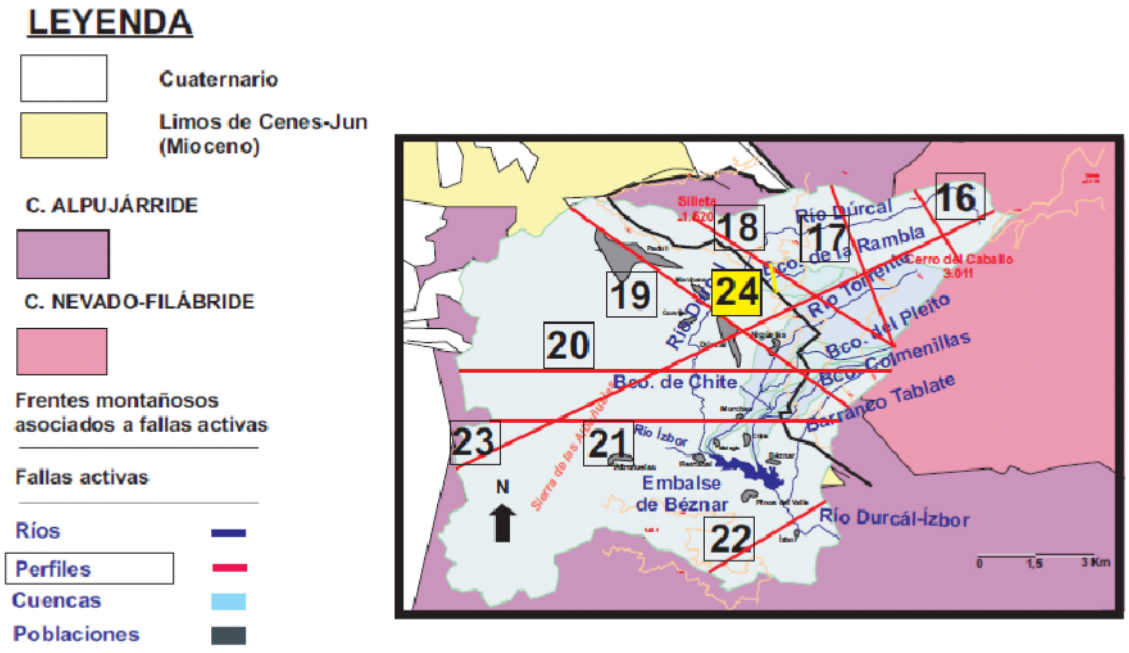

RÍO GENIL
GRANADA
4.139 m
RÍO GENIL
SIERRA NEVADA
Frente NO de S. Nevada
Río Monachil
9.252 m
N
Río Dílar
7.447 m
20.192 m
Frente SO de S. Nevada

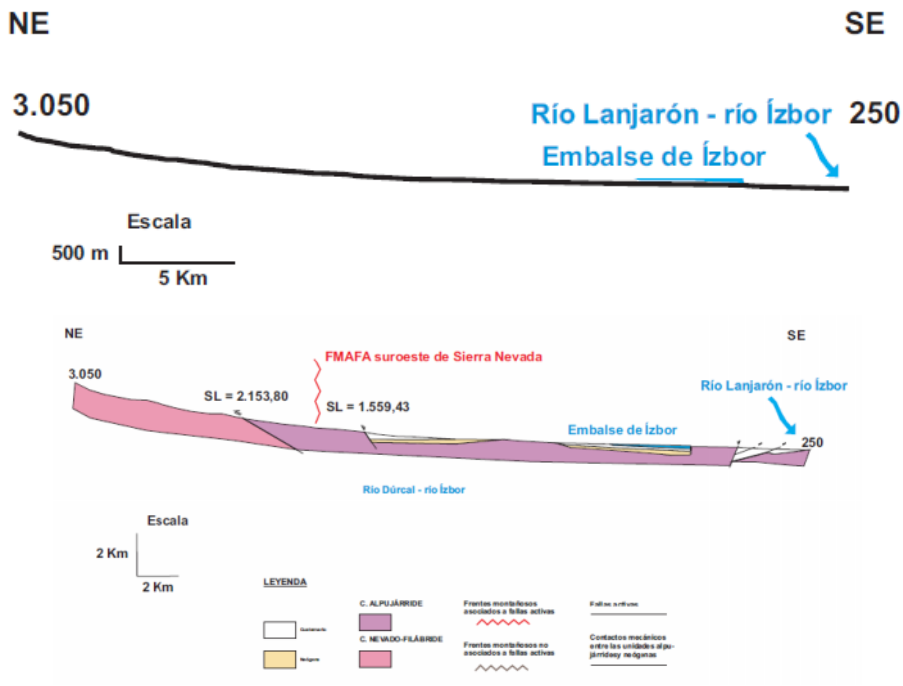

RÍO GENIL
RÍO GENIL
Área margen derecha: 33,83 Ha
SIERRA NEVADA
Área total: 131,25 Ha
Río Monachil
2.145 m
3.498 m
N
Río Dílar
Frente SO de S. Nevada
6 Km

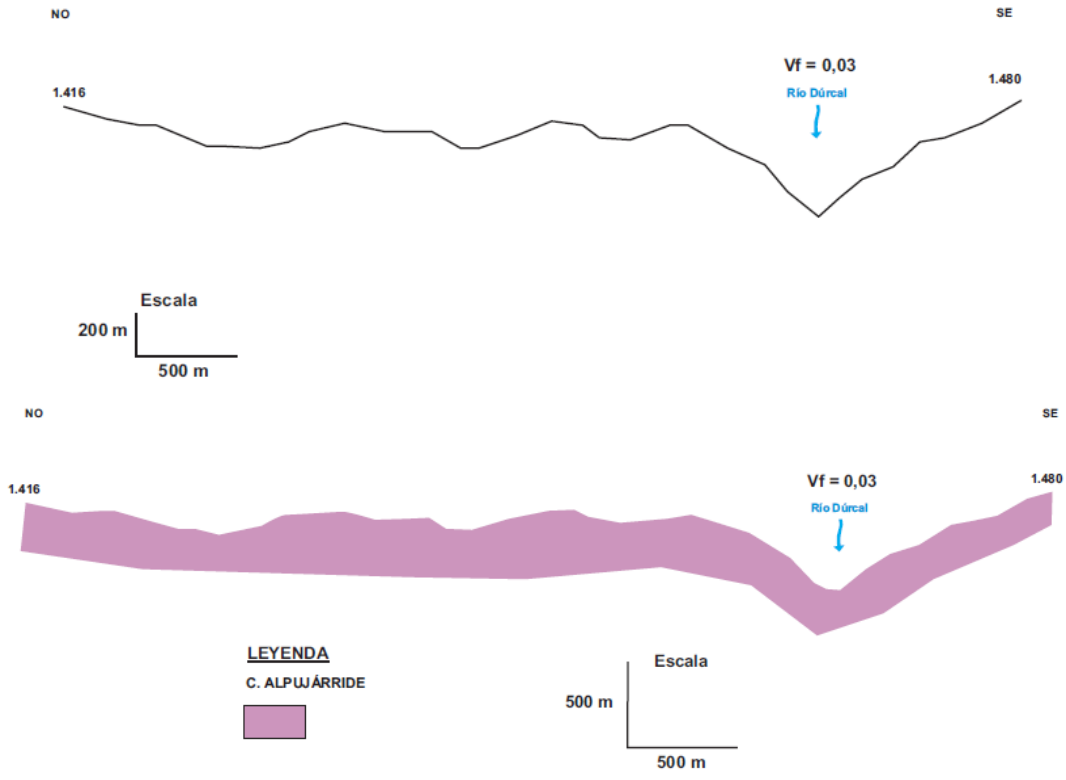

RÍO GENIL
GRANADA
Embalse Canales
RÍO GENIL
Frente NO de S. Nevada
Río Monachil
SIERRA NEVADA
Río Dílar
Área margen izquierda: 0,69 Ha
215 m
326 m
Área total: 2,38 Ha
N
0
1,5
3 Km

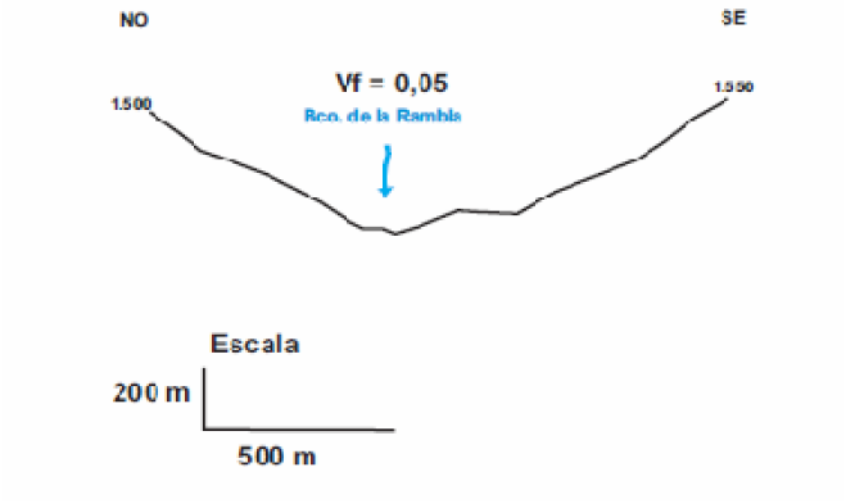

RÍO GENIL
GRANADA
Embalse Canales
RÍO GENIL
Frente NO de S. Nevada
Río Monachil
SIERRA NEVADA
1.745m
2.777m
Área margen derecha: 44,98 Ha
Río Dílar
Área total: 139,61 Ha
Río SO de S. Nevada
N

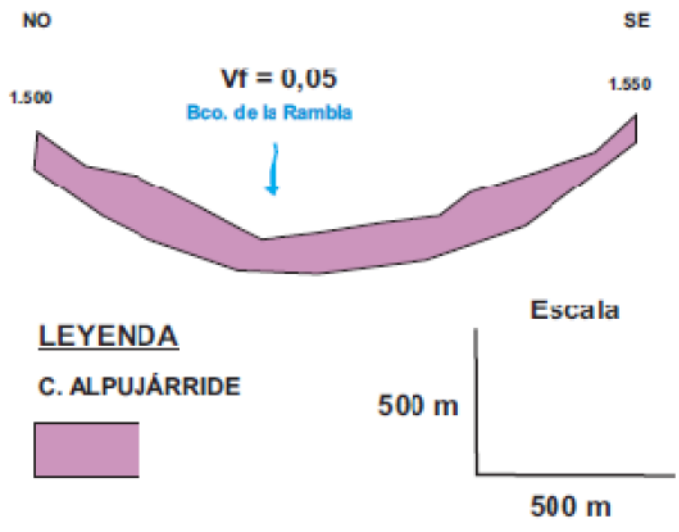

LEYENDA
Ríos
Divisorias
Curvas de nivel
Cuencas
0 1,5 3 Km
Sierra de las Albuñuelas
Silleta
1.520
Río Dúrcal
Bco. de la Rambla
Río Torrente
Cerro del Caballo
3.011
Río Dúrcal
Bco. del Pleito
Bco. Colmenillas
Bco. de Chite
Barranco Tablate
Río Izbor
Embalse
de Béznar
Río Durcál-Izbor
N
Frentes montañosos
asociados a fallas activas

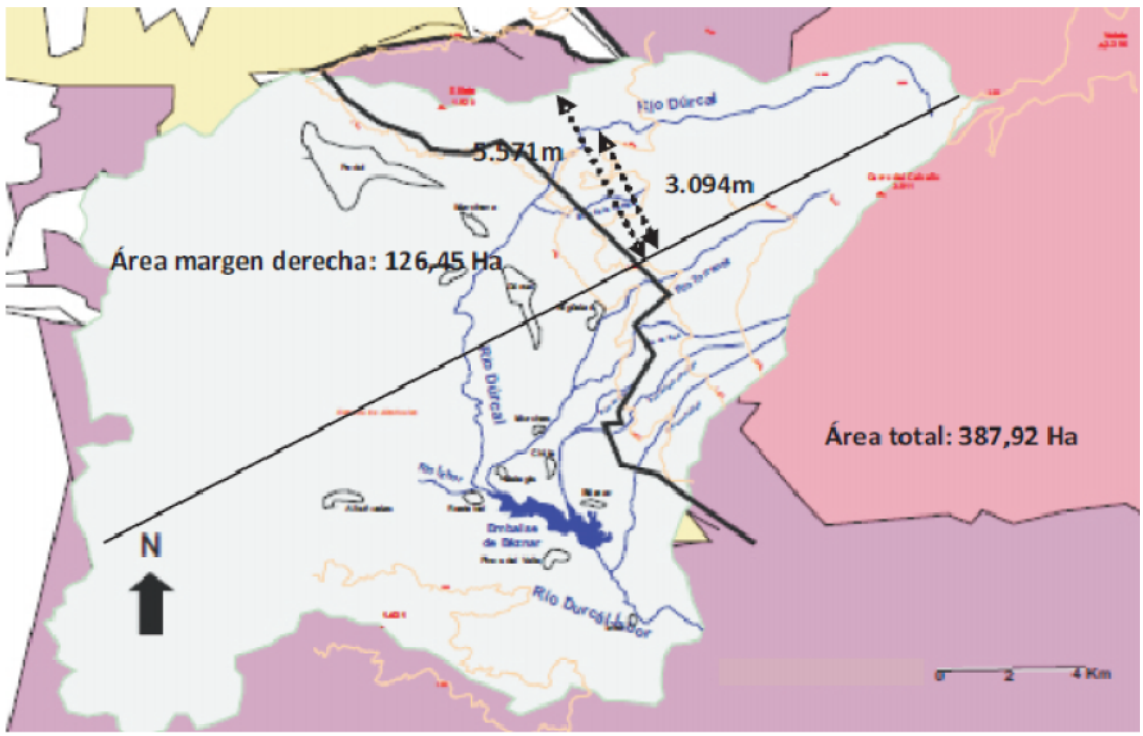

LEYENDA
Cuaternario
Limos de Cenes-Jun
(Mioceno)
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos
asociados a fallas activas
Fallas activas
Ríos
Perfiles
Cuencas
Poblaciones
16
17
18
19
20
21
22
23
24
Silleta
1.520
Río Dúrcal
Bco. de la Rambla
Río Torrente
Cerro del Caballo
3.011
Río Dúrcal
Bco. del Pleito
Bco. Colmenillas
Bco. de Chite
Barranco Tablate
Río Izbor
Embalse
de Béznar
Río Durcál-Izbor
N
0 1,5 3 Km


NE
SE
3.050
Río Lanjarón - río Ízbor
250
Embalse de Ízbor
Escala
500 m
5 Km
NE
SE
FMAFA suroeste de Sierra Nevada
3.050
SL = 2.153,80
SL = 1.559,43
Río Lanjarón - río Ízbor
Embalse de Ízbor
250
Río Dúrcal - río Ízbor
Escala
2 Km
2 Km
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Frentes montañosos no asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y nevadas


NO
SE
Vf = 0,03
Río Dúrcal
1.416
1.480
Escala
200 m
500 m
NO
SE
1.416
Vf = 0,03
Río Dúrcal
1.480
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
Escala
500 m
500 m


NO
SE
Vf = 0,05
Bco. de la Rambla
1.500
1.550
Escala
200 m
500 m


NO
SE
Vf = 0,05
Bco. de la Rambla
1.500
1.550
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
Escala
500 m
500 m


Río Dúrcal
5.571m
3.094m
Área margen derecha: 126,45 Ha
Área total: 387,92 Ha
N
0
2
4 Km

LEYENDA

Cuaternario

Limos de Cenes-Jun (Mioceno)

C. ALPUJÁRRIDE

C. NEVADO-FILÁBRIDE

Frentes montañosos asociados a fallas activas

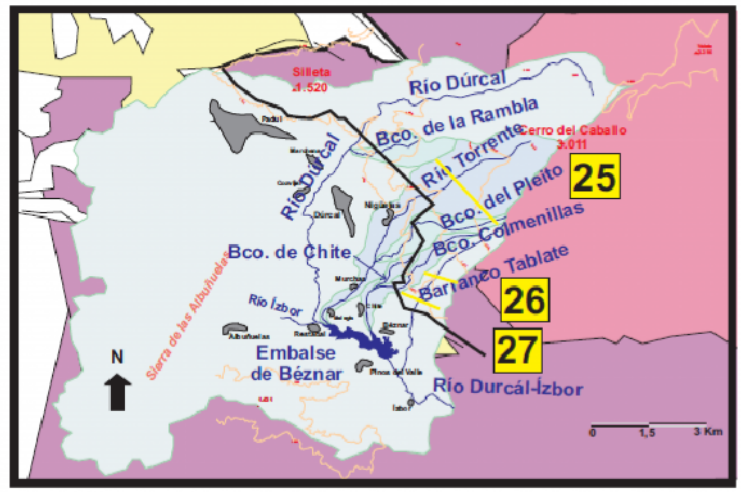
Fallas activas

Ríos

Perfiles

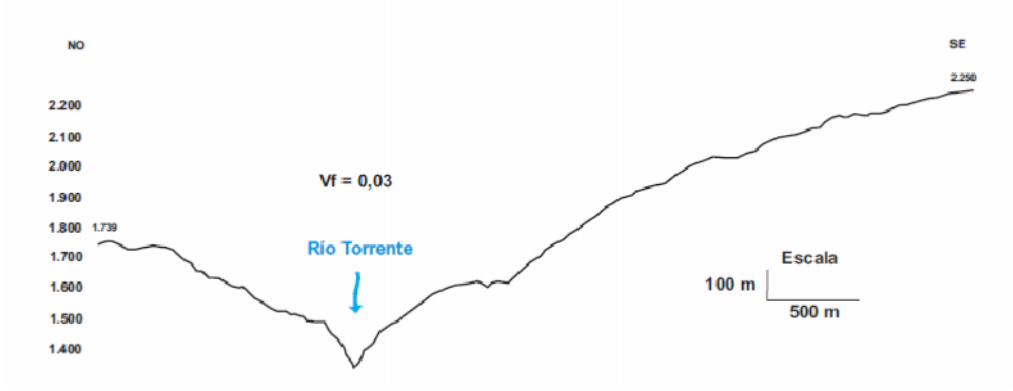
Cuencas

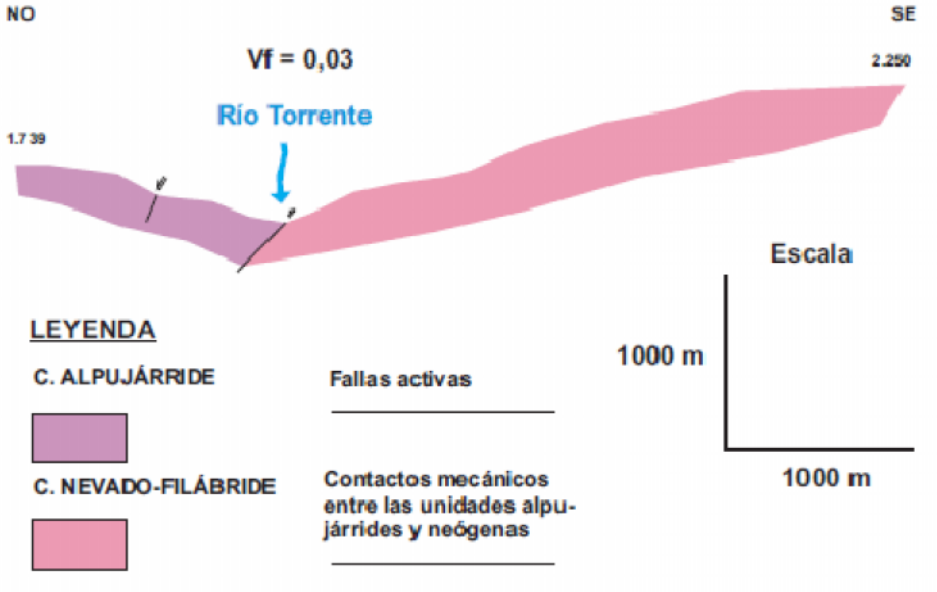
Poblaciones

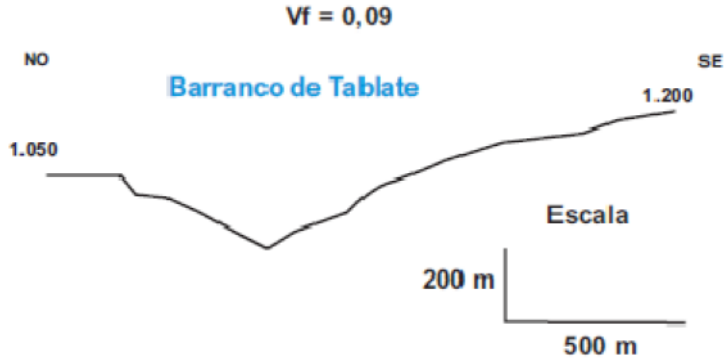


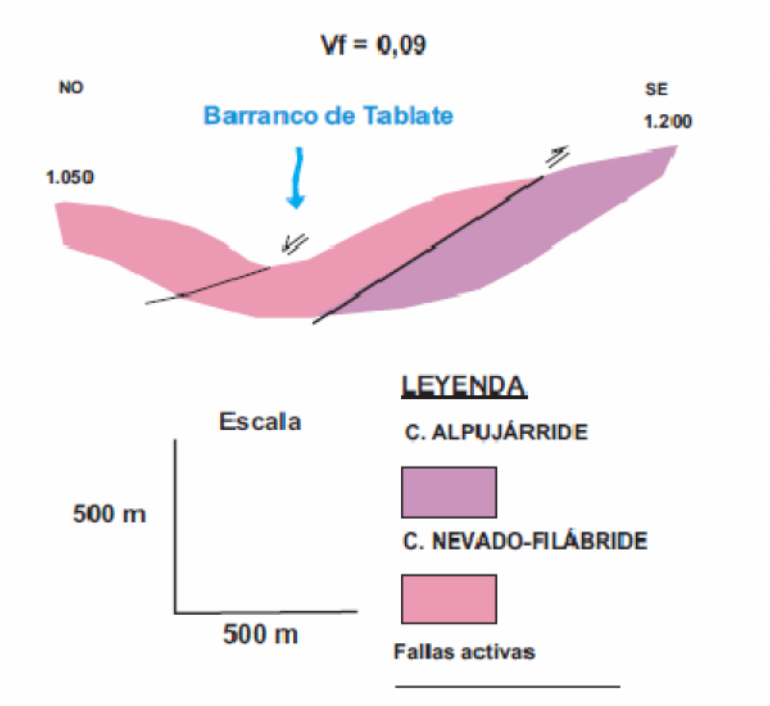
5.1.1.2.2.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (Sl) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan a los tramos de Nigüelas-Este de Chite y Este de Chite-Barranco de Tablate

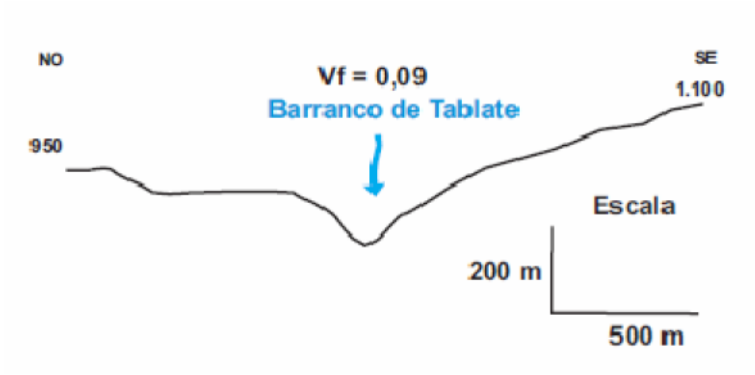
En este caso, ninguno de los cinco ríos que atraviesan estos tramos igualan ni superan el valor de 2.000; el que más se acerca es el río Torrente con un SL = 1.900,73 *(SL/K=38)*, seguido del barranco del Pleito con valor de 1.522,58 *(SL/K=30)*. También tenemos: el barranco de las Colmenillas-barranco de Chite (1.059.62) *(SL/K=21)*, y el barranco de Chite (318,14) *(SL/K=6)*.

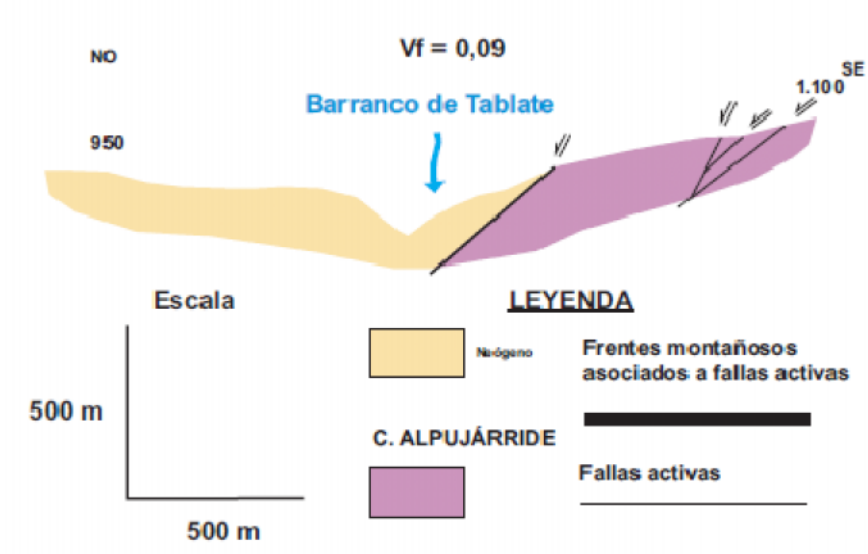

NO
SE
2.250
2.200
2.100
2.000
1.900
1.800
1.739
1.700
1.600
1.500
1.400
Vf = 0,03
Río Torrente
Escala
100 m
500 m

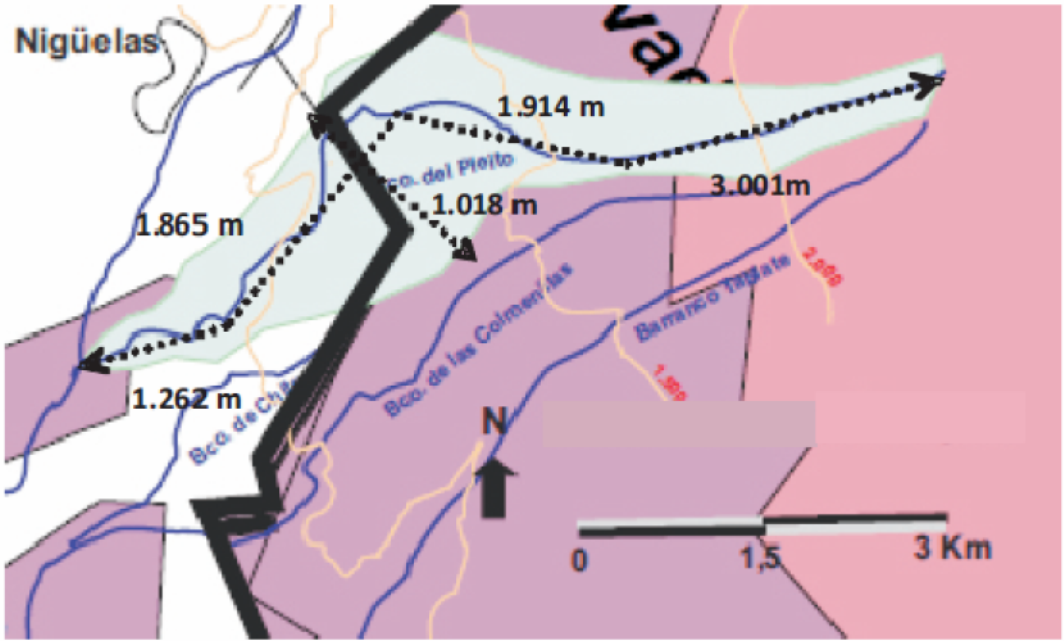

NO
SE
Vf = 0,03
2.250
Río Torrente
1.739
Escala
1000 m
1000 m
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
Fallas activas
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y neógenas

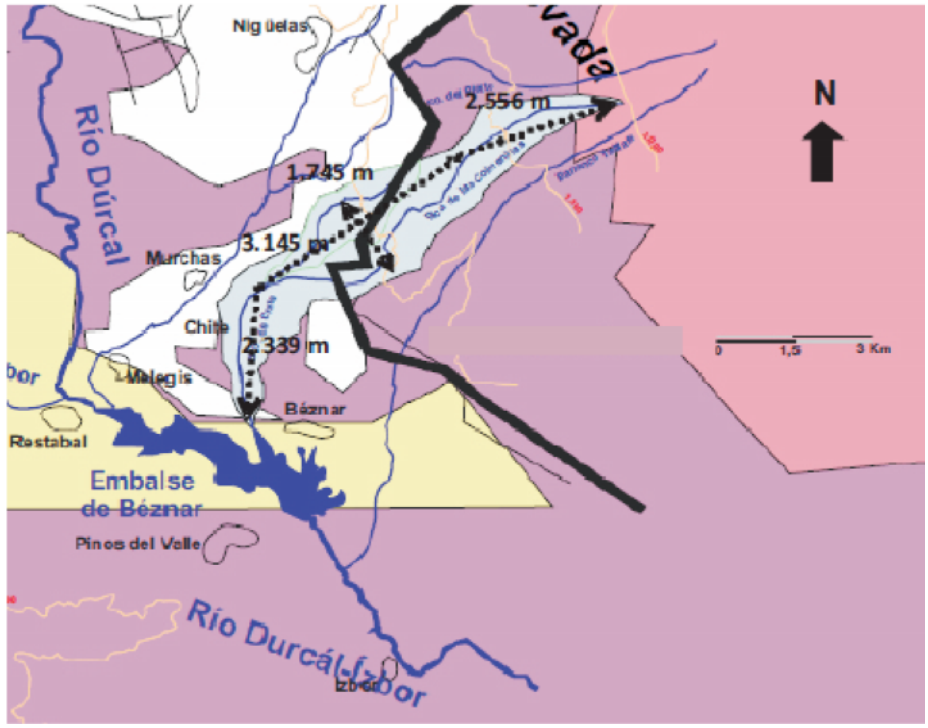

Vf = 0,09
NO
SE
Barranco de Tablate
1.200
1.050
Escala
200 m
500 m

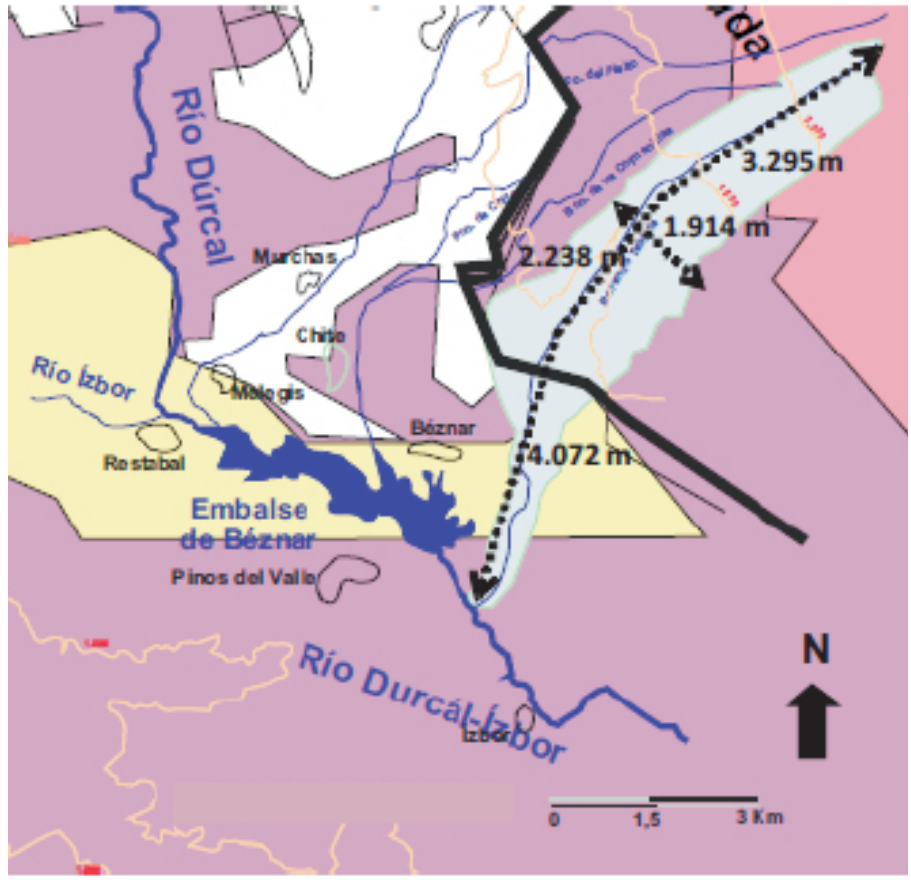

Vf = 0,09
NO
SE
Barranco de Tablate
1.200
1.050
Escala
500 m
500 m
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Fallas activas


NO
SE
Vf = 0,09
Barranco de Tablate
1.100
950
Escala
200 m
500 m

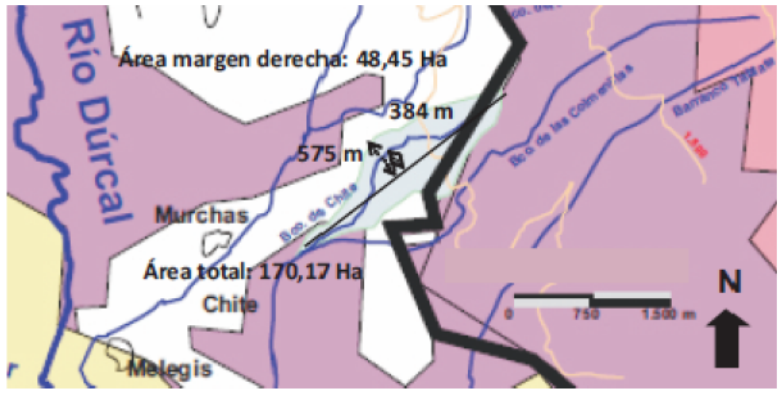

NO
Vf = 0,09
SE
1.100
Barranco de Tablate
950
Escala
LEYENDA
Neógeno
Frentes montañosos asociados a fallas activas
500 m
C. ALPUJÁRRIDE
Fallas activas
500 m

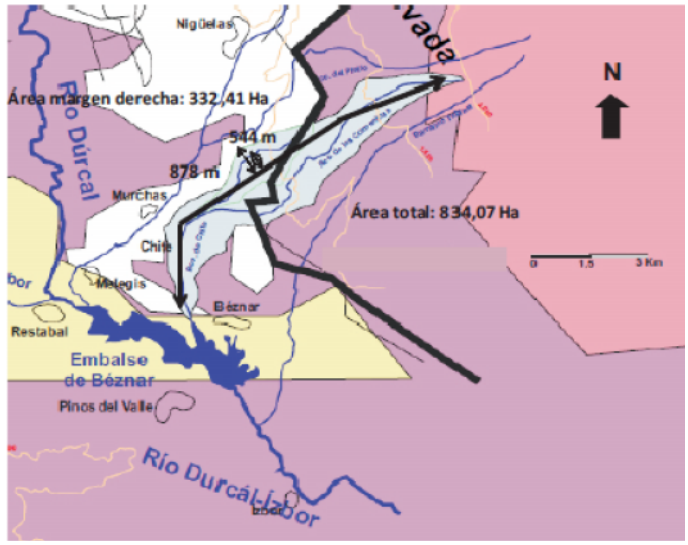

Nigüelas
1.914 m
3.001m
1.018 m
1.865 m
1.262 m
N
0
1,5
3 Km

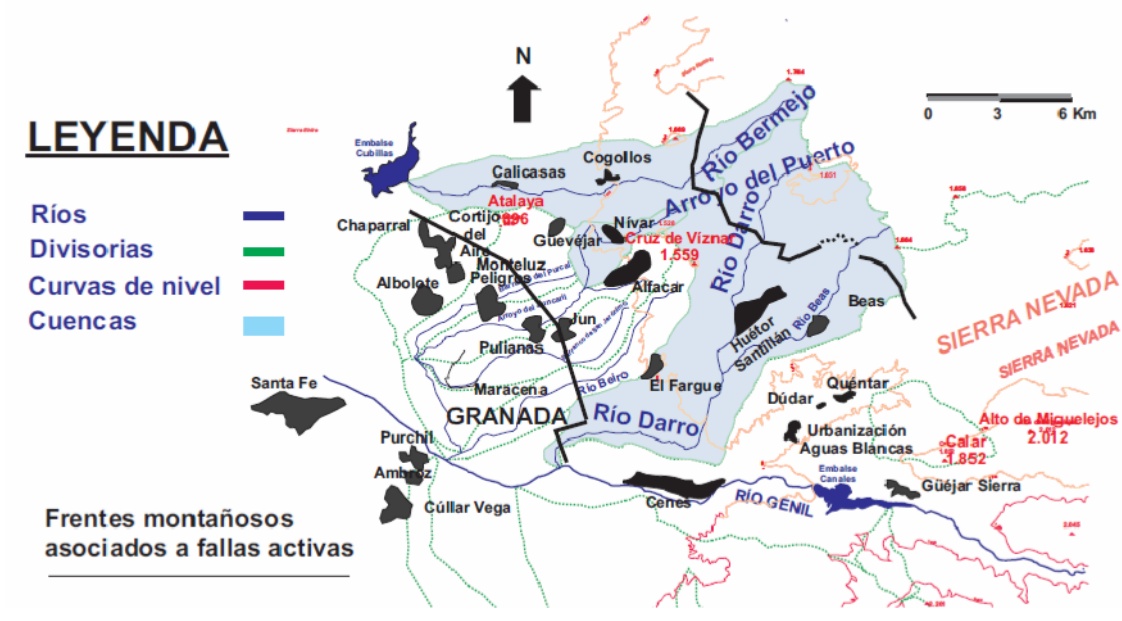

Nigüelas
Río Dúrcal
2.556 m
1.745 m
3.145 m
Murchas
Chite
2.339 m
Melegís
Béznar
Restabal
Embalse
de Béznar
Pinos del Valle
Río Durcal-Izbor
Izbor
N
0
1,5
3 Km


Río Dúrcal
3.295 m
1.914 m
2.238 m
Murchas
Chite
Río Izbor
Melegís
Béznar
4.072 m
Restabal
Embalse
de Béznar
Pinos del Valle
Río Durcal-Izbor
Izbor
N
0
1,5
3 Km

Como ya se indicó en líneas anteriores, esta zona presenta, en general valores no muy altos de los índices longitudinales, así como ya vimos, valores del Vf no tan bajos como los esperados para este sector. En este caso, sin embargo, tenemos cuencas alargadas y con diversos cambios de dirección, y con índices de la forma de la cuenca con valores superiores a 5, en tres de los cinco cauces que cruzan este FMAFA.


Río Dúrcal
Área margen derecha: 48,45 Ha
384 m
575 m
Murchas
Área total: 170,17 Ha
Chite
Melegís
N
0
750
1.500 m


Nigüelas
Área margen derecha: 332,41 Ha
544 m
878 m
Murchas
Río Dúrcal
Chite
Melegís
Béznar
Restabal
Embalse
de Béznar
Pinos del Valle
Río Durcal-Izbor
Área total: 834,07 Ha
N
0
1,5
3 Km

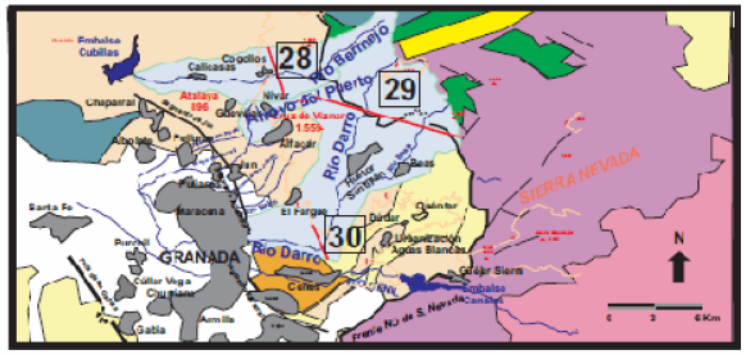

LEYENDA
Ríos
Divisorias
Curvas de nivel
Cuencas
Frentes montañosos asociados a fallas activas
N
0 3 6 Km
Embalse Cubillas
Calicasas
Cogollos
Río Bermejo
Arroyo del Puerto
Río Darro
Atalaya
Chaparral
Cortijo del Alto
Monteluz
Peligros
Güevéjar
Nívar
Cruz de Vizna
1.559
Albolote
Alfacar
Jun
Pulianas
Huétor Santillán
Río Beas
Beas
SIERRA NEVADA
SIERRA NEVADA
Santa Fe
Maracena
Río Beiro
El Fargue
GRANADA
Río Darro
Dúdar
Quéntar
Urbanización Aguas Blancas
Alto de Miguelejos
2.012
Calar
1.852
Purchil
Ambroz
Cúllar Vega
Cenes
RÍO GENIL
Embalse Canales
Güéjar Sierra

LEYENDA

- Cuaternario
- Limos de Cenes-Jun (Mioceno)
- Limos rojos y conglomerados (Plioceno)
- Conglomerados de la Alhambra (Plio-Pleistoceno)

ZONA EXTERNA (SUBBÉTICO)

- C. DORSALIANO
- C. ALPUJÁRRIDE
- C. MALÁGUIDE
- C. NEVADO-FILÁBRIDE



Frentes montañosos asociados a fallas activas

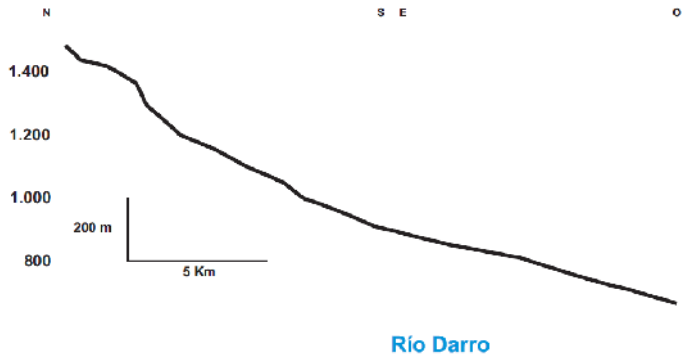
Fallas activas

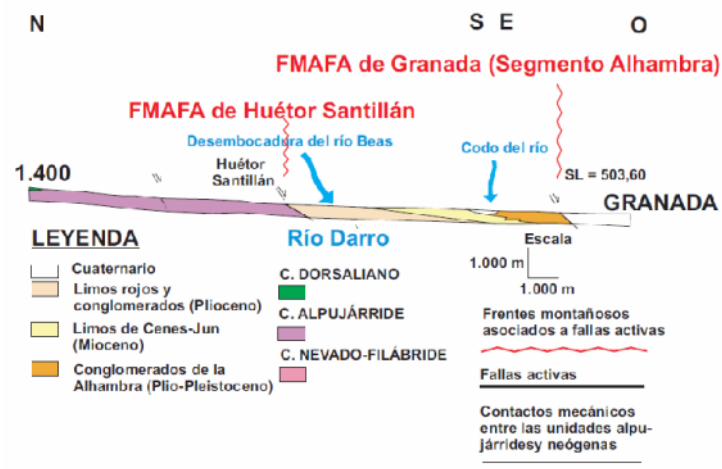
Ríos

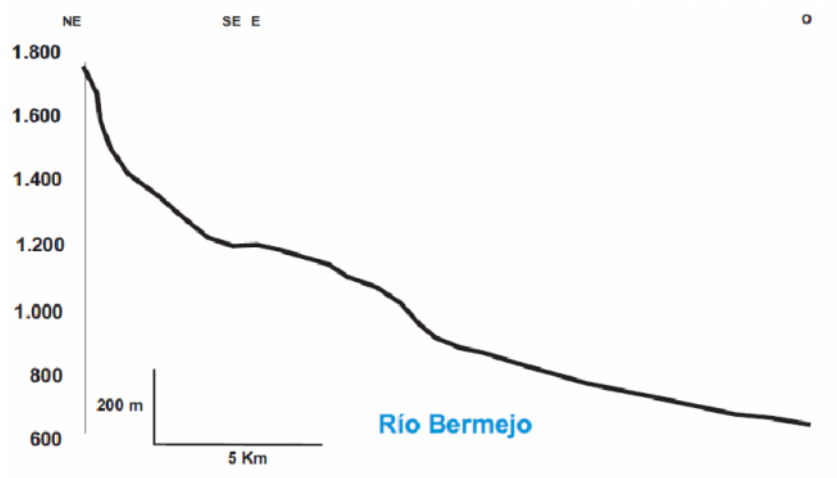
Perfiles

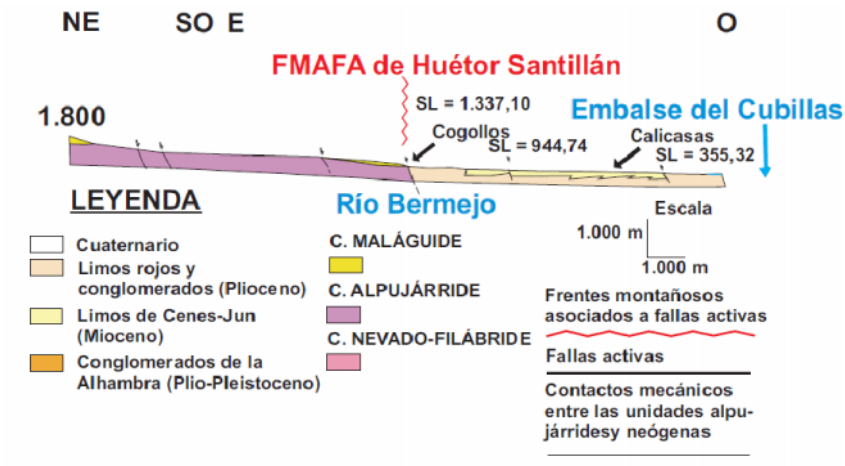
Cuencas

Poblaciones

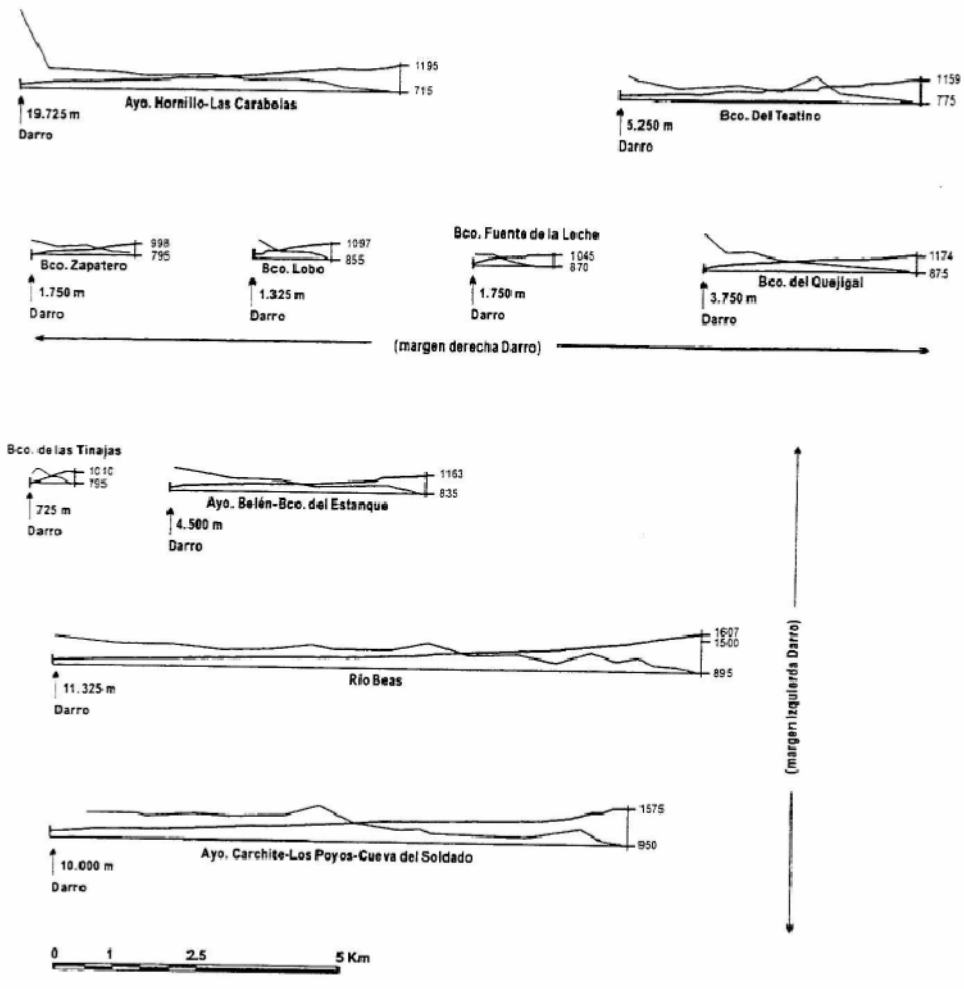

N
S E
O
1.400
1.200
1.000
800
200 m
5 Km
Río Darro


N
S E
O
FMAFA de Granada (Segmento Alhambra)
FMAFA de Huétor Santillán
Desembocadura del río Beas
Codo del río
1.400
Huétor Santillán
SL = 503,60
GRANADA
Río Darro
Escala
1.000 m
1.000 m
LEYENDA
Cuaternario
Limos rojos y conglomerados (Plioceno)
Limos de Cenes-Jun (Mioceno)
Conglomerados de la Alhambra (Plio-Pleistoceno)
C. DORSALIANO
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas

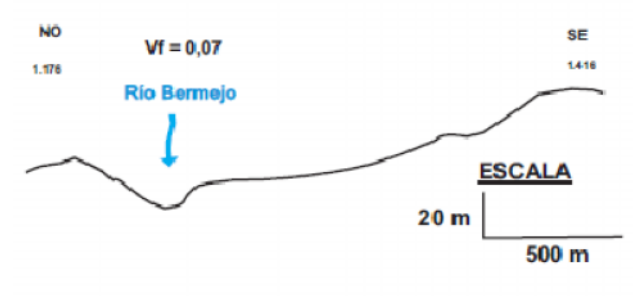

NE
SE E
O
1.800
1.600
1.400
1.200
1.000
800
600
200 m
5 Km
Río Bermejo

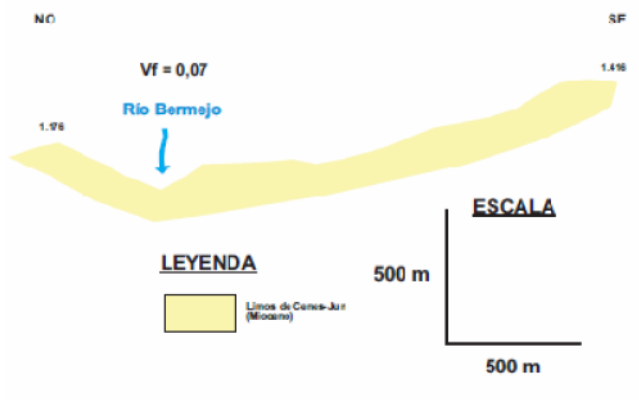

NE
SO E
O
FMAFA de Huétor Santillán
1.800
SL = 1.337,10
Cogollos
SL = 944,74
Calicasas
SL = 355,32
Embalse del Cubillas
Río Bermejo
LEYENDA
Cuaternario
Limos rojos y conglomerados (Plioceno)
Limos de Cenes-Jun (Mioceno)
Conglomerados de la Alhambra (Plio-Pleistoceno)
C. MALÁGUIDE
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Escala
1.000 m
1.000 m
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas

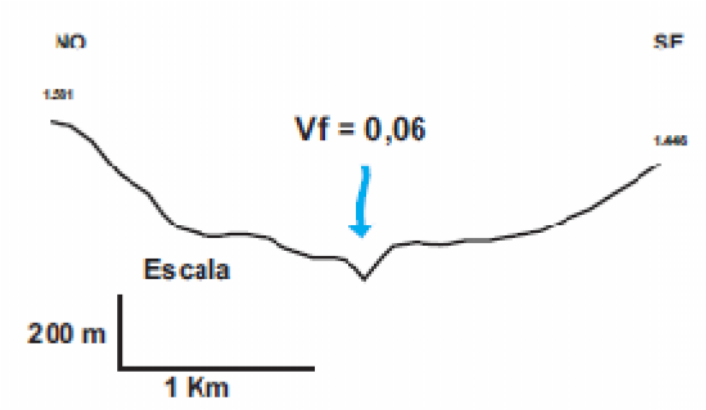
AFLUENTES DEL RÍO DARRO

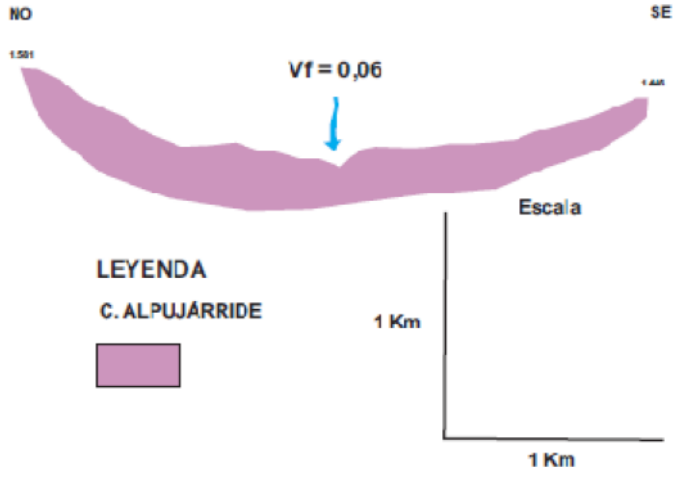


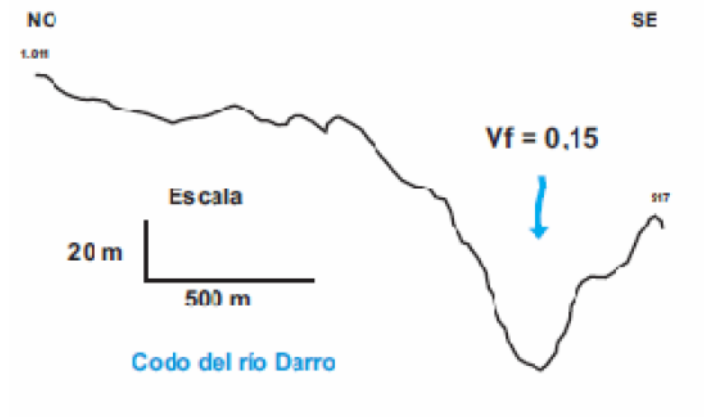
metros, aguas abajo del mismo se obtienen valores de 628,22 *(SL/K=13)*; sin embargo nuevamente se eleva (478,96) *(SL/K=10)* cerca de la desembocadura con el arroyo del Juncaril. Pero, como se verá a continuación, se destaca fundamentalmente por su relevante asimetría.


NO
SE
Vf = 0,07
1.176
1.416
Río Bermejo
ESCALA
20 m
500 m

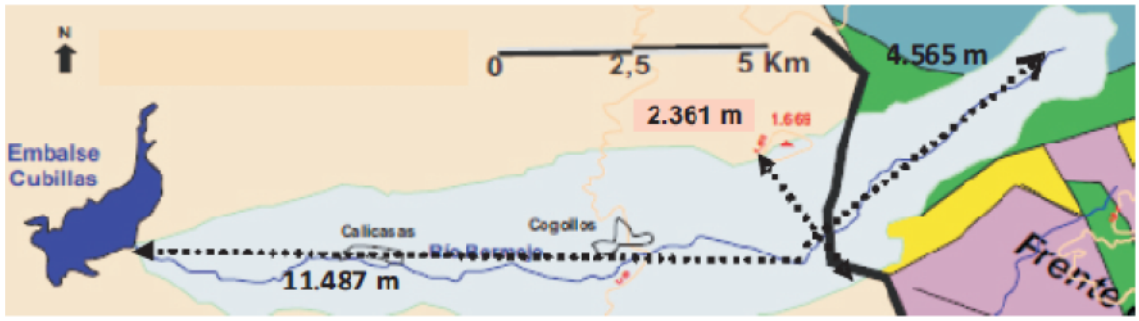

NO
SE
Vf = 0,07
1.416
Río Bermejo
1.176
ESCALA
LEYENDA
500 m
500 m

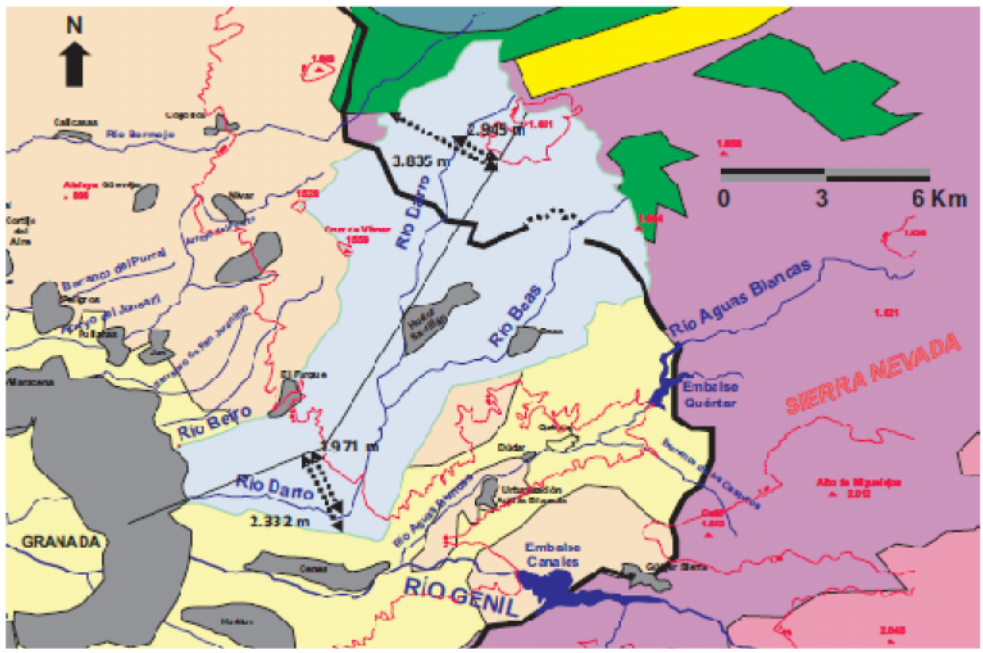

NO
SE
1.591
Vf = 0,06
1.446
Escala
200 m
1 Km

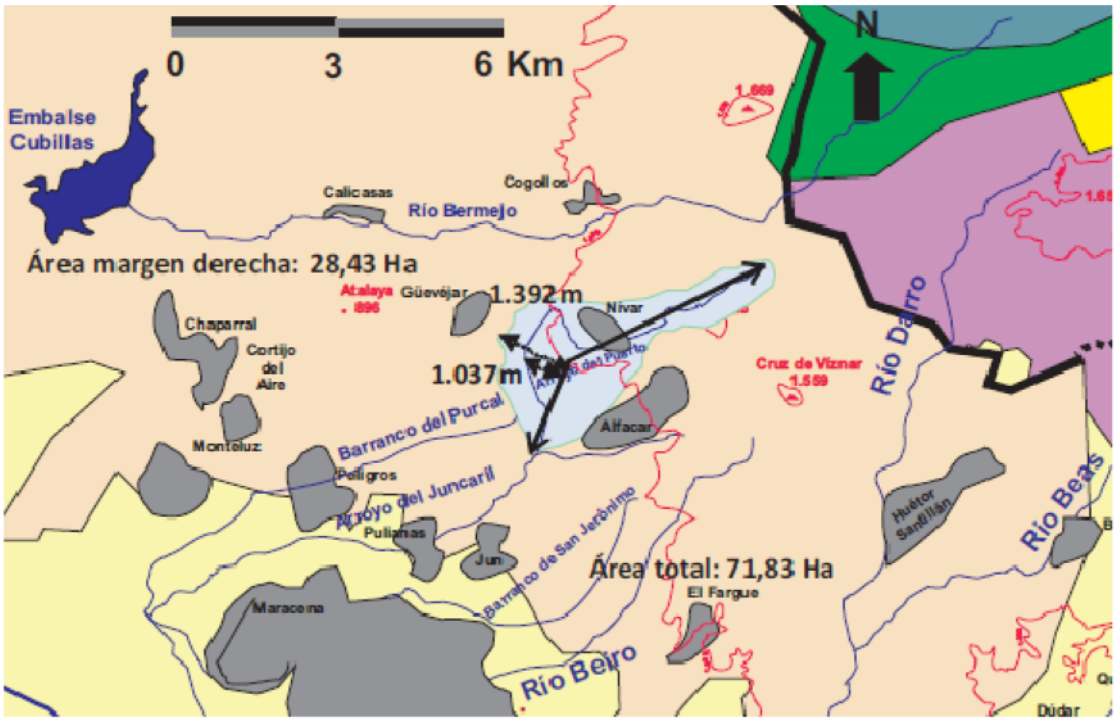

NO
SE
1.591
Vf = 0,06
Escala
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
1 Km
1 Km

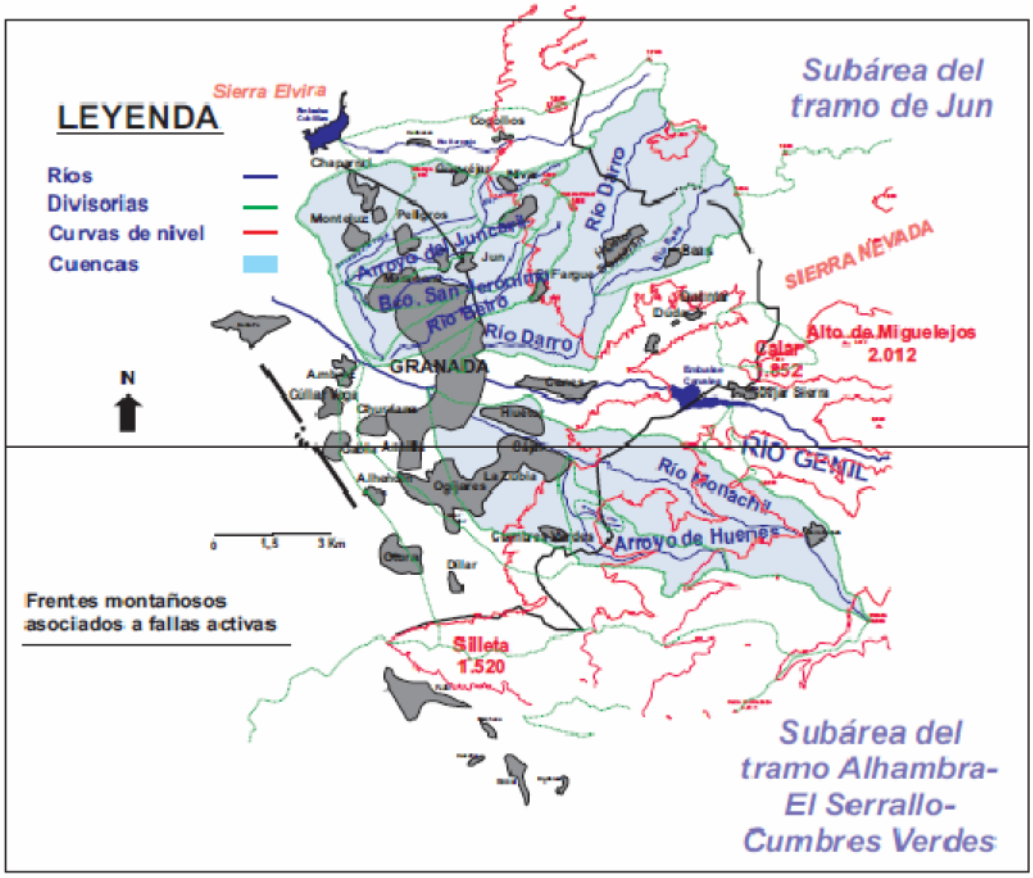

NO
SE
1.011
Vf = 0,15
917
Escala
20 m
500 m
Codo del río Darro

NO
SE
1.011
Vf = 0,15
917
Codo del río Darro
LEYENDA
Limos de Canes-Jun (Mioceno)
Escala
200 m
200 m


N
0
2,5
5 Km
4.565 m
2.361 m
1.668
Embalse
Cubillas
Calicasas
Cogollos
Río Bermeja
11.487 m
Frente


N
0
3
6 Km
2.945 m
3.835 m
1.971 m
2.332 m
Río Darro
Río Beas
Río Aguas Blancas
Río Bero
Río Darro
Embalse Quéntar
SIERRA NEVADA
GRANADA
Embalse Canales
RÍO GENIL


0
3
6 Km
N
Embalse
Cubillas
Calicasas
Río Bermejo
Cogollos
Área margen derecha: 28,43 Ha
Atalaya
896
Güevéjar
1.392 m
Nivar
Chaparral
Cortijo
del
Aire
1.037 m
Cruz de Viznar
1.589
Río Darro
Barranco del Purcal
Alfacar
Monteluz
Peligros
Arroyo del Juncaril
Pulianas
Jun
Barranco de San Jerónimo
Área total: 71,83 Ha
El Fargue
Huétor
Santillán
Río Beas
Maracena
Río Beiro
Dúdar


LEYENDA
Ríos
Divisorias
Curvas de nivel
Cuencas
Sierra Elvira
Subárea del tramo de Jun
SIERRA NEVADA
Alto de Miguelejos 2.012
Calar 1.852
Río Darro
Río Beiro
Bco. San Jerónimo
Arroyo del Juncaret
GRANADA
RIO GENIL
Río Monachil
Arroyo de Huenes
N
0 1,5 3 Km
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Silleta 1.520
Subárea del tramo Alhambra-El Serrallo-Cumbres Verdes

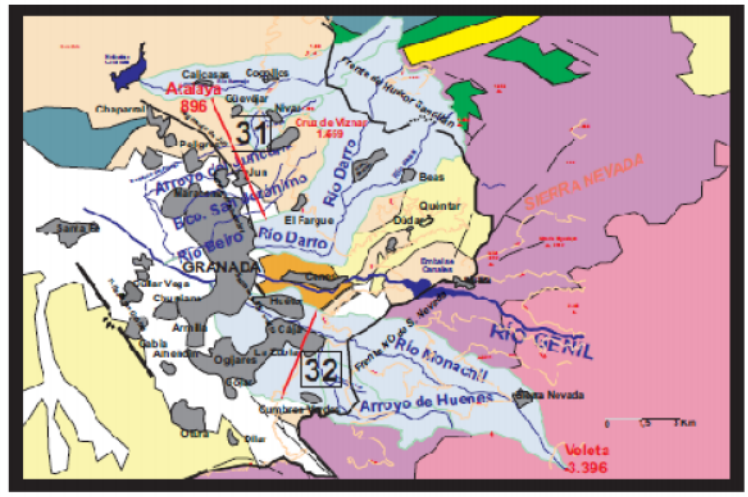
LEYENDA

- Cuaternario
- Limos de Cenes-Jun (Mioceno)
- Limos rojos y conglomerados (Plioceno)
- Conglomerados de la Alhambra (Plio-Pleistoceno)

ZONA EXTERNA (SUBBÉTICO)

- C. DORSALIANO
- C. ALPUJÁRRIDE
- C. MALÁGUIDE
- C. NEVADO-FILÁBRIDE

- Ríos
- Perfiles
- Cuencas
- Poblaciones



Frentes montañosos asociados a fallas activas

Fallas activas

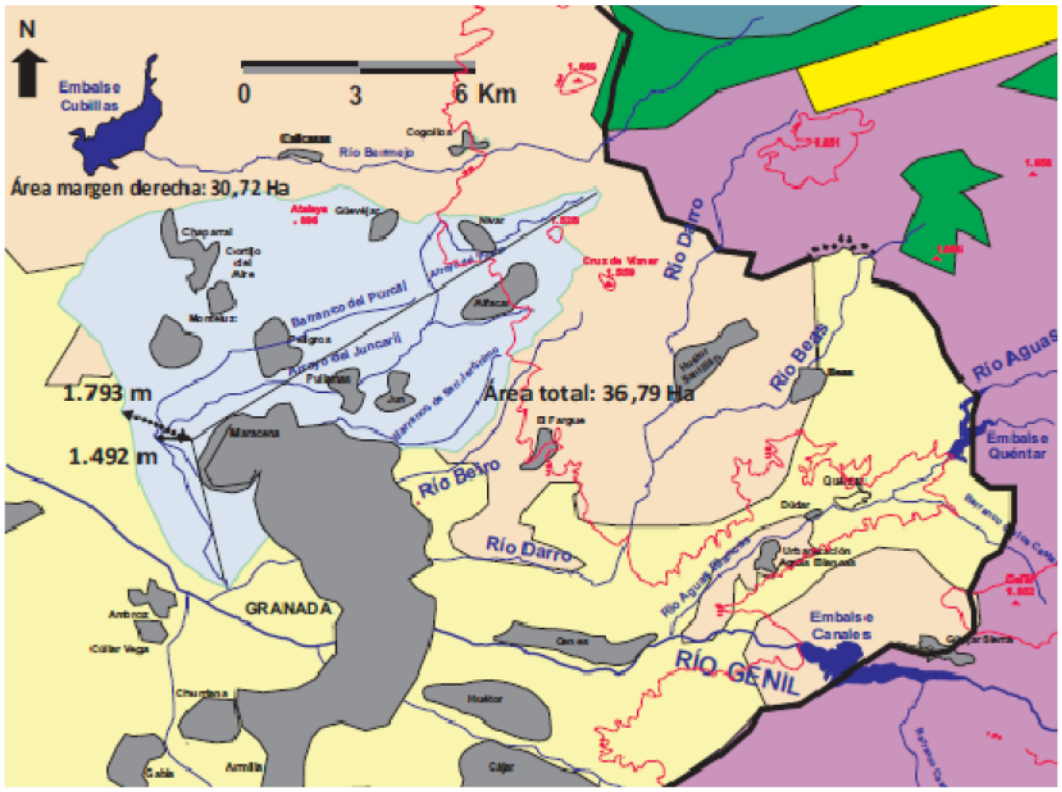
5.1.2.2.1. Tramo de Jun (Smf = 1,01)

5.1.2.2.1.1. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca en el tramo de Jun

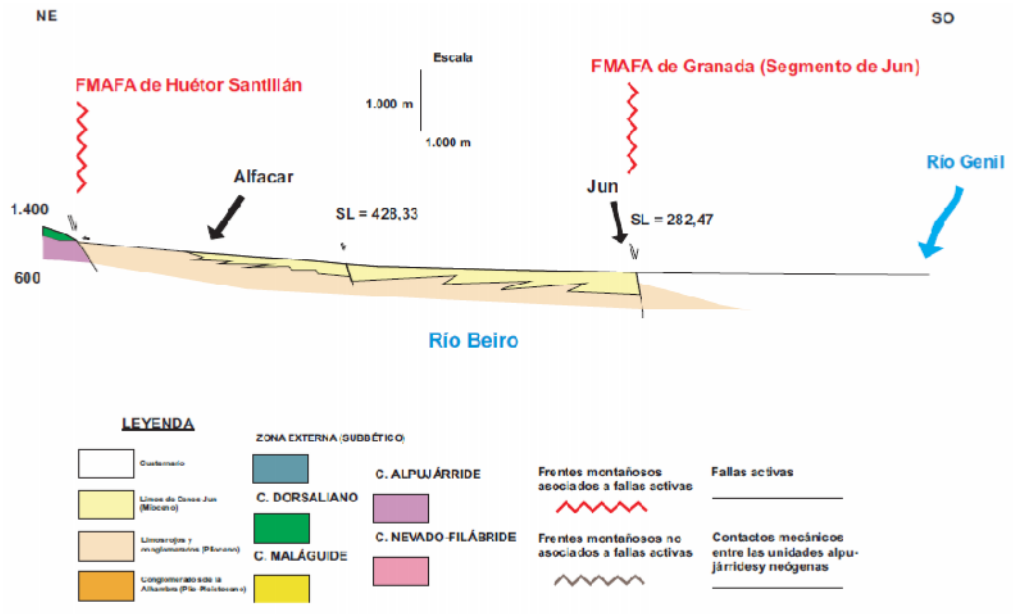
Arroyo del Juncaril (Sl = 376,33) (Sl/K: 8)

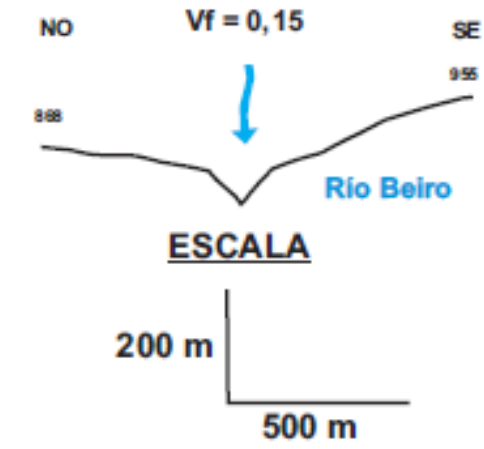
El arroyo del Juncaril recorre casi 14 km, y comienza su recorrido al pie del *Tramo de Alfacar del FM de Huétor Santillán*, a 1.455 metros de altitud, y obtiene el mayor índice (376,33) *(SL/K=8)* a 1.200 metros. Atravesando la localidad de Alfacar, sobre la cota 1.000 vuelve a subir el valor a 369,67 *(SL/K=8)*. Entre ambos FMAFAs el río atraviesa margocalizas y margas, y cuando pasa el Segmento de Jun discurre por una serie de suelos finos de baja competencia. Al pasar estos suelos, sobre la cota 620, coincidiendo con otros dos tributarios suyos (el barranco del Membrillo y el San Jerónimo), y a una distancia de 5 km de su desembocadura en el río Beiro, sufre un cambio brusco en su dirección, y pasa a las llanuras de inundación en la Vega de Granada.

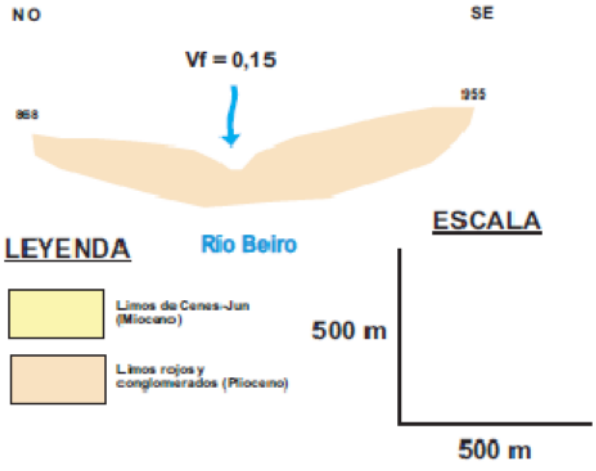
Este cauce presenta los dos índices con rasgos de inestabilidad (**T**=0,83) y (**FA**=39,80%) (Fig. 112). Este barranco atraviesa suelos blandos de margas lacustres, y arcillas, y cumple con todos los requisitos para que se pueda validar tanto el índice de Cox como el índice de Hare y Gardner.


N
0
3
6 Km
Embalse Cubillas
Área margen derecha: 30,72 Ha
Área total: 36,79 Ha
1.793 m
1.492 m
Río Darro
Río Beiro
Río Genil
Río Aguas
Embalse Quéntar
Embalse Canales
GRANADA
Barranco del Purcal
Barranco del Juncaril

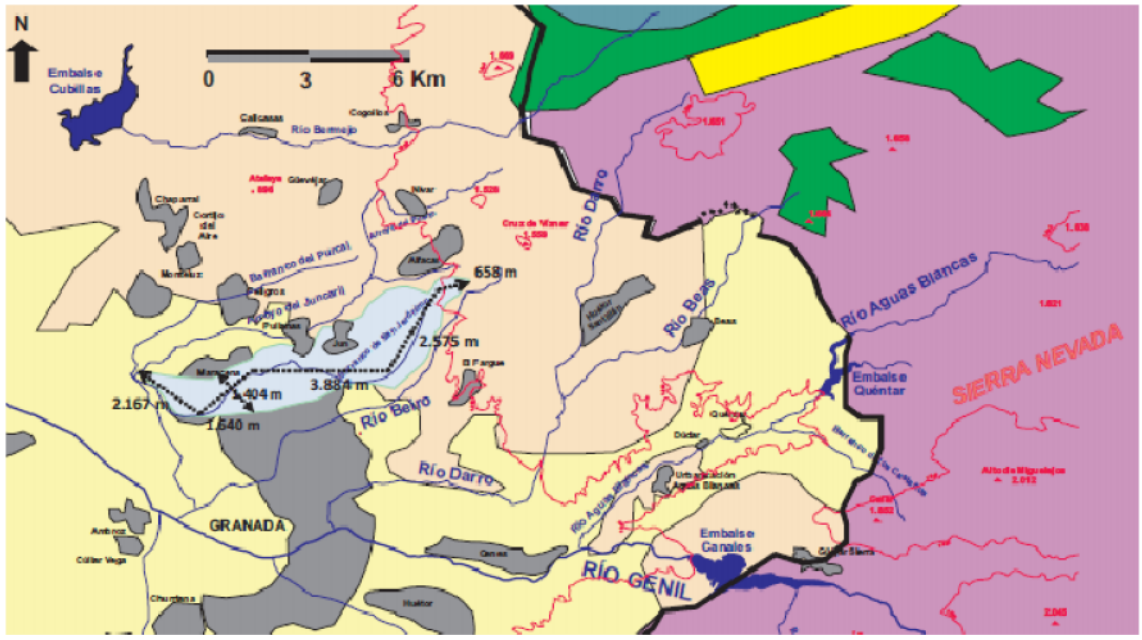
NE
SO
1.400
1.200
1.000
800
600
Escala
200 m
5 Km
Río Beiro

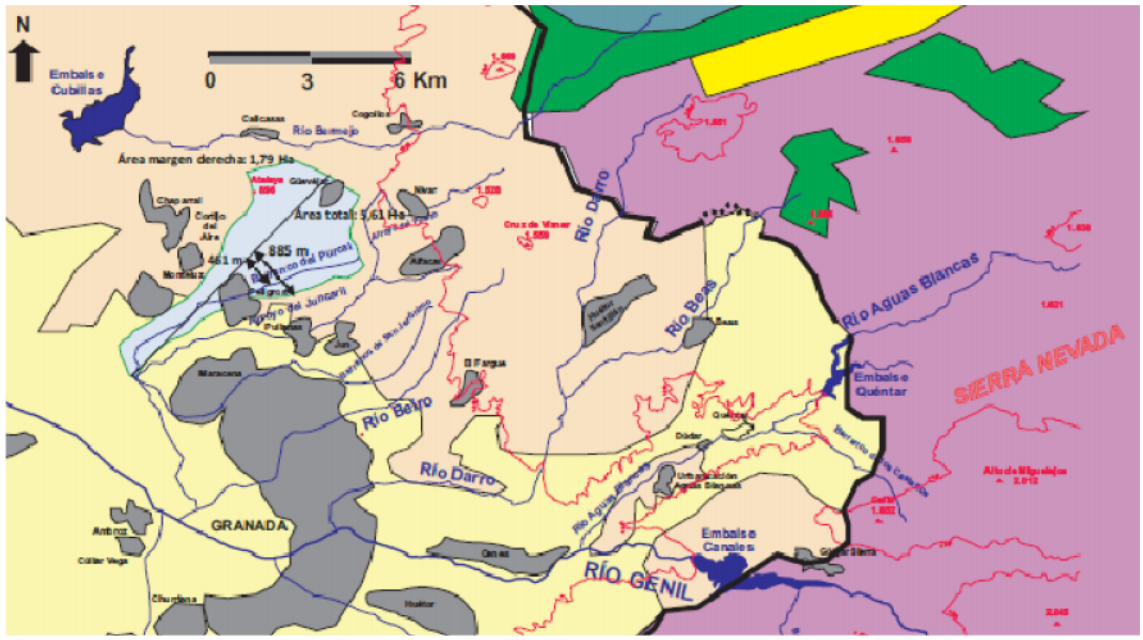

NE
SO
Escala
1.000 m
1.000 m
FMAFA de Huétor Santillán
FMAFA de Granada (Segmento de Jun)
Río Genil
Alfacar
Jun
1.400
600
SL = 428,33
SL = 282,47
Río Beiro
LEYENDA
ZONA EXTERNA (SUBBÉTICO)
C. ALPUJÁRRIDE
C. DORSALIANO
C. NEVADO-FILÁBRIDE
C. MALÁGUIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Frentes montañosos no asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas

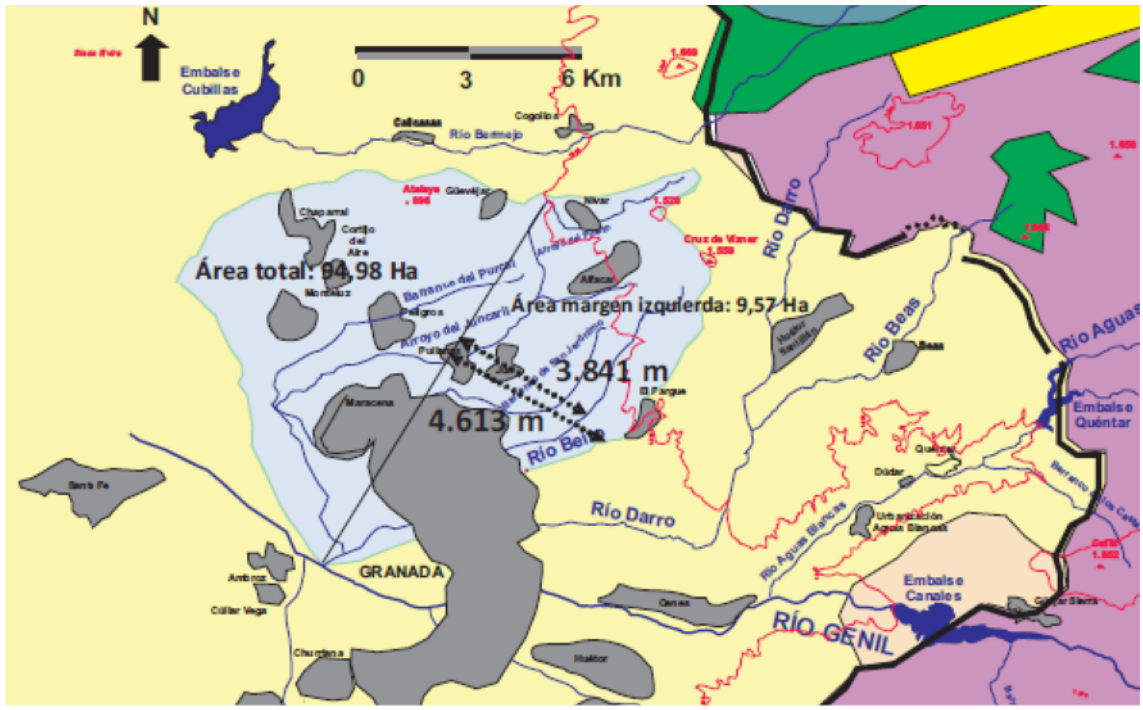

NO
Vf = 0,15
SE
955
888
Río Beiro
ESCALA
200 m
500 m


NO
SE
Vf = 0,15
955
868
LEYENDA
Río Beiro
ESCALA
Limos de Cenes-Jun (Mioceno)
Limos rojos y conglomerados (Plioceno)
500 m
500 m

En todo este sector, situado entre estos dos FMs (el del sector nororiental y el del área de Granada), los tramos de los ríos presentan un cauce muy encajado, a modo de garganta, aunque su cuenca divisoria sea más amplia, extendiéndose fuera de lo que es propiamente la garganta. (Carvajal y Sanz de Galdeano, 2001).


N
0
3
6 Km
Embalse Cubillas
Río Bermejo
Río Darro
Río Aguas Blancas
Río Beas
658 m
2.575 m
3.884 m
2.404 m
2.167 m
1.640 m
Río Beiro
Río Darro
GRANADA
Embalse Quéntar
SIERRA NEVADA
Embalse Ganales
RÍO GENIL


N
0
3
6 Km
Embalse Cubillas
Río Bermejo
Área margen derecha: 1,79 Ha
Área total: 3,61 Ha
885 m
461 m
Río Darro
Río Beiro
Río Aguas Blancas
Embalse Quéntar
SIERRA NEVADA
GRANADA
Embalse Canales
RÍO GENIL


N
0
3
6 Km
Embalse Cubillas
Río Bermejo
Área total: 94,98 Ha
Área margen izquierda: 9,57 Ha
3.841 m
4.613 m
Río Darro
Río Beas
Río Aguas
Embalse Quéntar
Río Darro
GRANADA
Río Aguas Blancas
Embalse Canales
RÍO GENIL

5.1.2.2.2.2. Subtramo El Serrallo-Arroyo de Huenes (Smf = 1,17)

Los cauces estudiados en este tramo, y ya comentados anteriormente, son: río Genil, río Monachil y arroyo de Huenes.

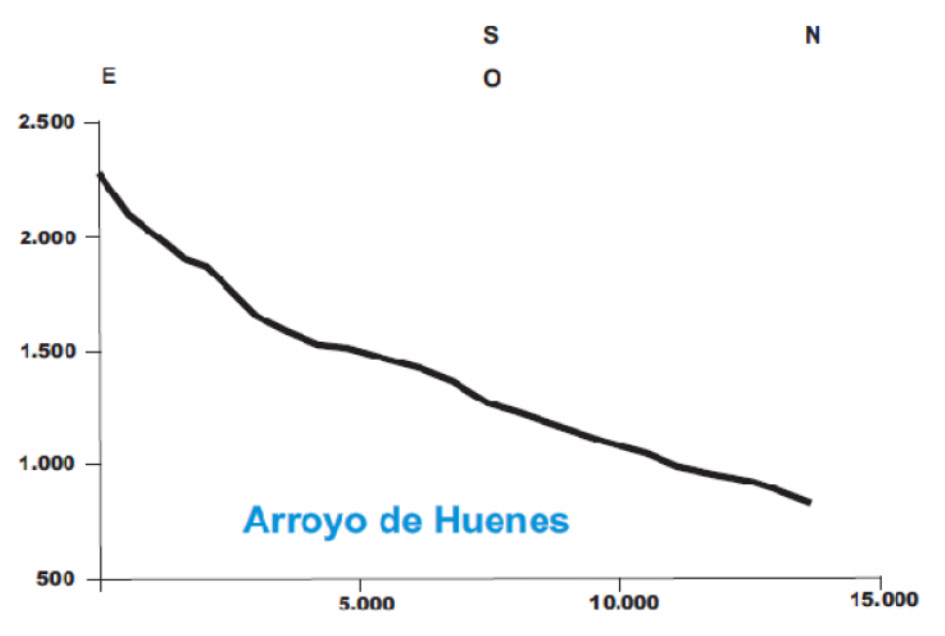
5.1.2.2.2.2.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (Sl) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al subtramo El Serrallo-Arroyo de Huenes

A este FMAFA lo cortan tres ríos: el Genil (SL=397,56) *(SL/K=8*) sobre la cota 700, Monachil (SL=2.926,95) *(SL/K=59)* y arroyo de Huenes (SL=1.042,77) *(SL/K=21)*.

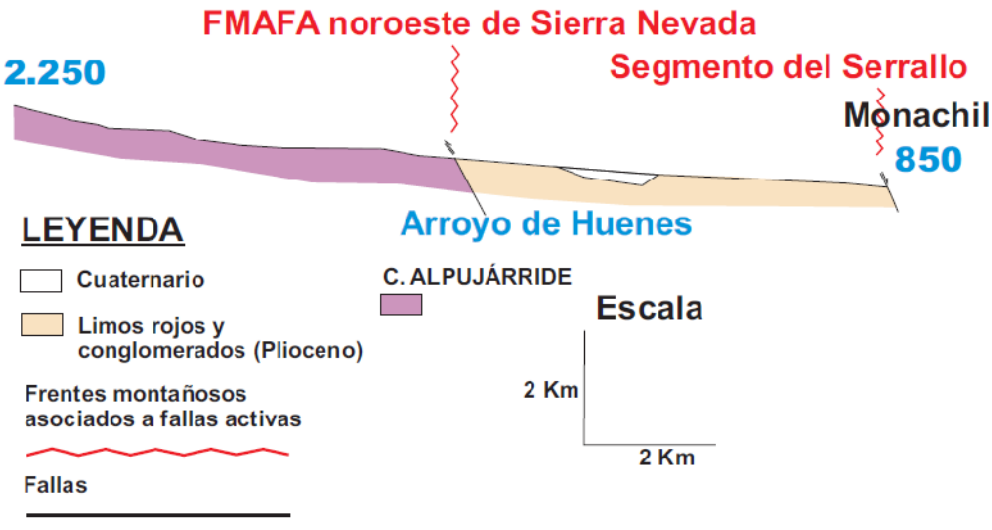
El río Genil es el de mayor rango, como ya se indicó anteriormente y se observa en la Fig. 67. En esta área viene atravesando arcillas rojas, arenas y conglomerados pertenecientes a los abanicos aluviales de aguas arriba, y llega a la ciudad de Granada, donde, una vez que cruza el FMAFA, entra en la llanura de inundación de la Vega.

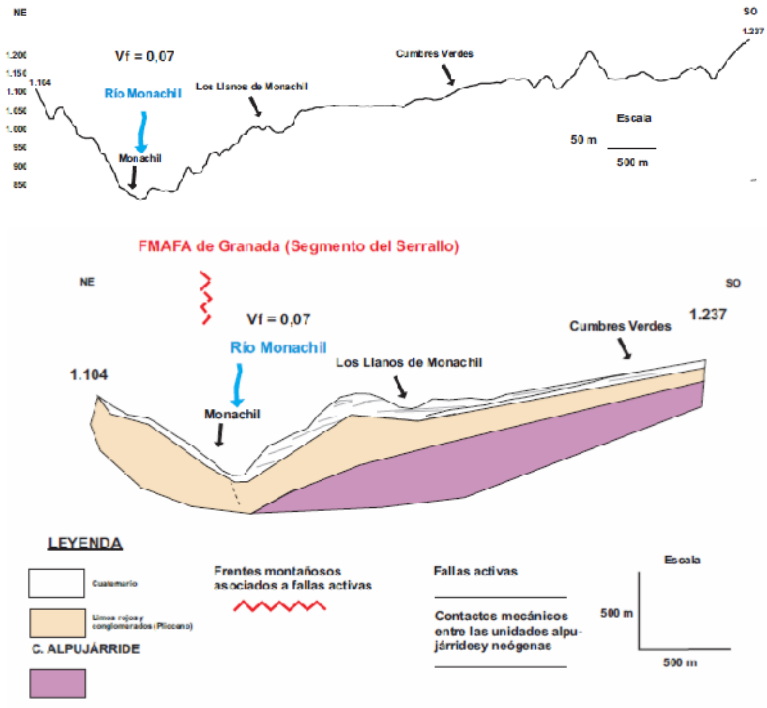
Por su parte, el río Monachil atraviesa una zona en la que el FMAFA se observa poco nítido, aunque se ven en su margen derecha los relieves más elevados correspondientes a conglomerados rojos en contacto con limos y arenas con niveles de yesos, mientras que en la margen izquierda se manifiestan los materiales pertenecientes al abanico aluvial de La Zubia; esta situación se tiene entre las cotas 850 y 700, a partir de la cual el río abandona un frente mucho más nítido, y entra en la llanura de inundación de la Vega del Genil. Los valores de los índices del gradiente del perfil longitudinal del río sobre la cota 1.100 (2.127,26) *(SL/K=43)* sí son significativos de actividad tectónica (Fig.75).

El arroyo de Huenes (1.042,77) *(SL/K=21)* atraviesa el *FMAFA de Sierra Nevada* a 1.300 metros de altitud, discurre más o menos paralelo al Segmento El Serrallo, y lo corta a los 950 metros aproximadamente (1.034,96) *(SL/K=21)*, donde se hace menos nítido, y ya muy cerca de la desembocadura con el río Monachil (Fig. 118).

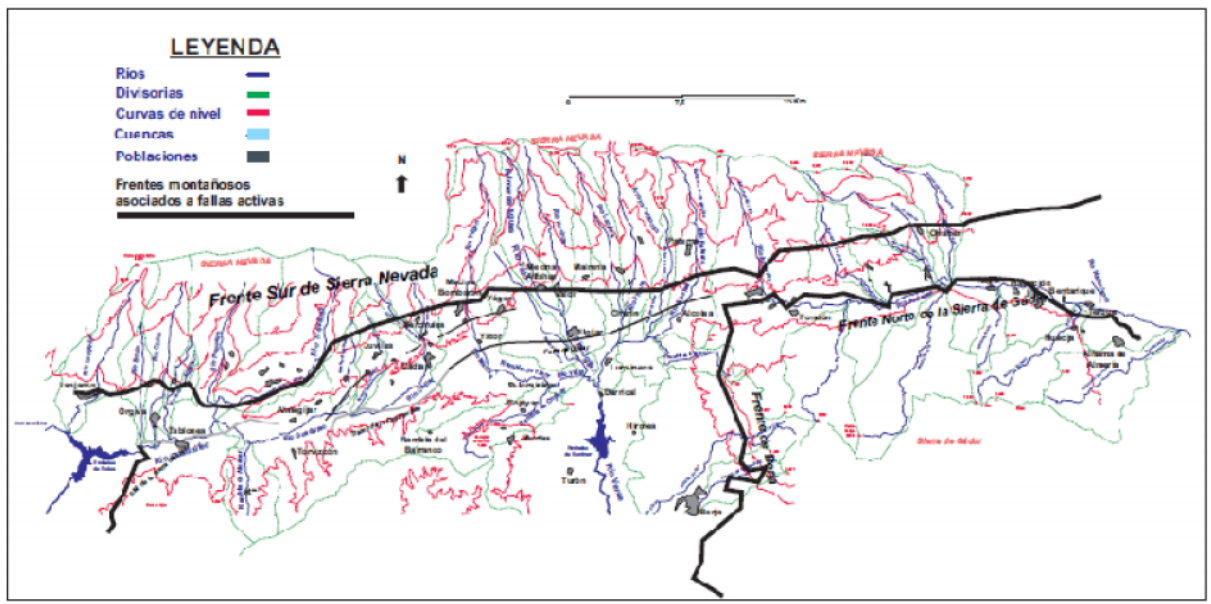

S
N
E
O
2.500
2.000
1.500
1.000
500
Arroyo de Huenes
5.000
10.000
15.000

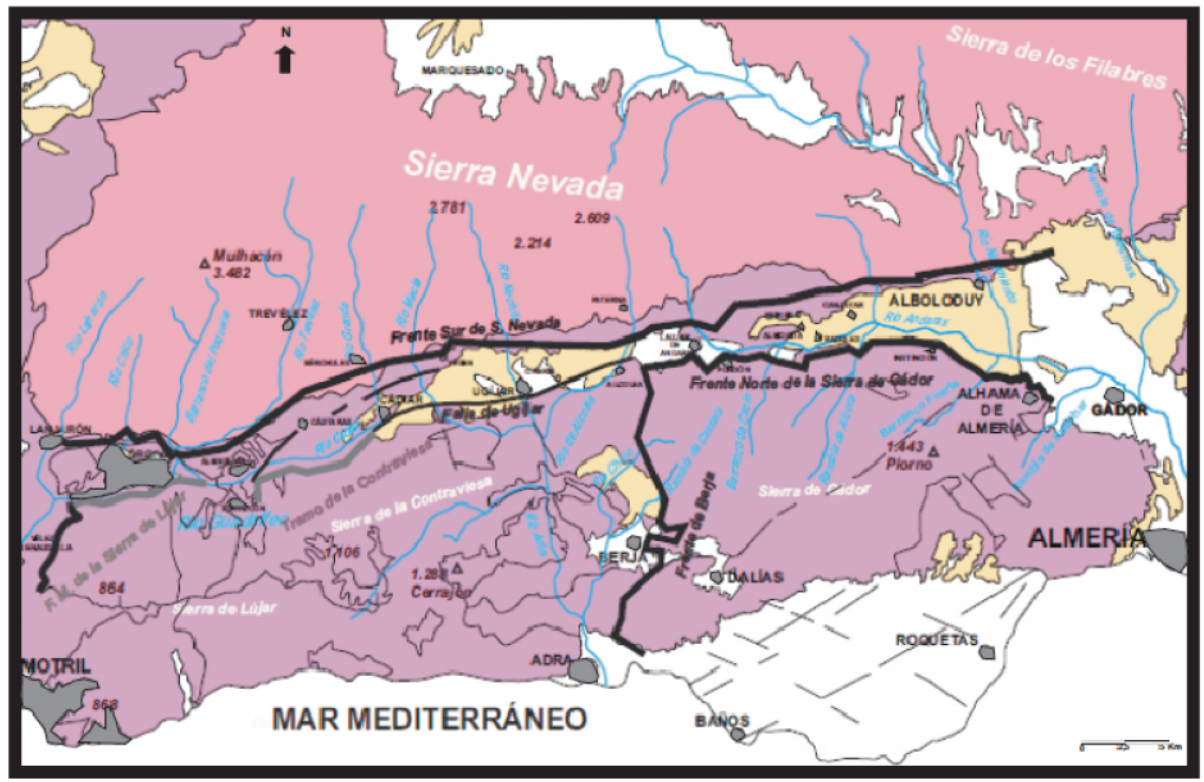
S
N
E
O

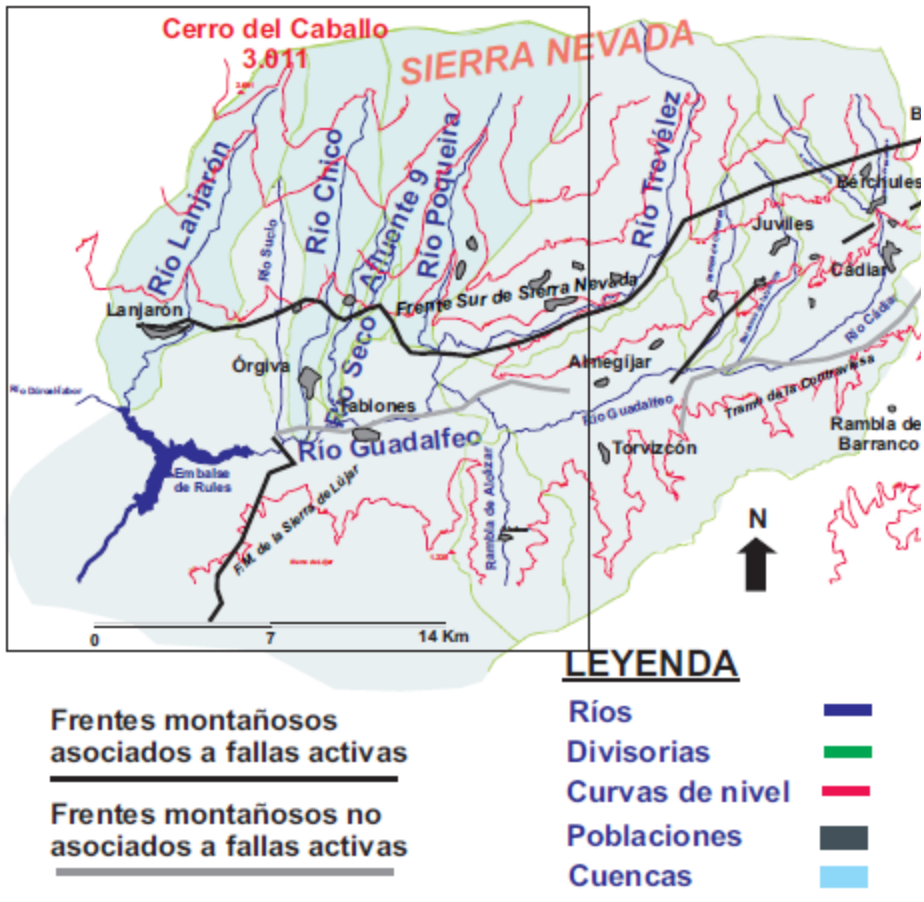

FMAFA noroeste de Sierra Nevada
2.250
Segmento del Serrallo
Monachil
850
Arroyo de Huenes
LEYENDA
Cuaternario
Limos rojos y conglomerados (Plioceno)
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas
C. ALPUJÁRRIDE
Escala
2 Km
2 Km

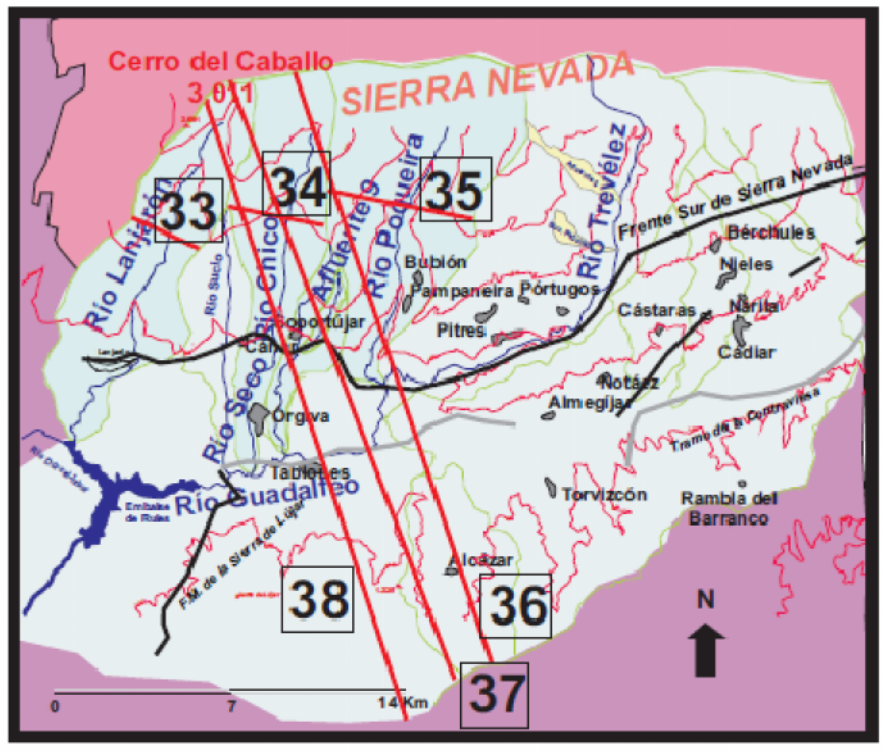

NE
SO
1.237
Vf = 0,07
Cumbres Verdes
1.104
Río Monachil
Los Llanos de Monachil
Monachil
Escala
50 m
500 m
FMAFA de Granada (Segmento del Serrallo)
NE
SO
Vf = 0,07
1.237
Cumbres Verdes
Río Monachil
Los Llanos de Monachil
1.104
Monachil
LEYENDA
Cuaternario
Limos rojos y conglomerados (Plioceno)
C. ALPUJÁRRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y neógenas
Escala
500 m
500 m

También se indicó anteriormente que el perfil transversal nº 2 del río Genil corta a los dos FMAFAs y al FMAFA del NO de Sierra Nevada (Tramo Embalse de Canales-Huenes). En el *Tramo Alhambra-El Serrallo-Cumbres Verdes* corta al FMAFA de Granada. (Fig 69).


LEYENDA
Ríos
Divisorias
Curvas de nivel
Cuencas
Poblaciones
Frentes montañosos asociados a fallas activas
N
Frente Sur de Sierra Nevada
Frente Norte de la Sierra de Gádor
Frente Norte de Sierra Nevada
SIERRA NEVADA
Granada
Alhama de Almería
Almería
Tabernas
Gádor
Dalías
Berja
Adra
Roquetas de Mar
Vícar
Níjar
Cabo de Gata


N
Sierra de los Filabres
MARIQUESADO
Sierra Nevada
2.781
2.609
2.214
Mulhacén
3.482
TREVÉLEZ
Río Trevélez
Río Chico
Río Lanjarón
Barranco del Poqueira
Río Mecina
Río Grande
Río Guadalfeo
Frente Sur de S. Nevada
ALBOLODUY
Río Andarax
Frente Norte de la Sierra de Gádor
Falla de Ugíjar
ALHAMA DE ALMERÍA
GÁDOR
1.443
Piorno
Río Chico
Río Alcolea
Río Adra
Río Nacimiento
Río Andarax
Río Almanzora
Río Antas
Río Aguas
Río Almería
Río Chico
Río Grande


Cerro del Caballo
3.011
SIERRA NEVADA
Río Lanjarón
Río Chico
Río Poqueira
Río Trevélez
Río Seco
Afluente g
Río Suclo
Frente Sur de Sierra Nevada
Lanjarón
Órgiva
Tablones
Río Guadalfeo
Embalse de Rules
Río Guadalfeo
Almegijar
Torvizcón
Juviles
Bérchules
Cádiar
Río Cádiar
Rambla de Barranco
Trama de la Contraviesa
Rambla de Albuñuelas
N
0
7
14 Km
LEYENDA
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Frentes montañosos no asociados a fallas activas
Ríos
Divisorias
Curvas de nivel
Poblaciones
Cuencas



LEYENDA

Cuaternario

C. ALPUJÁRRIDE

C. NEVADO-FILÁBRIDE

Frentes montañosos asociados a fallas activas

Frentes montañosos no asociados a fallas activas

Ríos

Perfiles

Cuencas

Poblaciones

5.2.1.1.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (Sl) de los cauces de los afluentes que presentan mayor actividad del río Guadalfeo en el subtramo Lanjarón-Almegíjar

En total se han estudiado 86 barrancos en la vertiente derecha y 36 en la izquierda de la Cuenca del Guadalfeo. En este apartado sólo se analizan aquellos cauces que atraviesan los FMAFAs que claramente están influenciados por éstos.

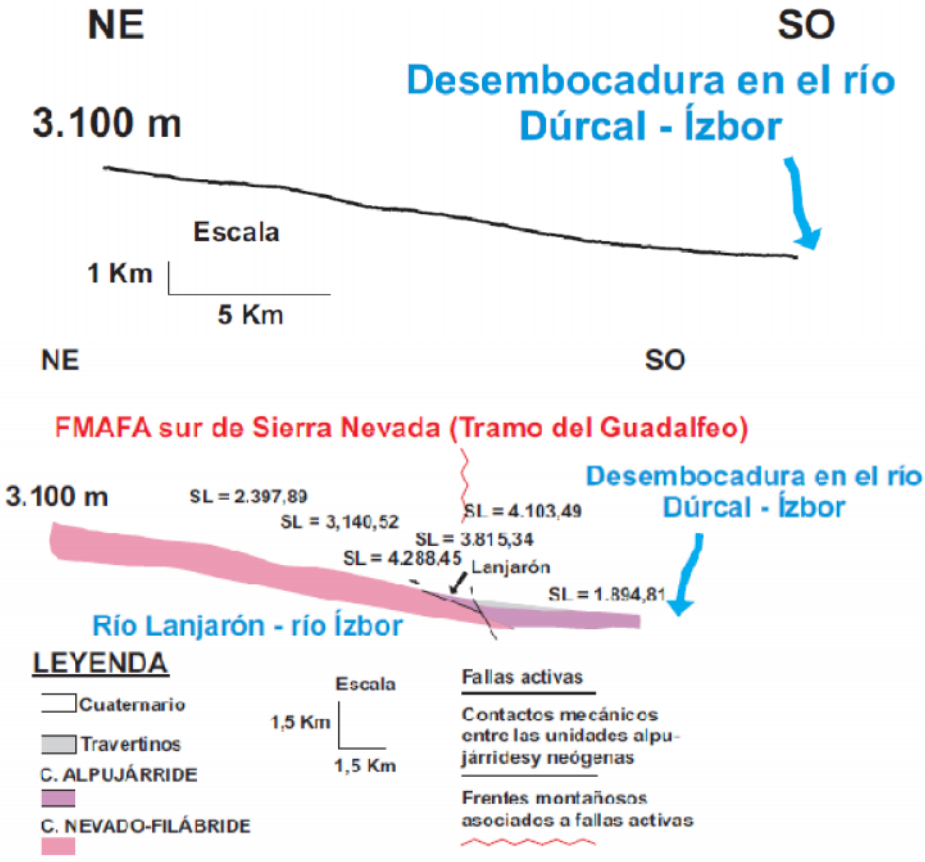
El río principal recorre 65 km antes de desembocar en el mar Mediterráneo y presenta sus valores del gradiente más elevados al atravesar el frente Sur de Sierra Nevada como veremos más adelante.

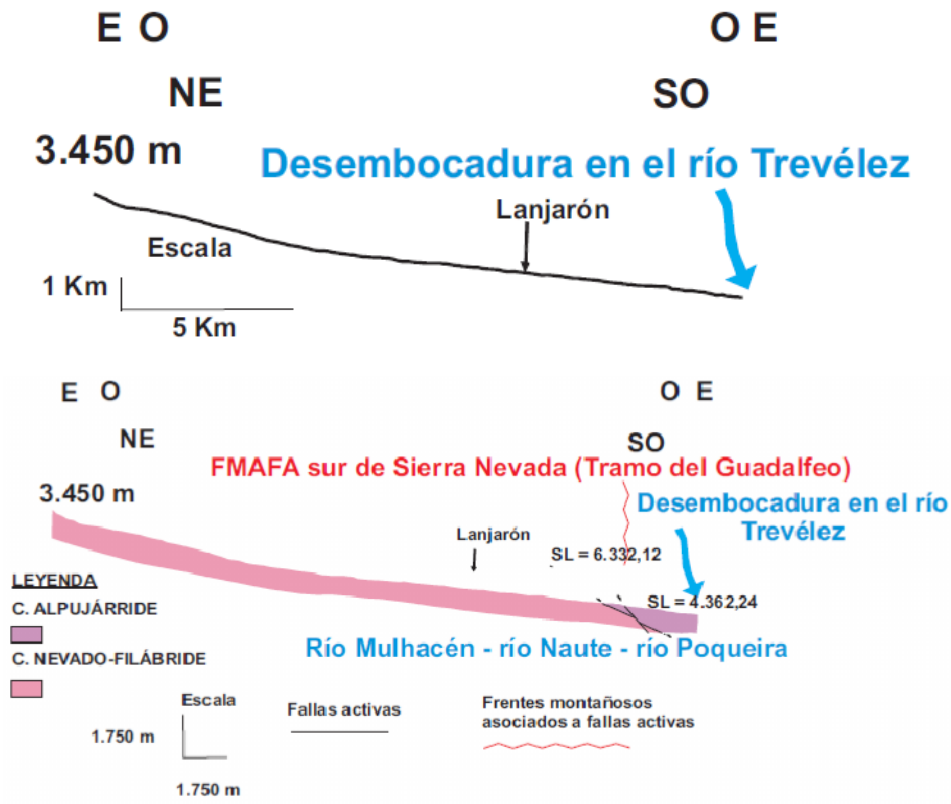
Se ha subdividido la Cuenca del Guadalfeo en varias partes o zonas, y en función de los resultados obtenidos con el cálculo del SL, se han distinguido los ríos, ramblas y barrancos más representativos, y se les ha representado en perfiles semilogarítmicos que permiten comparar con una misma escala las diferencias de longitudes, alturas y gradientes; y por tanto, considerar unos criterios de partida homogéneos para estudiar la posible influencia tectónica según el valor del índice del gradiente.

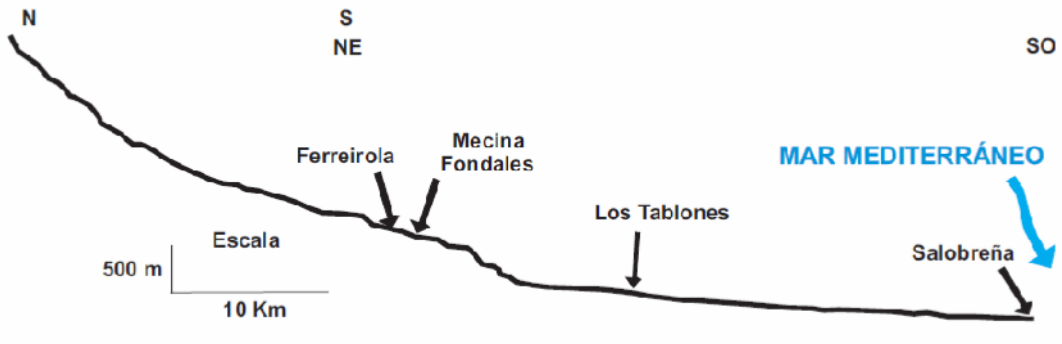
Con estos criterios, además del ya considerado valor del Smf del frente que atraviesan los distintos cursos de agua, junto con los valores de otros índices que se estudian más adelante se puede definir la actividad de las fallas que componen los frentes analizados.

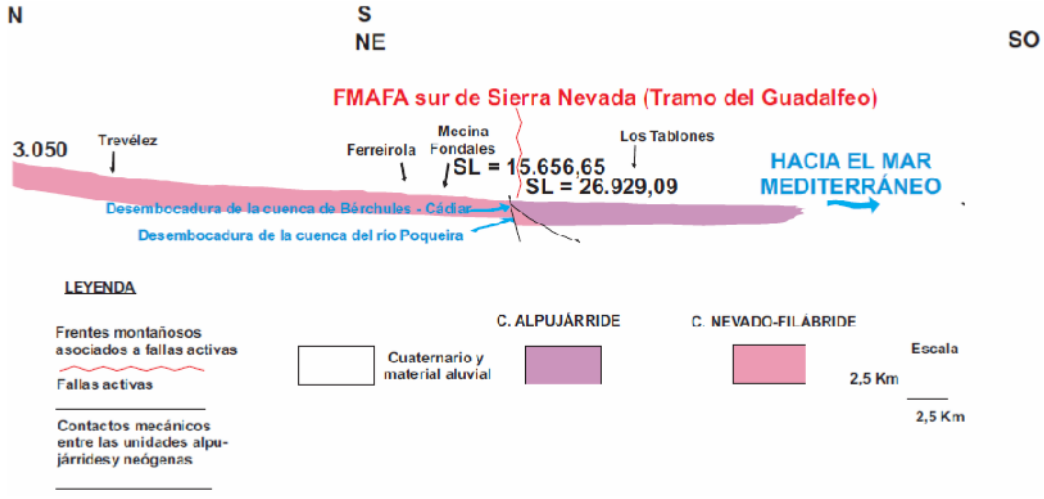
De O a E se analizarán los cauces que atraviesan este FMAFA en este subtramo: los principales son el del río Lanjarón (Fig. 124), río Sucio, río Chico, río Seco, Afluente 9, río Poqueira (Fig. 125) y el río Trevélez (río principal); todos ellos se destacan por tener índices SL superiores a 2.000. Para comparar las diferentes alturas de cada uno de los afluentes y las cuencas principales, así como los índices de los gradientes, se han representado en gráficas semilogarítmicas. (Figs. 128, 130, 132 y 134).

En el caso del río Lanjarón se observa, tanto en foto como en perfil geológico, un contacto mecánico que corta a las metapelitas (Fig. 124). El índice del gradiente del perfil longitudinal es 4.288,45 *(SL/K=86)* y se produce a 4,5 km aguas arriba del FMAFA; en este caso podría ser atribuible a un cambio de la dirección de esquistosidad, presentando las rocas mayor debilidad frente a la erosión. Otro valor alto que presenta el índice se produce a 2 km aguas arriba del frente y a 400 metros al norte de Lanjarón,

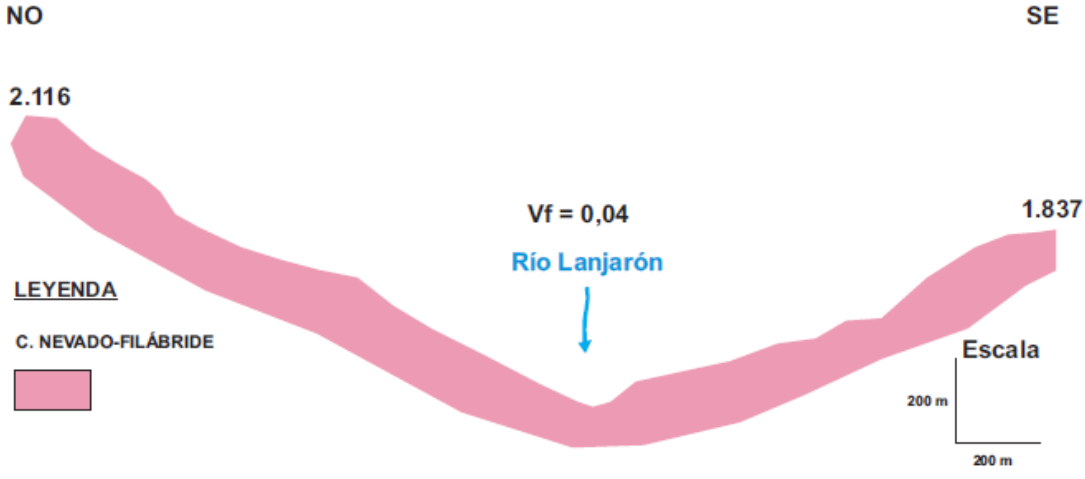

NE
SO
Desembocadura en el río
Dúrcal - Ízbor
3.100 m
Escala
1 Km
5 Km
NE
SO
FMAFA sur de Sierra Nevada (Tramo del Guadalfeo)
Desembocadura en el río
Dúrcal - Ízbor
3.100 m
SL = 2.397,89
SL = 3,140,52
SL = 4.103,49
SL = 3.815,34
SL = 4.288,45
Lanjarón
SL = 1.894,81
Río Lanjarón - río Ízbor
LEYENDA
Cuaternario
Travertinos
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Escala
1,5 Km
1,5 Km
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas
Frentes montañosos asociados a fallas activas

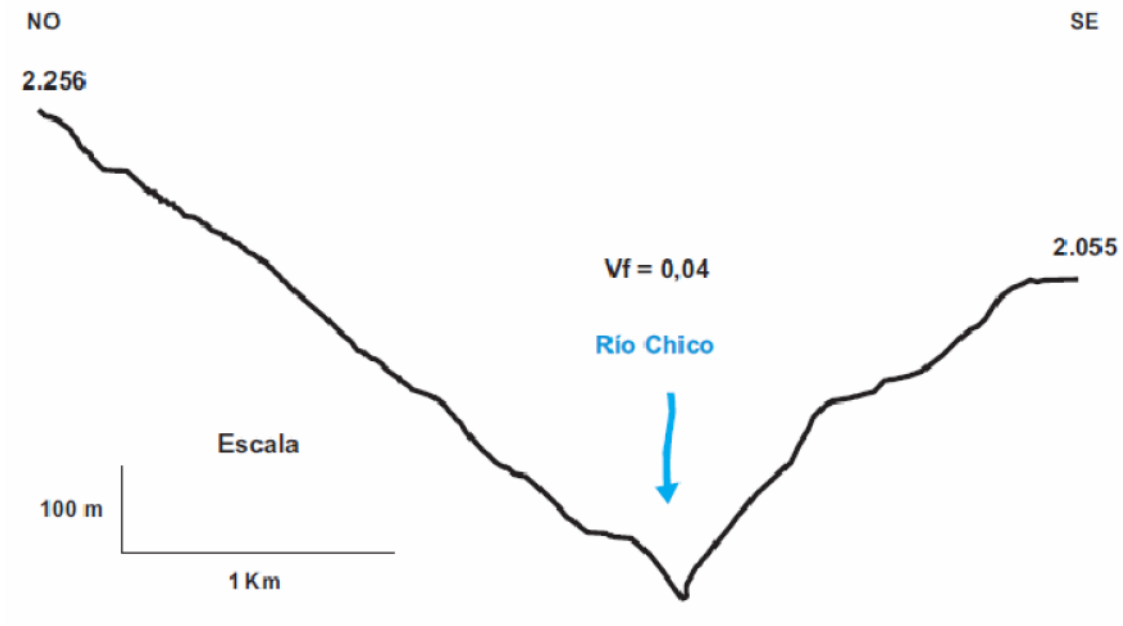

E O
NE
3.450 m
Escala
1 Km
5 Km
O E
SO
Desembocadura en el río Trevélez
Lanjarón
E O
NE
3.450 m
O E
SO
FMAFA sur de Sierra Nevada (Tramo del Guadalfeo)
Desembocadura en el río Trevélez
Lanjarón
SL = 6.332,12
SL = 4.362,24
Río Mulhacén - río Naute - río Poqueira
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Escala
1.750 m
1.750 m
Fallas activas
Frentes montañosos asociados a fallas activas

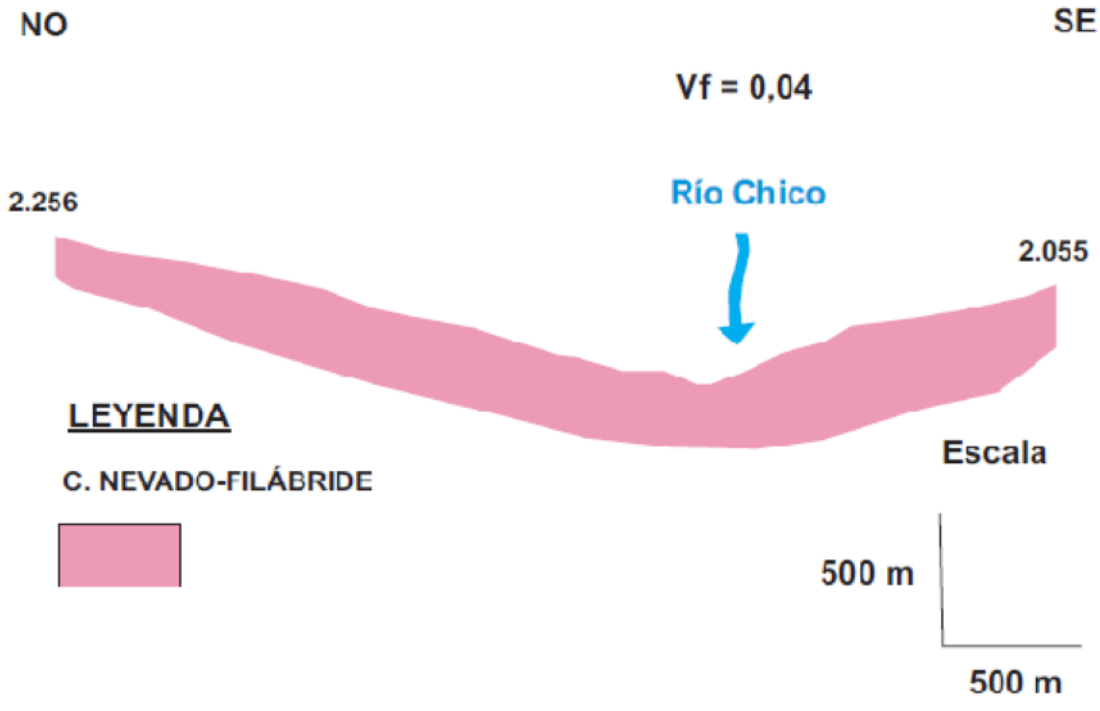

N
S
NE
SO
Ferreirola
Mecina
Fondales
MAR MEDITERRÁNEO
Los Tablones
Escala
500 m
10 Km
Salobreña

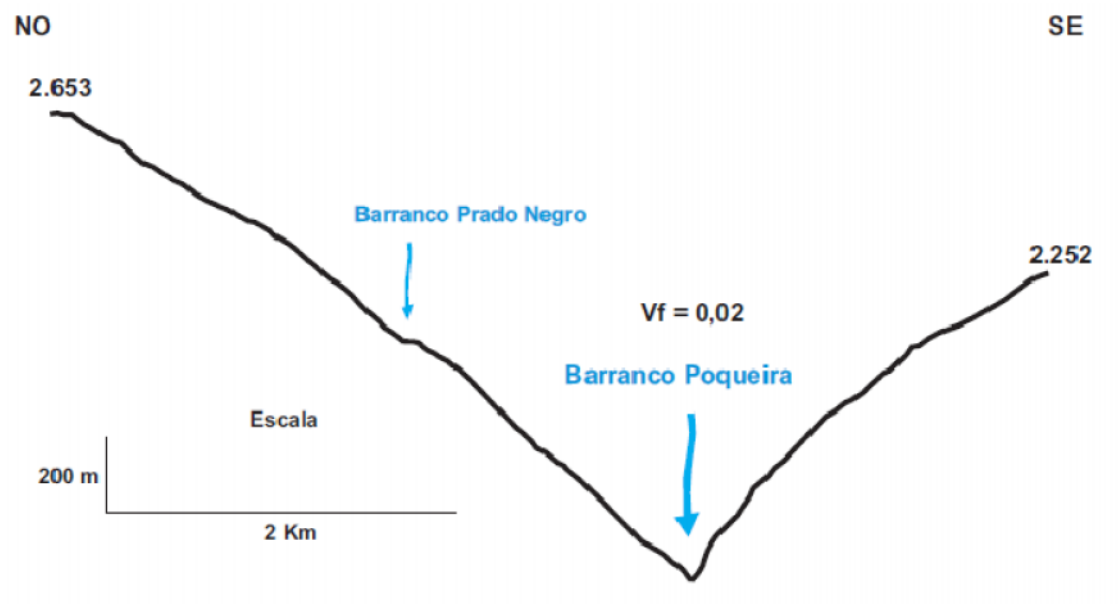

N
S
NE
SO
FMAFA sur de Sierra Nevada (Tramo del Guadalfeo)
3.050
Trevélez
Ferreirola
Mecina
Fondales
SL = 15.656,65
SL = 26.929,09
Los Tablones
HACIA EL MAR
MEDITERRÁNEO
Desembocadura de la cuenca de Bérchules - Cádiar
Desembocadura de la cuenca del río Poqueira
LEYENDA
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y neógenas
Cuaternario y material aluvial
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Escala
2,5 Km
2,5 Km

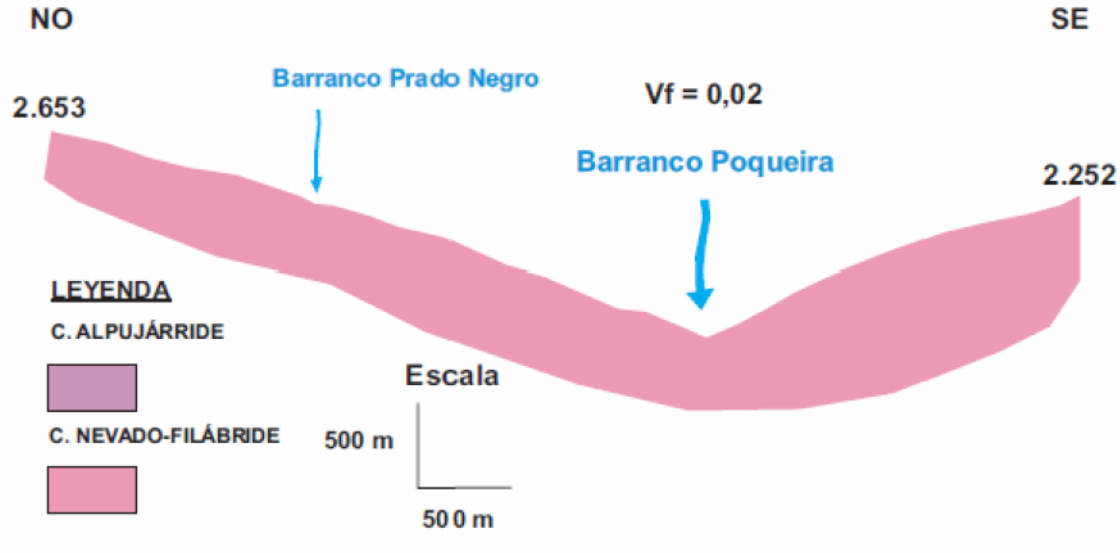
NO
SE
2.116
Vf = 0,04
1.837
Río Lanjarón
Escala
50 m
200 m

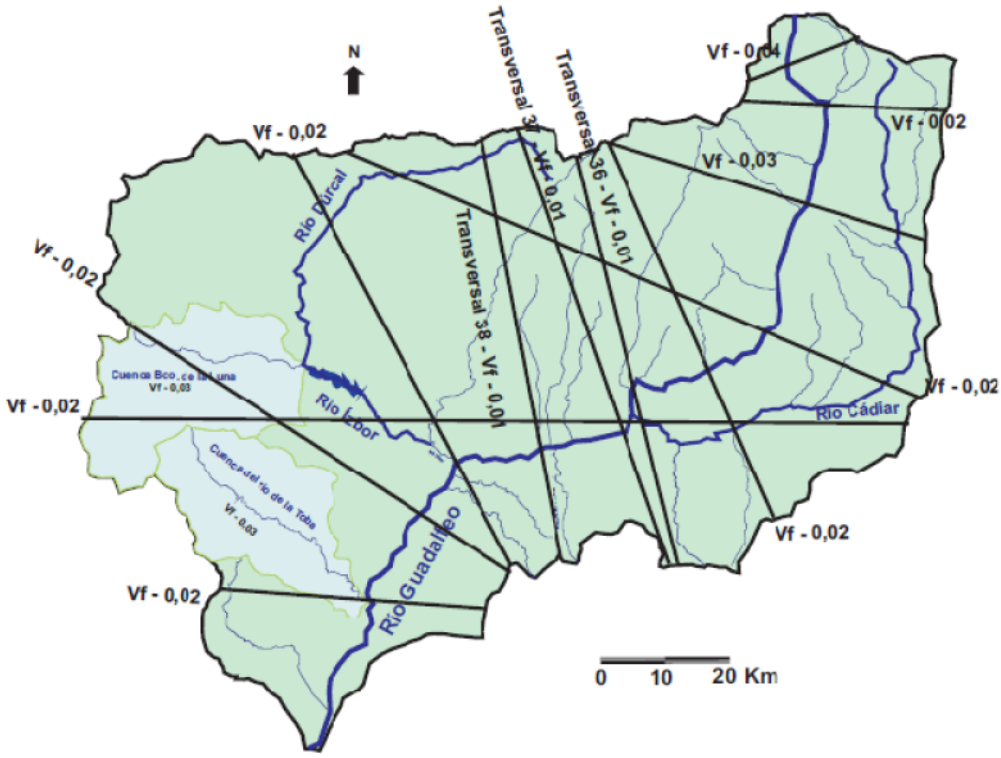

NO
SE
2.116
Vf = 0,04
1.837
Río Lanjarón
LEYENDA
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Escala
200 m
200 m


NO
SE
2.256
2.055
Vf = 0,04
Río Chico
Escala
100 m
1 Km

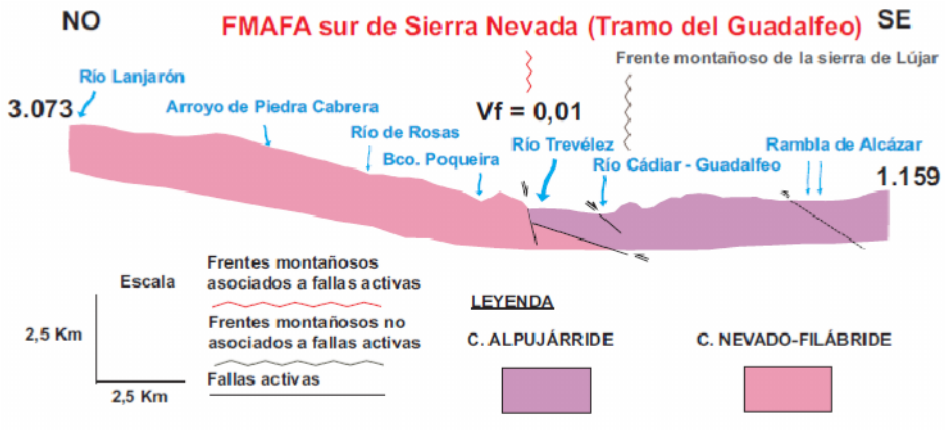

NO
SE
Vf = 0,04
Río Chico
2.256
2.055
LEYENDA
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Escala
500 m
500 m

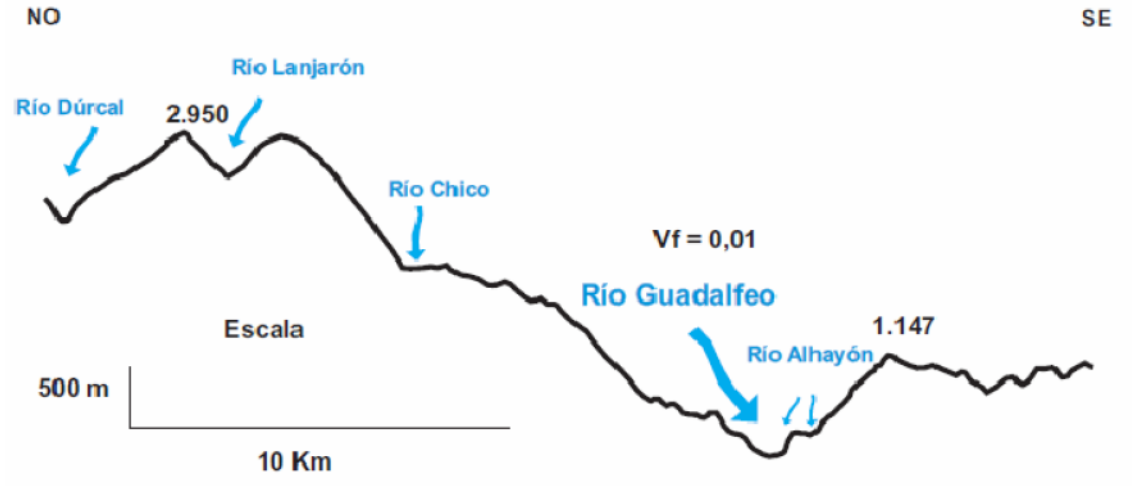

NO
SE
2.653
Barranco Prado Negro
2.252
Vf = 0,02
Barranco Poqueira
Escala
200 m
2 Km

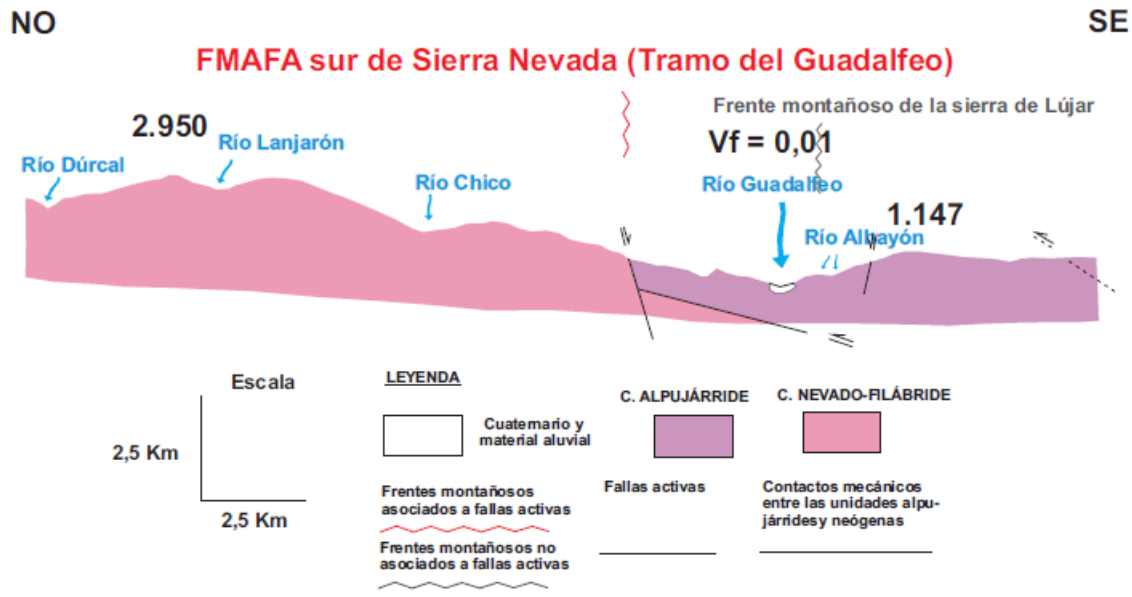

NO
SE
Barranco Prado Negro
Vf = 0,02
2.653
Barranco Poqueira
2.252
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Escala
500 m
500 m

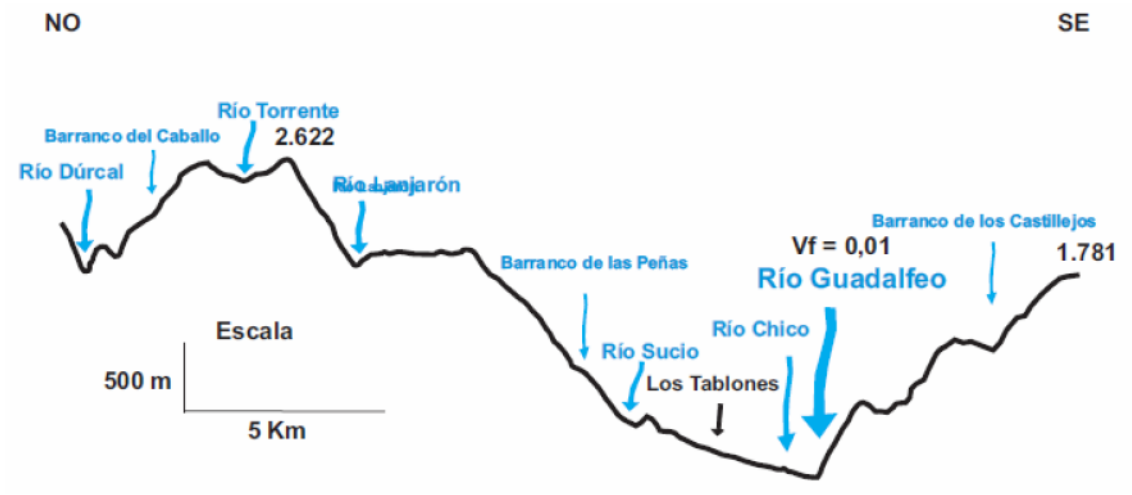

N
Transversal 37 - Vf - 0,01
Transversal 36 - Vf - 0,01
Transversal 38 - Vf - 0,01
Vf - 0,04
Vf - 0,02
Vf - 0,03
Vf - 0,02
Vf - 0,02
Vf - 0,02
Vf - 0,02
Vf - 0,02
Río Dúrcal
Río Ízbor
Río Cádiar
Río Guadalfeo
Cuenca Bco. de la Luna
Vf - 0,03
Cuenca del río de la Toba
Vf - 0,03
0 10 20 Km

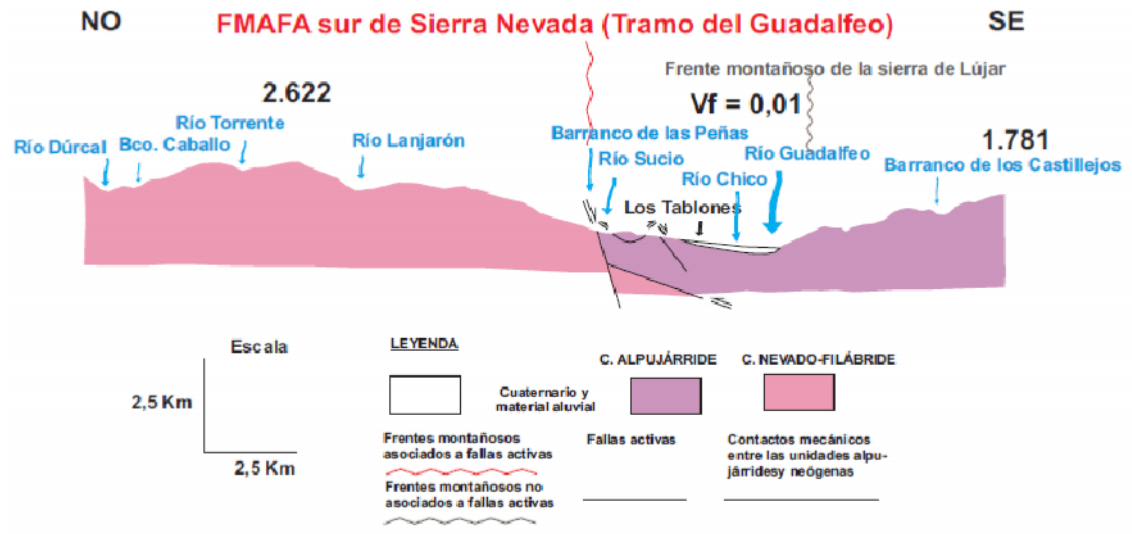
NO
SE
Río Lanjarón
3.073
Vf = 0,01
Río Trevélez
Arroyo de Piedra Cabrera
Río de Rosas
Barranco Poqueira
Río Cádiar - Guadalfeo
Rambla de Alcázar
1.159
Escala
500 m
5 Km

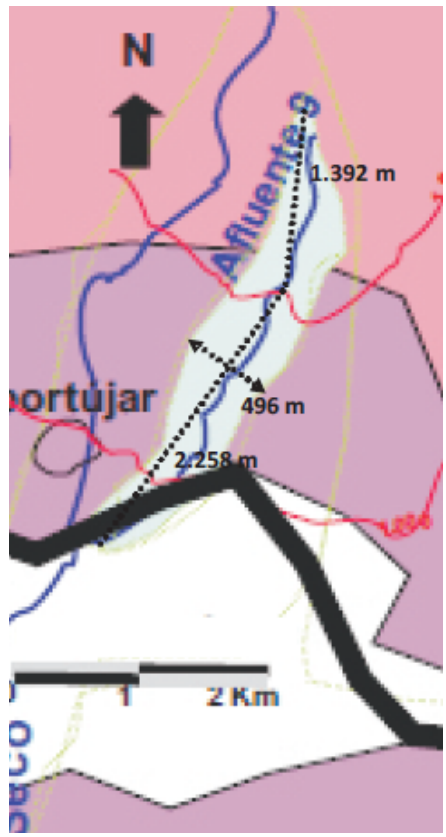

NO
FMAFA sur de Sierra Nevada (Tramo del Guadalfeo)
SE
Frente montañoso de la sierra de Lújar
Río Lanjarón
3.073
Arroyo de Piedra Cabrera
Río de Rosas
Bco. Poqueira
Vf = 0,01
Río Trevélez
Río Cádiar - Guadalfeo
Rambla de Alcázar
1.159
Escala
2,5 Km
2,5 Km
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Frentes montañosos no asociados a fallas activas
Fallas activas
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE

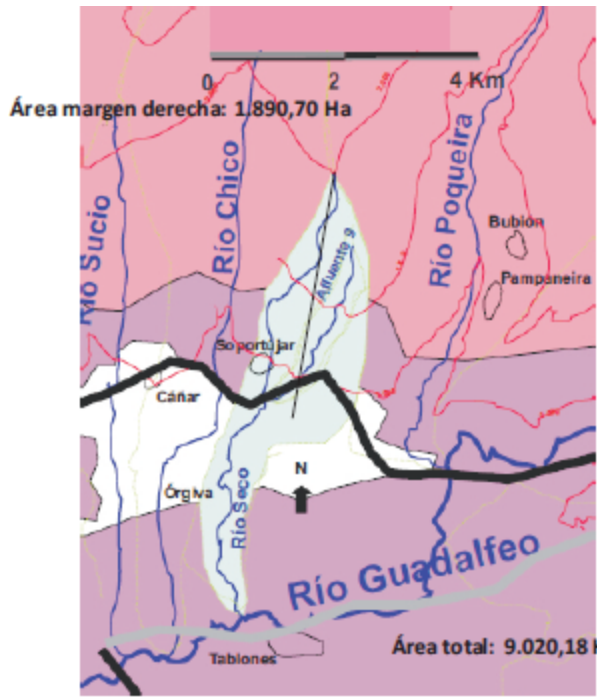

NO
SE
Río Lanjarón
Río Dúrcal
2.950
Río Chico
Vf = 0,01
Río Guadalfeo
Escala
1.147
Río Alhayón
500 m
10 Km


NO
SE
FMAFA sur de Sierra Nevada (Tramo del Guadalfeo)
Frente montañoso de la sierra de Lújar
2.950
Río Lanjarón
Río Dúrcal
Río Chico
Vf = 0,01
Río Guadalfeo
1.147
Río Alhayón
Escala
2,5 Km
2,5 Km
LEYENDA
Cuatemario y material aluvial
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas
Frentes montañosos no asociados a fallas activas


NO
SE
Río Torrente
Barranco del Caballo
2.622
Río Dúrcal
Río Lanjarón
Barranco de los Castillejos
Vf = 0,01
1.781
Barranco de las Peñas
Río Guadalfeo
Río Chico
Escala
Río Sucio
500 m
Los Tablones
5 Km


NO
FMAFA sur de Sierra Nevada (Tramo del Guadalfeo)
SE
Frente montañoso de la sierra de Lújar
2.622
Vf = 0,01
Río Torrente
Río Dúrcal
Bco. Caballo
Río Lanjarón
Barranco de las Peñas
1.781
Río Sucio
Río Guadalfeo
Barranco de los Castillejos
Río Chico
Los Tablones
Escala
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
2,5 Km
Cuaternario y material aluvial
2,5 Km
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas
Frentes montañosos no asociados a fallas activas


N
Afluente 9
1.392 m
496 m
2.258 m
ortújar
1
2 Km


0
2
4 Km
Área margen derecha: 1.890,70 Ha
Río Sucio
Río Chico
Río Poqueira
Afluente 9
Bubión
Pampaneira
Soportújar
Cáñar
Órgiva
Río Seco
N
Río Guadalfeo
Tablones
Área total: 9.020,18 Ha

- NE-E / SO-O, desde la cota 1.139 hasta la 247. En este caso el valor del índice es de 0,53, con basculación hacia el S-SE.

- NE-SO desde la cota 247 hasta la desembocadura en el mar Mediterráneo. Siendo el valor del índice **T** igual a 0,41, y con basculación al SE.

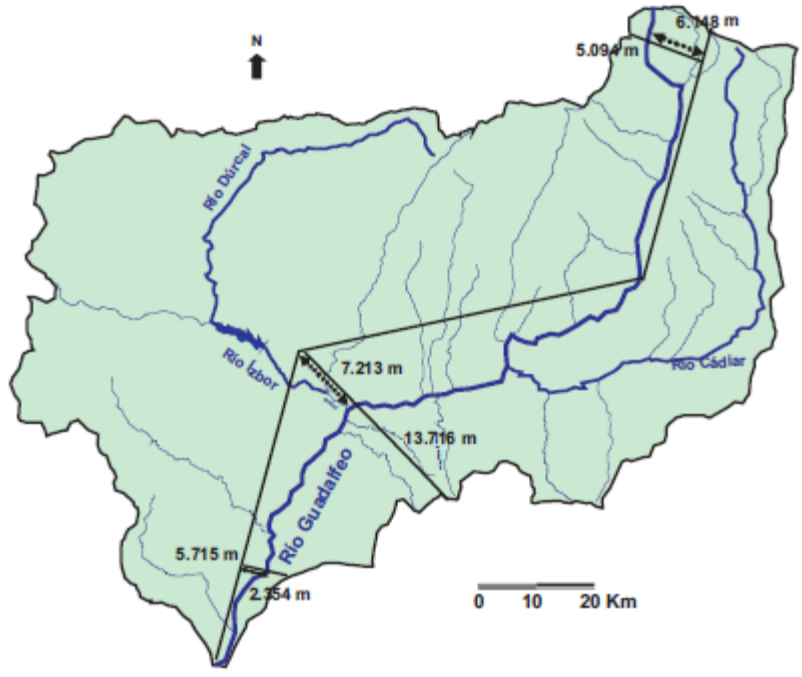
Por lo tanto la mayor asimetría, es decir el mayor basculamiento, lo presenta la cuenca hacia el oeste, entre las cotas 3.042 y 1.139, que corresponde a la vertiente sur del Mulhacén, hasta que se orienta claramente en su dirección sur. El mayor basculamiento, primero hacia el sur y más abajo hacia el sureste se encuentra entre las cotas 1.139 y la 247 en las inmediaciones del corredor de las Alpujarras. El menor basculamiento está entre la cota 247 y la cota 0, es decir desde el corredor de las Alpujarras a la desembocadura.

Hay que hacer la salvedad de que los buzamientos son constantes en función de la escala que consideremos en cada una de las zonas en que hemos dividido en este caso a la cuenca. En cuanto a las otras dos características sí que podemos considerar un carácter dendrítico de la cuenca con rocas mayoritariamente poco competentes, como son los esquistos y filitas.

Si observamos la Fig. 136 podemos distinguir varias zonas o áreas con idéntico basculamiento:

- El río Dúrcal con clara inclinación hacia el NO, es la única excepción, cuyos barrancos fluyen paralelos a los ríos y barrancos de la cuenca adyacente del río Genil.
- El Valle de Lecrín con un basculamiento claramente hacia el río Guadalfeo; todos sus afluentes migran en una dirección predominante hacia el E-SE.
- El área de Vélez Benaudalla, como ya se ha indicado, está basculada hacia el SE.
- La parte occidental del corredor de las Alpujarras, ligeramente basculada en dirección S-SE, y los afluentes del sur (norte de sierra Lújar y de la Contraviesa) siguen direcciones de fluencia al N-NO, curiosamente paralelos con los de la cuenca del Genil. En el norte, los afluentes tienden en su mayoría hacia el S-SO, y en algún caso basculan al NO.
- Los barrancos del Poqueira y Trevélez, cuyos cauces migran, también, hacia el S, con inclinaciones laterales hacia el E/SE, el primero y O-NO, el segundo.

Lo vamos a analizar individualizando las subcuencas que cortan a este FMAFA



Margen derecha de la Cuenca del Guadalfeo

Río Chico	***0,26***	***Basculamiento al E***
Río Seco	***0,80***	***Basculamiento al O***
Barranco de la Chuca	***0,66***	***Basculamiento al NO***
Barranco Ventura	***0,49***	***Basculamiento al NE***
Barranco de los Secanos	***0,50***	***Basculamiento al E***

Cuenca del Poqueira

Arroyo de Piedra Cabrera	***0,68***	***Basculamiento al NE***
Barranco Prado negro	***0,68***	***Basculamiento al N/NE***
Río Rosas	***0,46***	***Basculamiento al N***

Tabla 6: Cauces y ríos diferenciados por su índices de asimetría (T > 0,75) ó (FA < 25), en la cuenca del río Guadalfeo. [Mapa de la figura 151, más adelante en el texto]

Los valores más altos encontrados en la cuenca del Poqueira basculan hacia el norte (Tabla 6). Los tres barrancos pertenecen a su margen derecha.

En la margen izquierda del río Guadalfeo se distinguen inclinaciones de las cuencas con direcciones al E, lo que concuerda nuevamente con el basculamiento general de la cuenca en esta área.

Subcuenca del río Trevélez

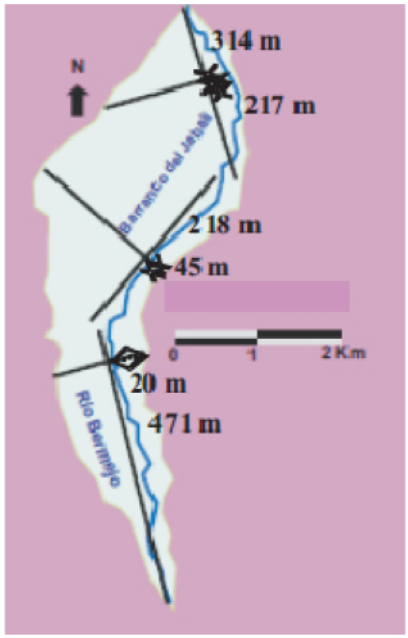
Afluente 6	***0,77***	***Basculamiento al N***
Barranco de las Albardas	***0,47***	***Basculamiento al O***
Bco. del Jabalí - Río Bermejo	***0,79***	***Basculamiento al E***

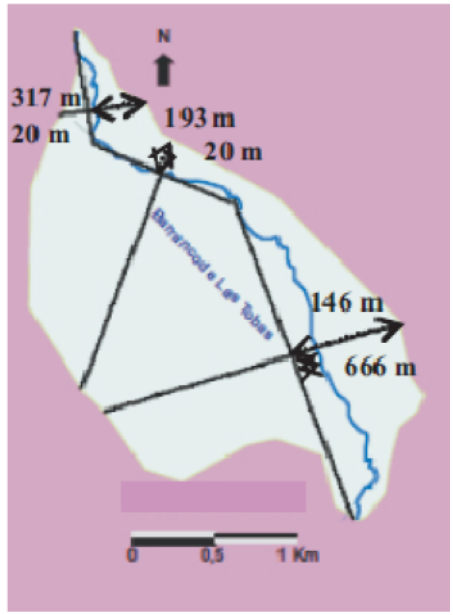
Tabla 7: Cauces y ríos diferenciados por su índices de asimetría (T > 0,75) ó (FA < 25), en la cuenca del río Guadalfeo. [Mapa de la figura 151, más adelante en el texto]

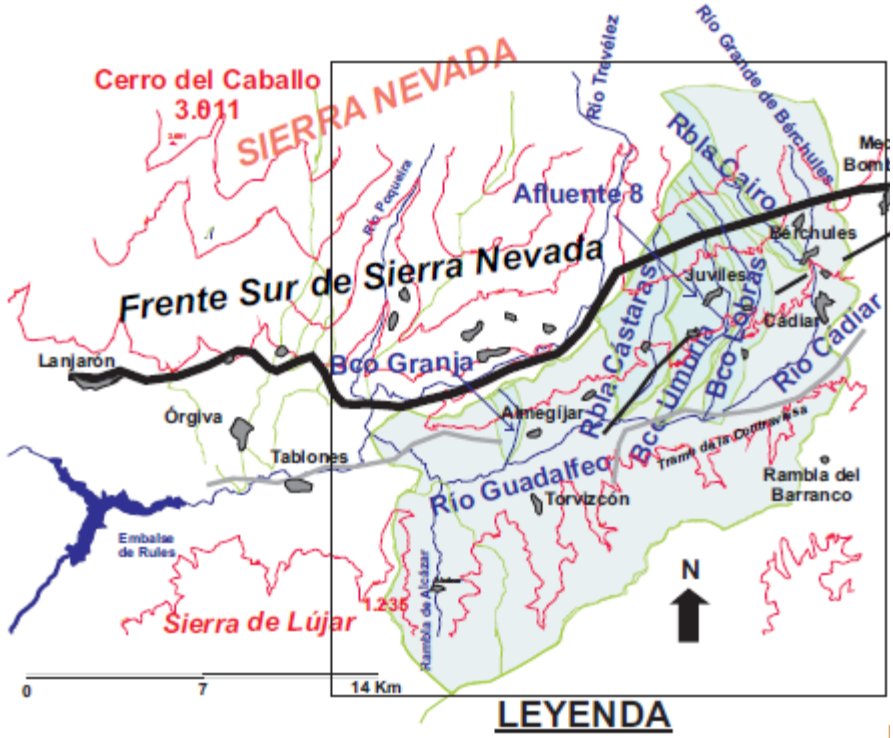
Se han diferenciado los afluentes más destacados de la subcuenca de Trevélez, y se observa como los correspondientes a su margen derecha coinciden con direcciones inclinadas hacia el N/NE, al igual que en la cuenca del Poqueira. Sólo el de la margen izquierda está basculado al O (Tabla 7).

En este caso se ha destacado el barranco del Jabalí – río Bermejo por su alto índice (0,79) de basculamiento. El índice SL es de 3.545 y el de la forma de la cuenca es de 3,43. Queda aguas arriba del FMAFA de Sierra Nevada (Fig. 137).

En cuanto al índice **FA**, es aplicable a áreas de litología homogénea o con una resistencia uniforme, y eso es muy difícil de considerar para cuencas tan extensas, con lo que su valor no puede ser muy significativo: es de un 38,85%.


N
314 m
217 m
Barranco del Jabalí
218 m
45 m
0
1
2 Km
20 m
471 m
Río Benamejo


N
317 m
20 m
193 m
20 m
Barranco de Las Tobas
146 m
666 m
0
0,5
1 Km

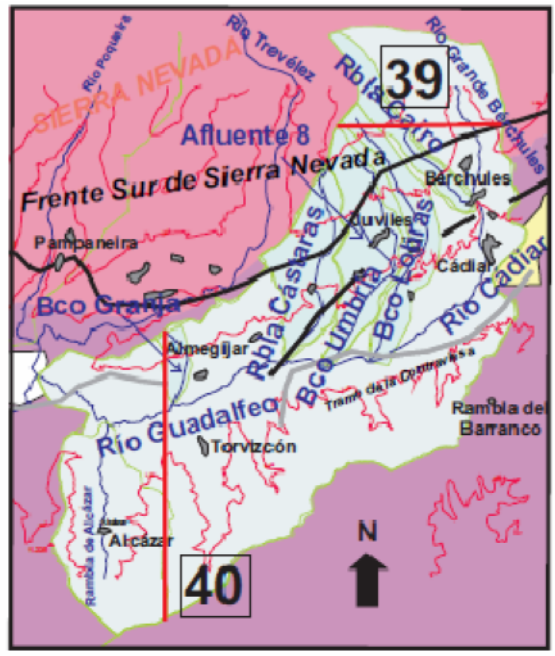


LEYENDA

Frentes montañosos asociados a fallas activas

Frentes montañosos no asociados a fallas activas

- Ríos
- Divisorias
- Curvas de nivel
- Poblaciones
- Cuencas



LEYENDA

Cuaternario

Limos (Mioceno)

C. ALPUJÁRRIDE

C. NEVADO-FILÁBRIDE

Frentes montañosos asociados a fallas activas

Frentes montañosos no asociados a fallas activas

Ríos

Perfiles

Cuencas

Poblaciones

5.2.1.2.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (Sl) de los cauces de los afluentes que presentan mayor actividad del río Guadalfeo en el subtramo Almegíjar-Bérchules

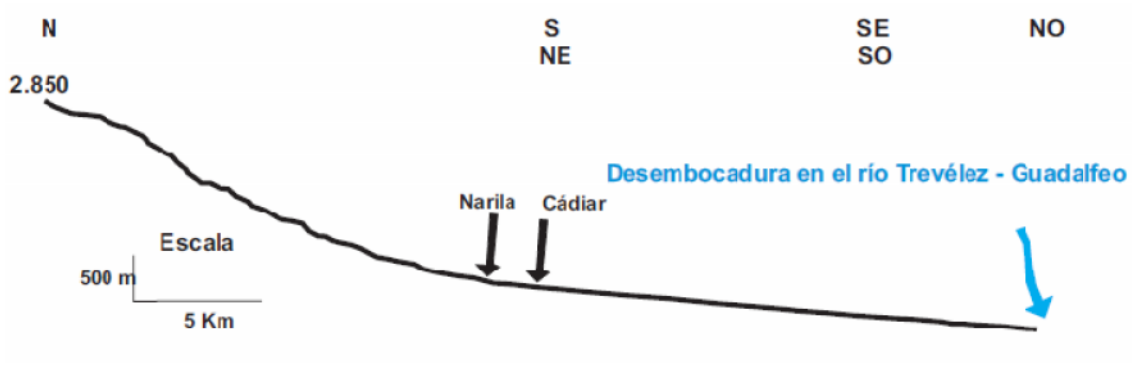
Todo este subtramo corta a diversos afluentes del río Cádiar que lo tributan desde su margen derecha, al norte del corredor de las Alpujarras.

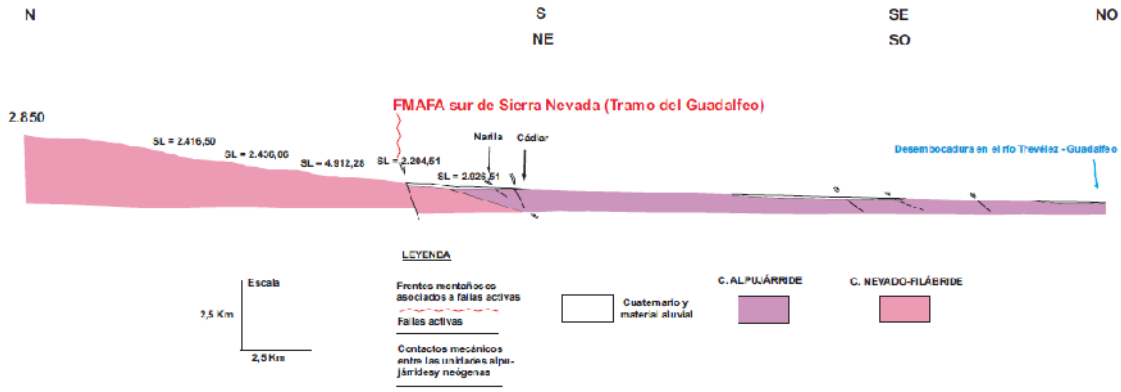
Comenzamos con la rambla de Cástaras, cuyo valor del índice longitudinal es 2.831,05 *(Sl/K=57)*; lo presenta sobre la cota 900, a algo más de 800 metros, aguas abajo del FMAFA, donde tenemos una falla que pone en contacto rocas carbonatadas del labio superior con metapelitas en el inferior. Este cauce desemboca en el río Cádiar-Guadalfeo, por su margen derecha.

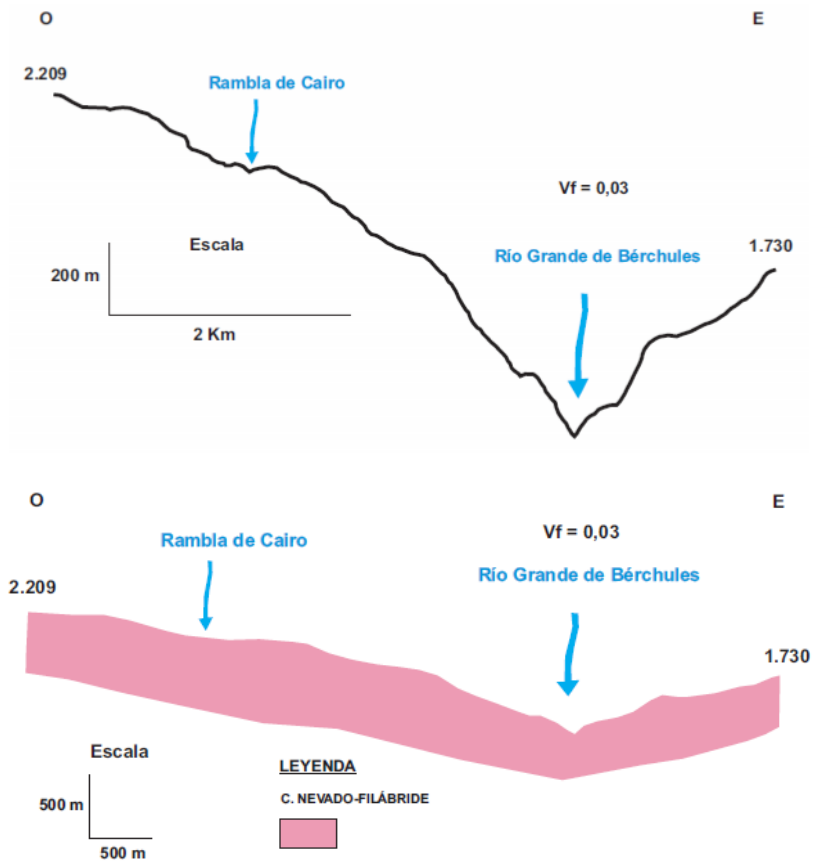
El barranco de la Umbría - rambla de Nieles presenta un SL=2.423,30 *(Sl/K=48)* en la altitud de 1.050 metros, y a una distancia del FMAFA de 1 km, siguiendo el curso del río aguas arriba. Discurre más o menos paralelo al anterior y también desemboca en el río Cádiar-Guadalfeo.

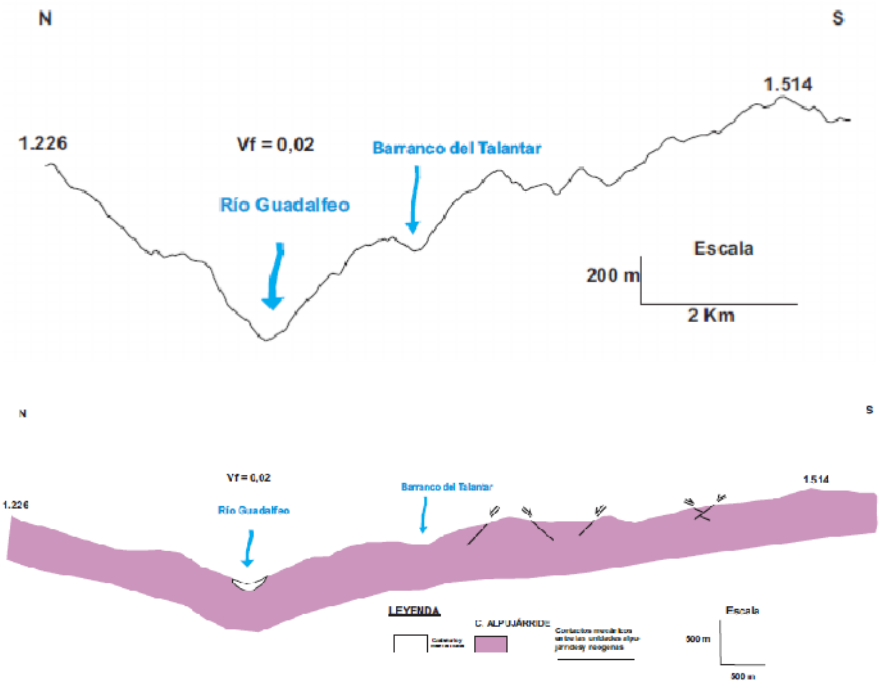
Otro cauce muy destacable en este sector es el de la rambla de Cairo que tiene un índice del gradiente del perfil longitudinal que asciende a 2.483,13 *(Sl/K=50)*; este SL se produce cuando la rambla atraviesa el FMAFA sobre la cota de 1.150 metros. Este cauce desemboca en el río Grande de Bérchules, al suroeste de la localidad de Alcútar, y ahí se encuentran depositados canchales y derrubios de ladera, ubicados en la margen derecha de este último río, hacia el norte y bordeando el sur y el este de Bérchules.

El río Cádiar en el nacimiento tiene las denominaciones de río Chico y río Grande de Bérchules, y erosiona metapelitas de las unidades Nevado-Filábrides, y poco antes de llegar a Cádiar atraviesa el FMAFA de Sierra Nevada, a partir del cual entra en el valle de esta localidad, donde ya recibe el nombre de río Cádiar; cambia su dirección desde N-S a E-O y vuelve a encajonarse a través de las rocas alpujárrides de los Mantos de Cástaras y Murtas donde corta a dos fragmentos del frente sur de Sierra Nevada, junto a las ramblas de Alcázar y Torvizcón (Fig. 141). Su SL más destacable es de 4.912,28 *(Sl/K=98)*, y se encuentra en la cota 1.450, a dos kilómetros y medio, aguas arriba del FMAFA, donde se encuentran los canchales y derrubios de ladera, al norte de Bérchules. Junto al frente se dan valores de 2.204,51 (aguas arriba) y 2.926,51 (aguas abajo).

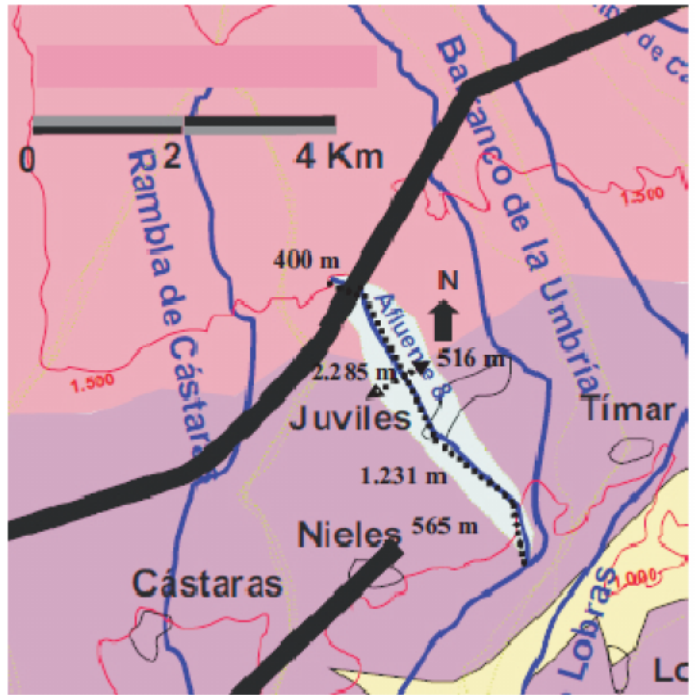

N
S
NE
SE
SO
NO
2.850
Desembocadura en el río Trevélez - Guadalfeo
Narila
Cádiar
Escala
500 m
5 Km

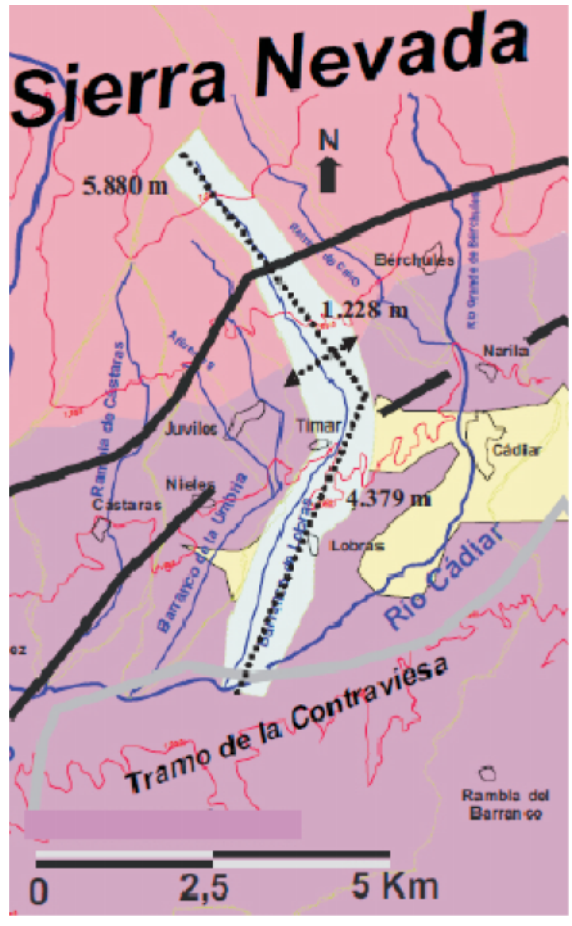

N
S
NE
SE
SO
NO
2.850
FMAFA sur de Sierra Nevada (Tramo del Guadalfeo)
SL = 2.416,50
SL = 2.436,06
SL = 4.912,28
SL = 2.284,61
SL = 2.029,51
Narila
Cádiar
Desembocadura en el río Trevélez - Guadalfeo
LEYENDA
Escala
7,5 Km
2,5 Km
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y neógenas
Cuaternario y material aluvial
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE

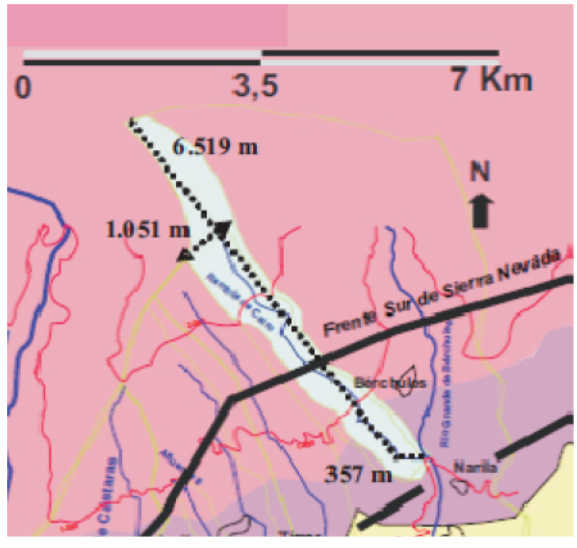

O
E
2.209
Rambla de Cairo
Vf = 0,03
Escala
200 m
2 Km
Río Grande de Bérchules
1.730
O
E
Rambla de Cairo
Vf = 0,03
Río Grande de Bérchules
2.209
1.730
Escala
500 m
500 m
LEYENDA
C. NEVADO-FILÁBRIDE

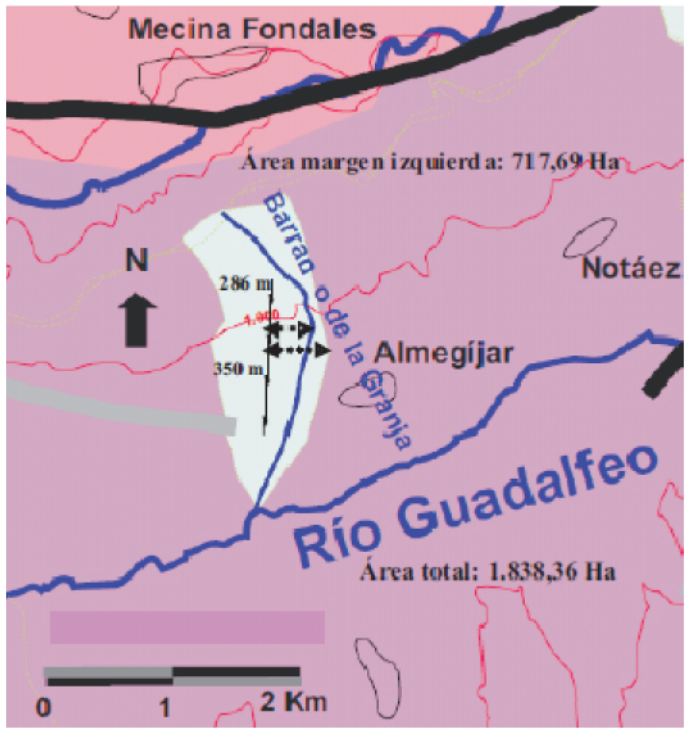

N
S
1.514
1.226
Vf = 0,02
Barranco del Talantar
Río Guadalfeo
Escala
200 m
2 Km

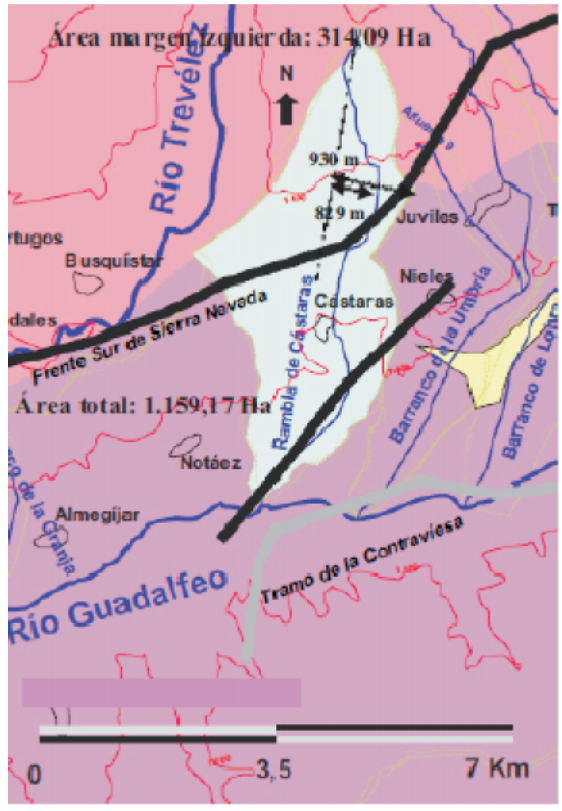
N
S
Vf = 0,02
Río Guadalfeo
Barranco del Talantar
1.514
1.226
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
Escala
500 m

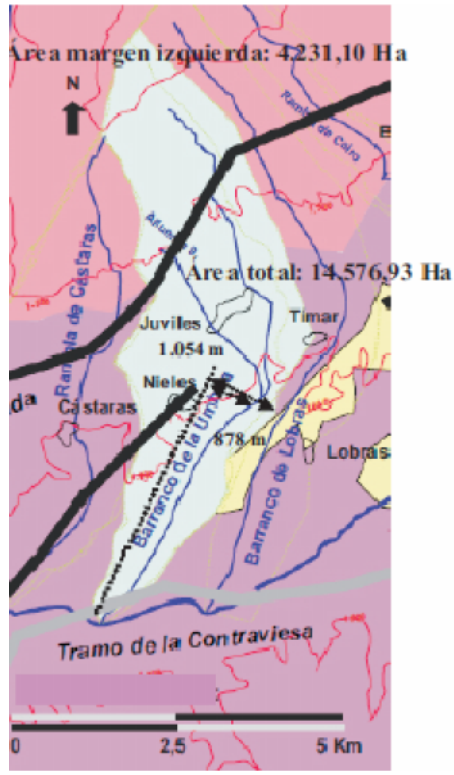

0
2
4 Km
Rambla de Cástaras
Barranco de la Umbría
400 m
N
Afluente B
516 m
2.285 m
Juviles
Tímar
1.231 m
Nieles
565 m
Cástaras
Lobras
1.500
1.000

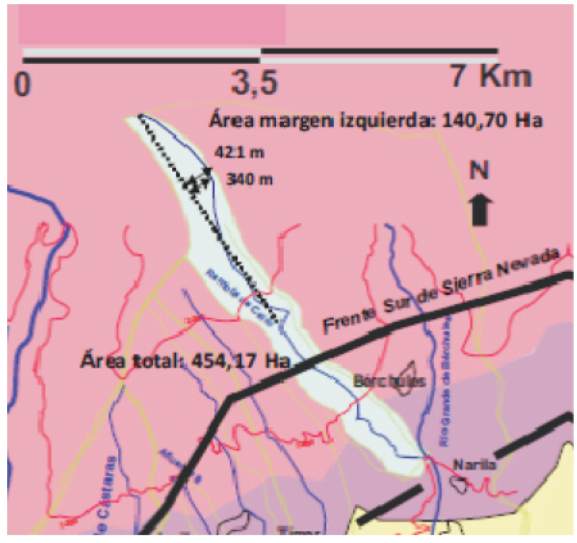

Sierra Nevada
N
5.880 m
Bérchules
1.228 m
Narila
Juviles
Timar
Cádiar
Nieles
Castaras
4.379 m
Lobras
Río Cádiar
Tramo de la Contraviesa
Rambla del Barranco
0
2,5
5 Km

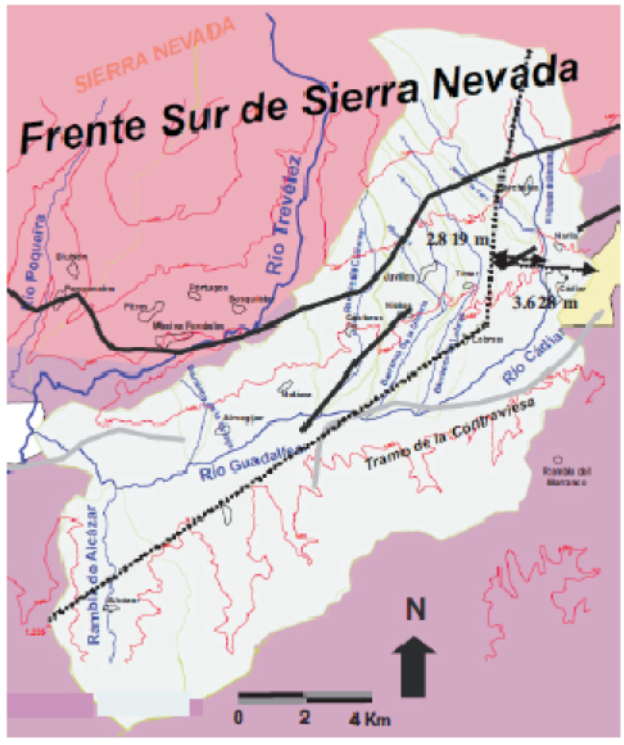

0
3,5
7 Km
6.519 m
N
1.051 m
Frente Sur de Sierra Nevada
Bérchules
357 m
Narila


Mecina Fondales
Área margen izquierda: 717,69 Ha
Barranco de la Granja
N
286 m
350 m
Notáez
Almegíjar
Río Guadalfeo
Área total: 1.838,36 Ha
0
1
2 Km


Área margen izquierda: 314,09 Ha
N
Río Trevélez
930 m
829 m
Juviles
Busquístar
Nieles
Cástaras
Frente Sur de Sierra Nevada
Área total: 1.159,17 Ha
Rambla de Cástaras
Barranco de la Umbría
Notáez
Almegíjar
Río Guadalfeo
Tramo de la Contraviesa
0
3,5
7 Km

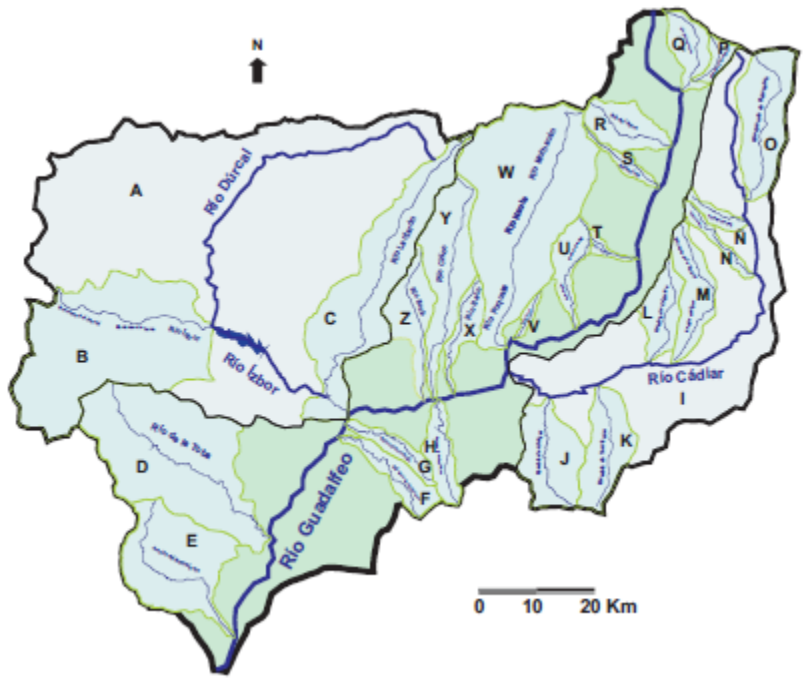

Área margen izquierda: 4.231,10 Ha
N
Área total: 14.576,93 Ha
Juviles
1.054 m
Timar
Nieles
Castaras
878 m
Lobras
Barranco de la Umbría
Barranco de Lobras
Tramo de la Contraviesa
0
2,5
5 Km


0
3,5
7 Km
Área margen izquierda: 140,70 Ha
421 m
340 m
N
Frente Sur de Sierra Nevada
Área total: 454,17 Ha
Berchules
Narila



Cuenca de Bérchules - Cádiar

Barranco de la Granja	*0,55*	*Basculamiento al E*
Bco. de la Umbría - R. Nieles	*0,83*	*Basculamiento al E*
Barranco de la Vid	*0,64*	*Basculamiento al N*
Barranco de las Tobas	*0,80*	*Basculamiento al NE*
Barranco del Tejarillo	*0,67*	*Basculamiento al O*
Rambla de Cástaras	*0,89*	*Basculamiento al O*
Rambla de la Barbacana	*0,58*	*Basculamiento al O*


N
A
Río Dúrcal
B
Río Izbor
C
D
E
Río Guadalfeo
F
G
H
I
Río Cádiar
J
K
L
M
N
Ñ
O
P
Q
R
S
T
U
V
W
X
Y
Z
0 10 20 Km

Cuencas de la margen derecha del río principal	
Río Mulhacén - Naute - Poqueira	
Río Lanjarón - Ízbor:	
	Afluente: ***Barranco Salado***
Río Dúrcal - Ízbor:	
	Afluentes: ***Arroyo de Dílar*** ***Barranco de Zaza*** ***Barranco las Alisas***
Otros ríos de la margen derecha	
Afluente 5	
Río del Perro	
Río Chico	
Barranco Jabalí - Río Bermejo	
Río Sucio	
Río Seco	
Barranco de la Sangre	
Cuencas de la margen izquierda del río principal	
Río Chico - Grande - Cádiar - Guadalfeo:	
	Afluentes: ***Barranco de Montina*** ***Rambla de Cairo*** ***Barranco de la Umbría - Rambla de Nieles*** ***Rambla de Cástaras***
Otros ríos de la margen izquierda	
Río Puerto de Jerez	
Barranco de las Albardas	
Barranco de los Castillejos	
Barranco de la Negra	
Barranco de los Hornos	

Tabla 9: Cauces y ríos diferenciados en la cuenca del río Guadalfeo. [Mapa de la figura 151]

Para comparar las diferentes alturas de cada uno de los afluentes y las cuencas principales, así como los índices de los gradientes, se han representado en gráficas decimales la relación existente entre los perfiles longitudinales que relacionan las alturas y las distancias al origen de cada cuenca (Perfiles nº 4, 7 y 9, del Anexo A.IV.1), y en gráficas semilogarítmicas la relación existente entre los perfiles longitudinales que relacionan el índice SL/K (en ordenadas logarítmica) con la distancia al origen (en abscisas decimales) (Perfiles nº 5, 6, 8 y 10, del Anexo A.IV.1).

Si se observa el Perfil nº 4, del Anexo A.IV.1, se puede conocer la relación existente entre las distintas longitudes de los ríos y de sus alturas. Mientras que en el Perfil nº 5, del Anexo A.IV.1, se aprecia las variaciones del índice SL/K con las distancias al origen en cada uno de los ríos, y se puede determinar que los mayores

valores se dan para los cauces del Poqueira (127,0), la del río Chico (87,2 y la del río Lanjarón (85,8).

. Hay otros afluentes en la margen derecha de la cuenca del Guadalfeo que llevan sus aguas directamente al río principal, y se destacan por sus altos niveles en los índices longitudinales. La relación existente entre sus longitudes y sus alturas es la que se puede observar en el Perfil nº 7, del Anexo A.IV.1, mientras que las variaciones en sus índices SL/K con las distancias las podemos ver en la tabla semilogarítmica del Perfil nº 8, del Anexo A.IV.1. Pero la que hay que destacar es la del río Dúrcal (sector occidental de Sierra Nevada) ya estudiado anteriormente (52,0), sin la corrección de la anomalía del embalse y (43,1) con la anomalía ya corregida).

En la margen izquierda sólo tenemos una cuenca bien diferenciada, y comienza más arriba de la cota de los 2.800 metros de altitud tomando diferentes nombres, río Chico, Grande de Bérchules, Cádiar, cercano a esta localidad, y Guadalfeo, antes de la desembocadura al río principal, al que le da nombre desde ahí en adelante. Los índices SL superan los valores 2.000, tanto el río Cádiar como en sus afluentes más destacados. Las relaciones entre los perfiles longitudinales y las alturas, así como entre los SL/K y las distancias se representan en los Perfiles nº 9 y 10, del Anexo A.IV.1. Los ríos que atraviesan este FMAFA ya lo hacen a través del subtramo Almegíjar – Bérchules.

Como se ha indicado, en el Perfil nº 9, del Anexo A.IV.1, podemos observar las relaciones existentes entre las longitudes y alturas de los afluentes que desembocan al río principal de la cuenca de Cádiar. Se observa cierta homogeneidad entre sus afluentes, aunque destaca, el SL/K del río de Cádiar (Chico-Grande-Cádiar-Guadalfeo) *(Sl/K=98,2)* (Perfil nº 10, del Anexo A.IV.1).

Además, en esta margen izquierda hay otros afluentes que ofrecen índices SL/K bastante altos (Perfil nº 12, del Anexo A.IV.1), concretamente, el Barranco de los Hornos (49,1), el barranco de la Negra (44,0) y el de los Castillejos (43,6) lo hacen de una manera más destacada. En el Perfil nº 11, del Anexo A.IV.1, se observan las relaciones entre sus longitudes y sus alturas; y todos ellos se pueden localizar en el mapa de la figura 151.

5.2.1.3.2. Cálculo de los índices de encajamiento a partir de perfiles transversales realizados sobre los cauces de los afluentes que presentan mayor actividad en el resto de la cuenca del río Guadalfeo

Siguiendo el mismo criterio que para los índices longitudinales (SL), en el estudio del encajamiento de los cauces también se ha ampliado el análisis al resto de la cuenca del Guadalfeo de la siguiente manera:

Cuenca del Poqueira	
Río Mulhacén - Naute - Poqueira:	
Afluente:	***Arroyo Pellón Colorado - Río del Toril***
Cuenca de Lanjarón - Ízbor	
Río Lanjarón - Río Ízbor	
Cuenca de Dúrcal - Ízbor	
Río Dúrcal - Río Ízbor:	
Afluentes:	***Barranco del Anciano*** ***Barranco de Zaza*** ***Río Torrente*** ***Barranco de la Rambla***
Cuenca de Albuñuelas	
Bco. del Juncal - Doña María - Luna - Río Ízbor	
Cuenca del Río de la Toba	
Río de la Toba:	
Afluente:	***Barranco del Girón***
Cuenca del Arroyo del Nacimiento	
Arroyo del Nacimiento	
Otros ríos de la margen derecha	
Río Chico	
Cuenca de Bérchules - Cádiar	
Río Chico - Grande - Cádiar - Guadalfeo:	
Afluentes:	***Río Grande de Bérchules*** ***Rambla de Torvizcón*** ***Rambla de Alcázar***
Otros ríos de la margen izquierda	
Río Puerto de Jerez	
Barranco de los Castillejos	

Tabla 10: Cauces y ríos diferenciados con Vf menor o igual a 0,05, en la cuenca del río Guadalfeo. [Mapa de la figura 151]

Los ríos o barrancos diferenciados por tener un valor del índice de encajamiento (Vf) menor o igual a 0,05 se indican en la Tabla 10.

Como resultado de ello, los que han presentado los índices más significativos han sido los siguientes:

- El barranco del Poqueira con un Vf: 0,02 representado en su perfil transversal nº 35 (Fig. 137).

- El río Dúrcal con un valor de 0,02 representado en su perfil transversal nº 18 (Fig. 87) (sector occidental de Sierra Nevada).

- El río Torrente con valores de 0,03 representado en su perfil transversal nº 25 (Fig. 91) (sector occidental de Sierra Nevada).

- El barranco del Juncal-barranco de Luna con valores de 0,03 representado en su perfil transversal (Fig. 152). (Pertenece al sector occidental de Sierra Nevada y forma parte de la cuenca del Guadalfeo).

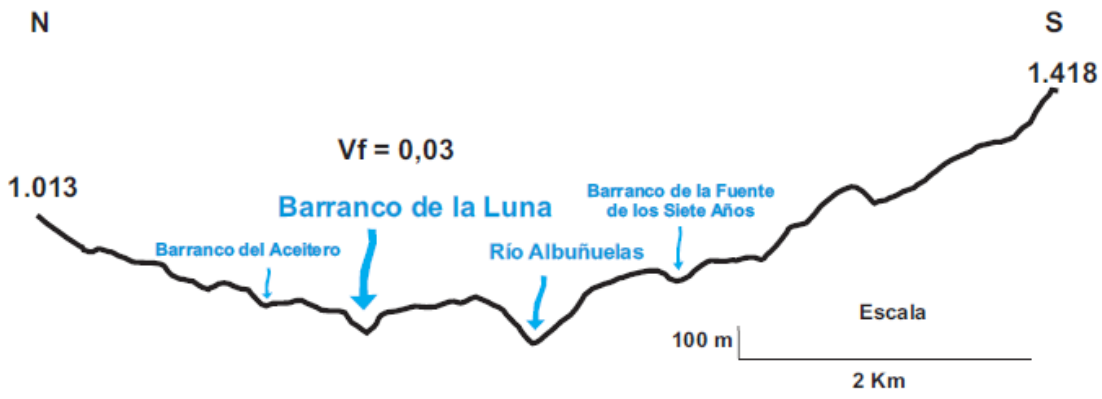
- El río de la Toba también con un valor de 0,03 representado en su perfil transversal (Fig. 153). (También pertenece al sector occidental de Sierra Nevada y forma parte de la cuenca del Guadalfeo).

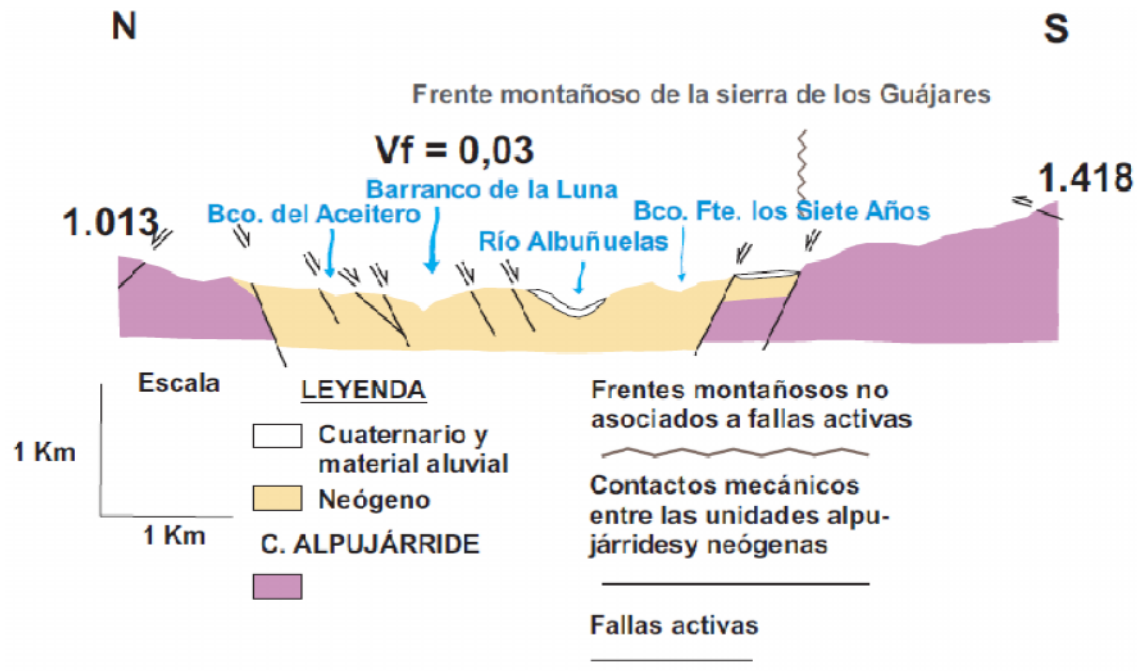
- Y el río de Cádiar con 0,02 representado en su perfil transversal nº 6 (Fig. 142) (En el subtramo Almegíjar-Bérchules).

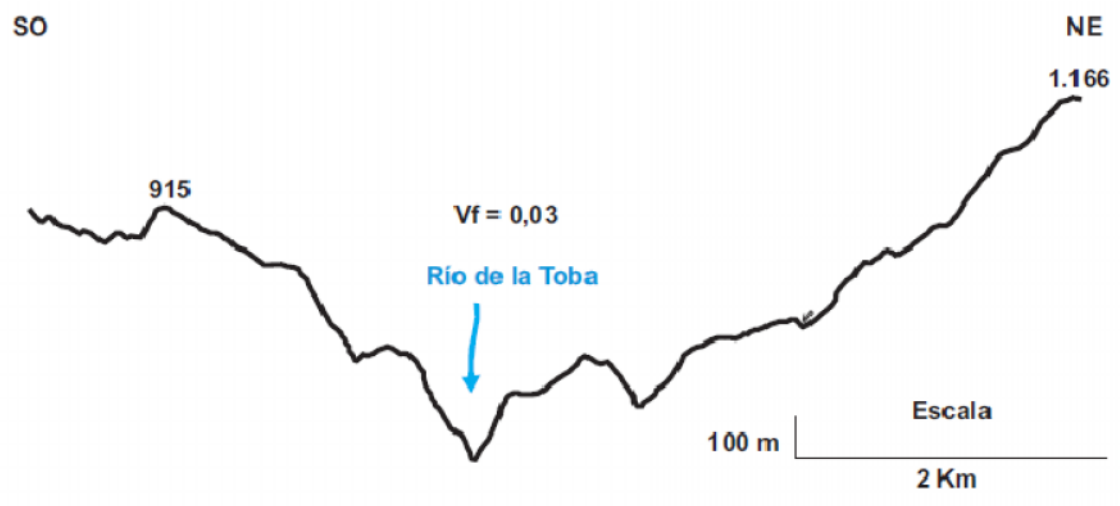
El resto presenta valores entre 0,4 y 0,5, que también podrían indicar alguna relación con la actividad tectónica, o con el levantamiento de la región, al tener esos valores sus índices de encajamiento.

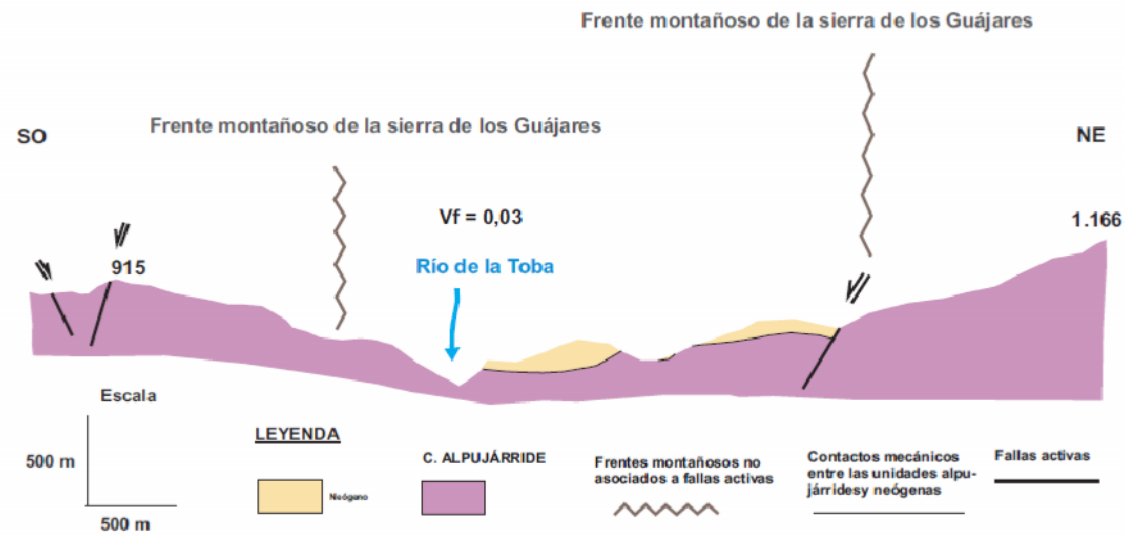
El barranco del Juncal va tomando distintos nombres (Doña María y Luna), conforme se desciende hacia la desembocadura en el río Dúrcal, a partir del cual ya toma el nombre de Ízbor. Aquí se reproduce un perfil, (de los 4 perfiles levantados) que corresponde a las cercanías de la confluencia entre el Dúrcal y el Ízbor (Fig. 152).

El barranco del Juncal erosiona los mármoles de los Mantos de La Herradura y Trevenque y una serie de fallas de tipo normal que ponen en contacto a estos materiales con molasas, limos, arenas y conglomerados del Neógeno (Serravaliense-Tortoniense), a su vez, también cortados por fallas normales neógenas de direcciones O-E y SO-NE. Al norte de Las Albuñuelas, el barranco de Luna sigue la dirección de una de esas fallas normales, en dirección hacia el este, y es donde presenta un índice Vf de 0,03.


N
S
1.418
Vf = 0,03
1.013
Barranco de la Luna
Barranco de la Fuente de los Siete Años
Barranco del Aceitero
Río Albuñuelas
Escala
100 m
2 Km


N
S
Frente montañoso de la sierra de los Guájares
Vf = 0,03
Barranco de la Luna
1.418
1.013
Bco. del Aceitero
Bco. Fte. los Siete Años
Río Albuñuelas
Escala
1 Km
1 Km
LEYENDA
Cuaternario y material aluvial
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
Frentes montañosos no asociados a fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas
Fallas activas


SO
NE
1.166
915
Vf = 0,03
Río de la Toba
Escala
100 m
2 Km


Frente montañoso de la sierra de los Guájares
SO
Frente montañoso de la sierra de los Guájares
NE
Vf = 0,03
1.166
915
Río de la Toba
Escala
LEYENDA
500 m
C. ALPUJÁRRIDE
Frentes montañosos no asociados a fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas
Fallas activas
500 m

5.2.1.3.3. Cálculo de los índices de la forma de la cuenca medidos en planta sobre los cauces de los afluentes que presentan mayor actividad en el resto de la cuenca del río Guadalfeo

Si analizamos toda la cuenca del Guadalfeo, los datos más elevados de sus subcuencas corresponden a las siguientes ramblas o barrancos:

Cuenca de Lanjarón - Ízbor

Río Lanjarón - Río Ízbor ***(ya analizado anteriormente)***

Cuenca de Dúrcal - Ízbor

Barranco de las Alisas

Cuenca de Albuñuelas

Barranco del Aceitero

Otros ríos de la margen derecha

Afluente 5
Barranco del Pajonal

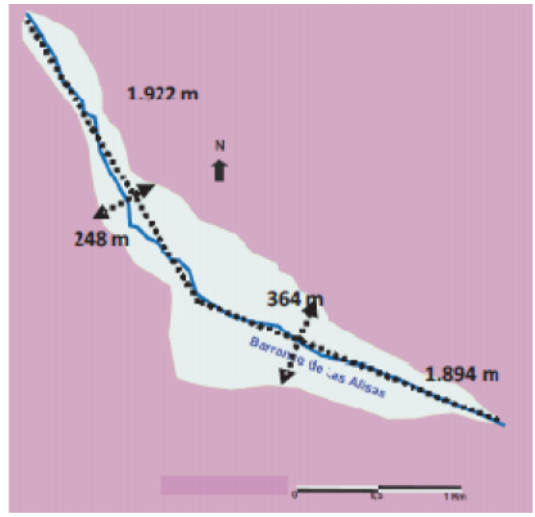
Cuenca de Bérchules - Cádiar

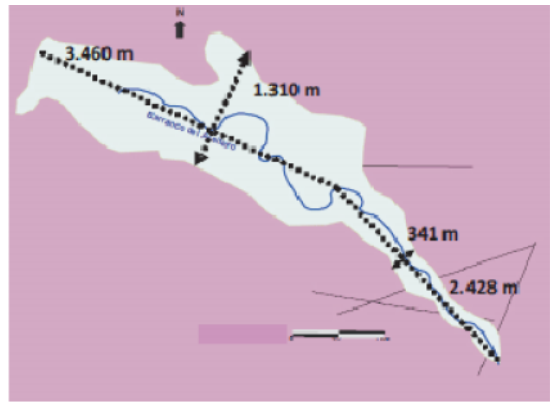
Rambla de Cairo

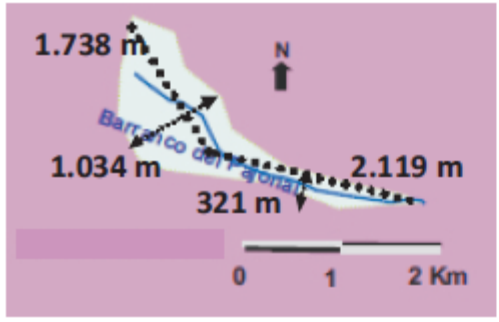
Tabla 11 Cauces y ríos diferenciados con Bs superior a 6, en la cuenca del río Guadalfeo. [Mapa de la figura 151]

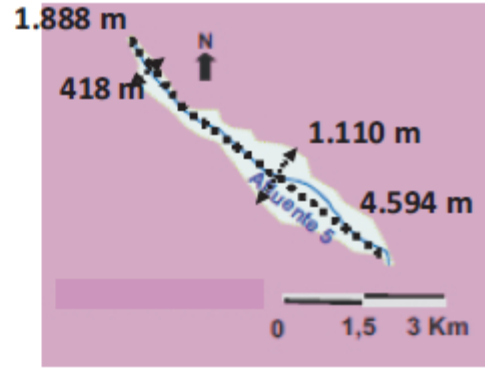
El barranco de las Alisas con valor de 7,75 (Fig. 154). Está en la cuenca de Dúrcal-Ízbor y sigue una dirección predominante de SE-NO quebrada en dos fragmentos. Aguas arriba tiene el valor más alto.

El barranco del Aceitero alcanza el valor de 7,12 (Fig. 155). Pertenece al área de las Albuñuelas que no presenta valores altos de SL, pero sí alguno de alto encajamiento, debido a causas de adaptación geomorfológica a ciertas zonas de fallas. Se han analizado dos fragmentos de dirección NO-SE, siendo el más alto, en este caso, el de aguas abajo.


1.922 m
N
248 m
364 m
1.894 m


N
3.460 m
1.310 m
341 m
2.428 m


1.738 m
N
1.034 m
2.119 m
321 m
0
1
2 Km


1.888 m
N
418 m
1.110 m
4.594 m
0
1,5
3 Km

5.2.1.3.4. Cálculo del índice de asimetría de la cuenca medido en planta sobre los cauces de los afluentes que presentan mayor actividad en el resto de la cuenca del río Guadalfeo

Las subcuencas más significativas se describen en las Tablas: 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20 y 21:

Cuenca de Dúrcal - Ízbor

Río Dúrcal – Ízbor	***0,70***	***Basculamiento al NO***
Afluente 17	***0,78***	***Basculamiento al E***
Arroyo de Chite	***0,66***	***Basculamiento al NO***
Barranco de Tablate	***0,49***	***Basculamiento al NO***
Barranco del Pleito	***0,57***	***Basculamiento al S/SE***
Barranco del Vico	***0,76***	***Basculamiento al NO***
Río Torrente	***0,46***	***Basculamiento al NO***

Tabla 12: Cauces y ríos diferenciados por su índices de asimetría (T > 0,75) ó (FA < 25), en la cuenca del río Guadalfeo. [Mapa de la figura 151]

En la cuenca de Dúrcal – Ízbor (sector occidental de Sierra Nevada), los arroyos de la margen derecha con índices más altos están basculados hacia el E, y los de la izquierda hacia el NO. El río principal presenta su valor más alto entre las cotas 925 y 2.312, fluye con una dirección E-O y está basculado al NO (río Dúrcal); aguas abajo de los 925 m. va girando su dirección de fluencia hacia la dirección NO-SE y no presenta basculación importante (río Ízbor) (Tabla 12).

Cuenca de Dúrcal - Ízbor (Subcuenca del Águila)

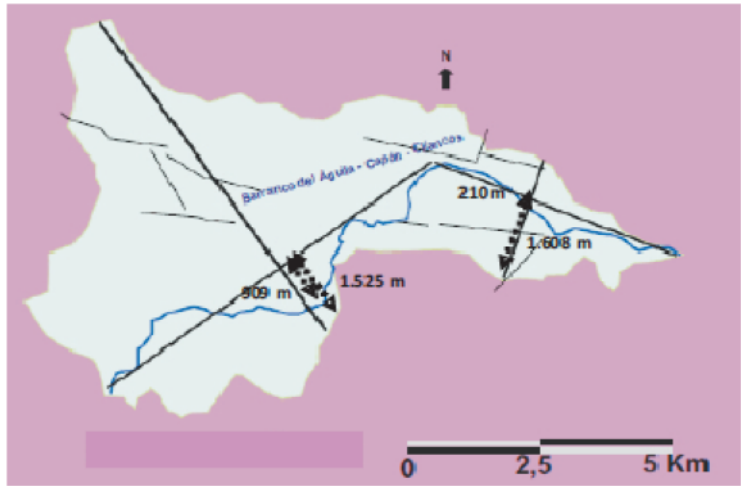
Bco. Águila-Capón-Cijancos	***0,86***	***Basculamiento al SE***
Barranco de Almaiza	***0,35***	***Basculamiento al N***
Barranco de la Malla	***0,21***	***Basculamiento al N***
Barranco del Capón	***0,53***	***Basculamiento al E***

Tabla 13: Cauces y ríos diferenciados por su índices de asimetría (T > 0,75) ó (FA < 25), en la cuenca del río Guadalfeo. [Mapa de la figura 151]

La cuenca del Águila, ubicada dentro de la cuenca de Dúrcal – Ízbor en su margen derecha presenta el basculamiento hacia el SE más destacado de toda la cuenca del Guadalfeo. Fluye con una dirección SO-NE, basculada al SE (barranco del Águila y del Capón); desde la cota 1.436 a la 777, y por debajo de ésta va girando su dirección de fluencia hacia la dirección NO-SE y no presenta basculación importante (rambla de

Cuenca de Dúrcal - Ízbor (Subcuenca de Albuñuelas)

Juncal-María-Luna-Ízbor	*0,22*	*Basculamiento al N*
Barranco del Almez	*0,79*	*Basculamiento al NE*
Bco. Fuente los Siete Años	*0,79*	*Basculamiento al N*

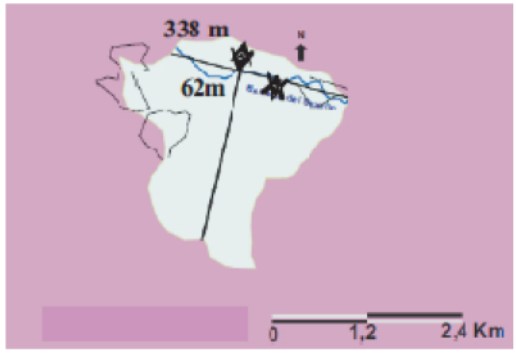


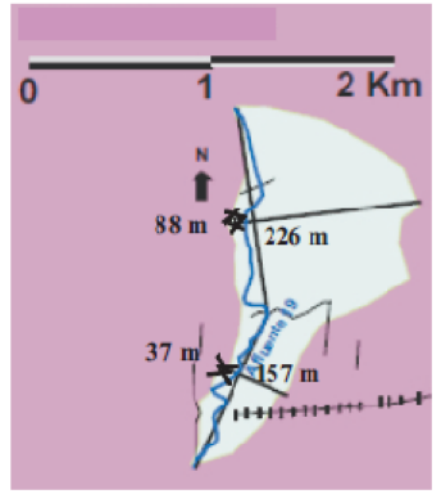
Cuenca del Río de la Toba

Barranco de Fuensanta	*0,51*	*Basculamiento al NO*
Barranco del Girón	*0,54*	*Basculamiento al SO*
Barranco del Saucillo	*0,78*	*Basculamiento al N*

Cuenca del Arroyo del Nacimiento

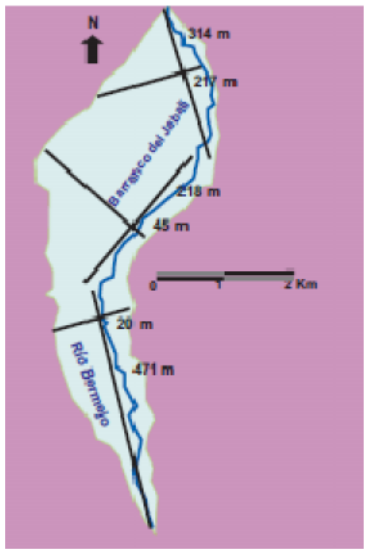
Afluente 19	*0,78*	*Basculamiento al O*
Afluente 21	*0,57*	*Basculamiento al NE*
Barranco Mincho	*0,30*	*Basculamiento al SO*

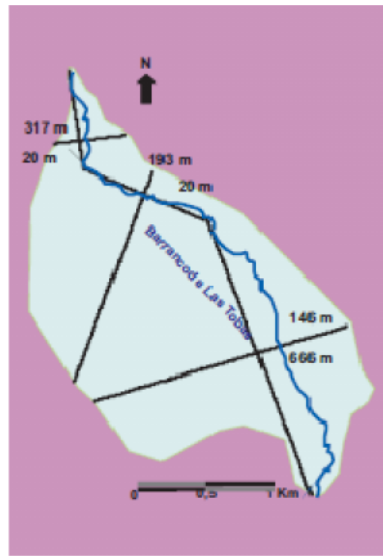


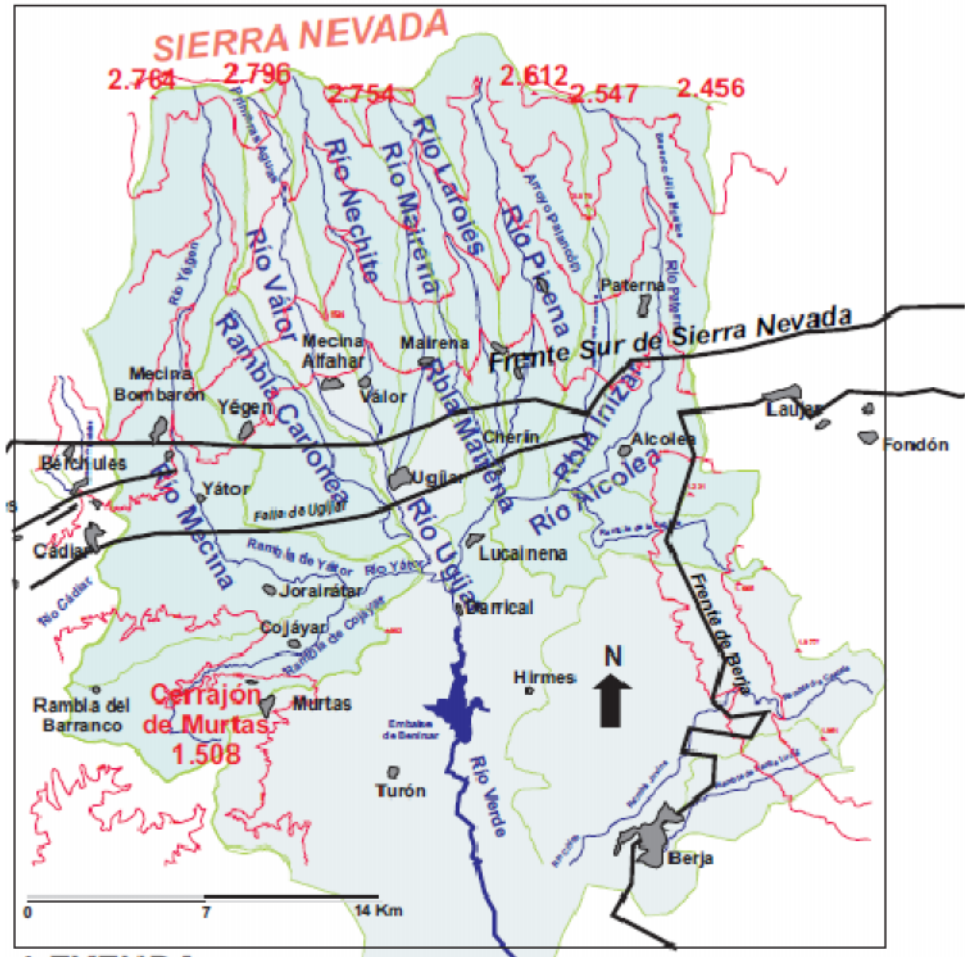


Margen izquierda de la Cuenca del Guadalfeo

Barranco de la Negra	*0,62*	*Basculamiento al NE*
Barranco de los Castillejos	*0,68*	*Basculamiento al E*


N
314 m
217 m
Barranco del Jebalí
218 m
45 m
0
1
2 Km
20 m
471 m
Río Barranjo


N
317 m
20 m
193 m
20 m
Barranco de Las Todas
146 m
666 m
0
0.5
1 Km

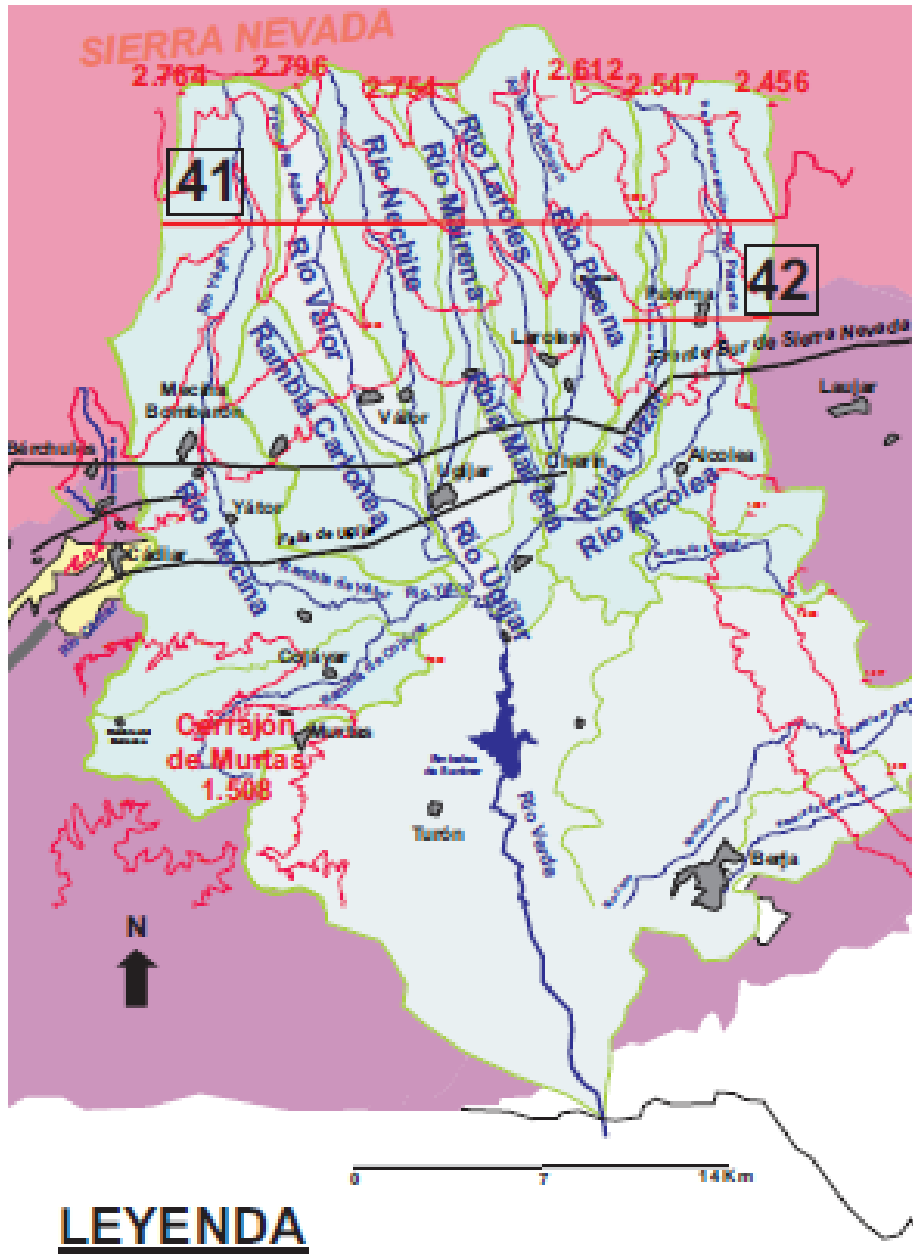


LEYENDA

- Ríos
- Divisorias
- Curvas de nivel
- Poblaciones
- Cuencas

Frentes montañosos asociados a fallas activas

Frentes montañosos no asociados a fallas activas



LEYENDA

C. ALPUJÁRRIDE

Cuaternario

C. NEVADO-FILÁBRIDE

Limos (Mioceno)

Frentes montañosos asociados a fallas activas

Fallas activas

Ríos

Divisorias

Perfiles

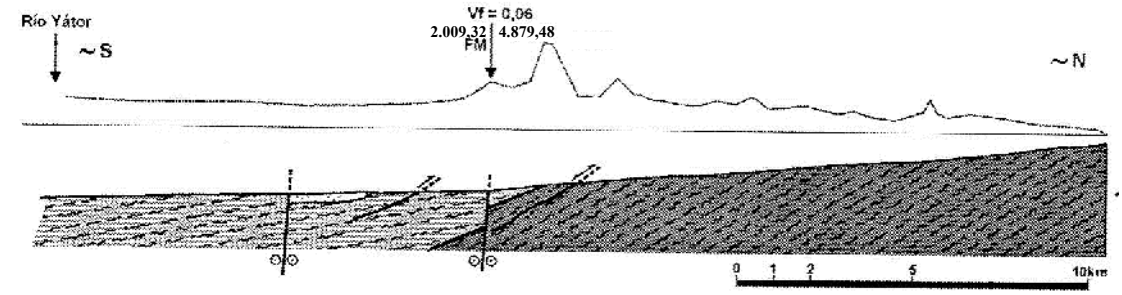
Cuencas

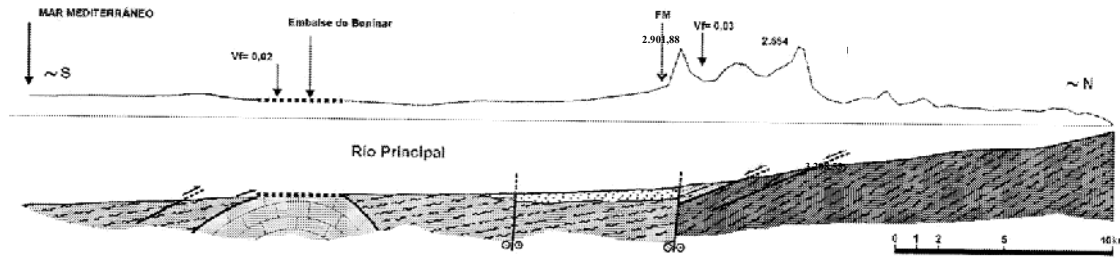
Poblaciones

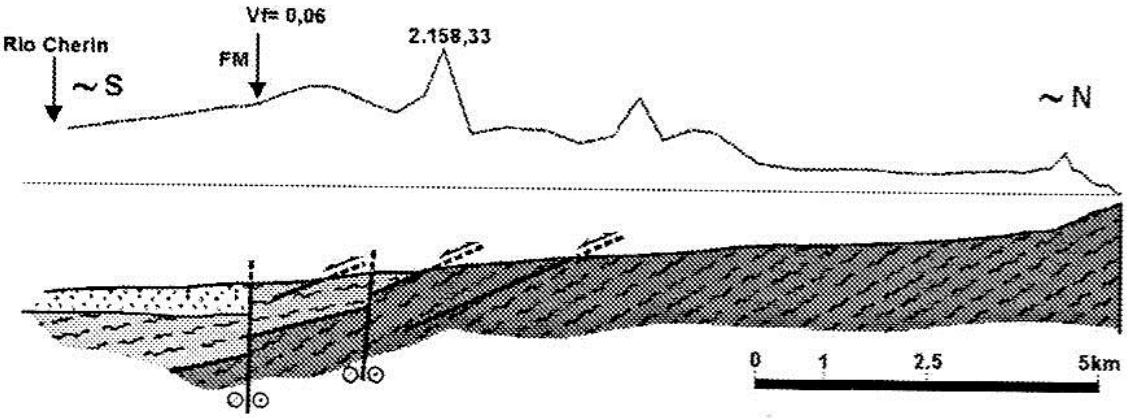
5.2.1.4.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (Sl) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que atraviesan los tramos de Ugíjar norte y sur

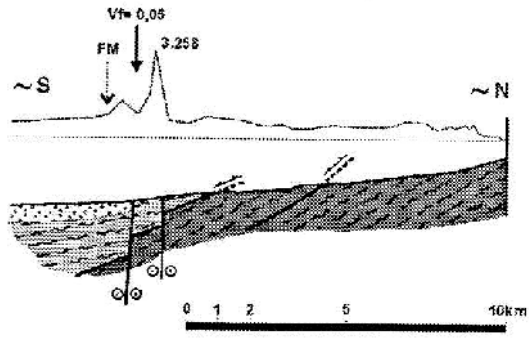
El río Mecina se inicia con una dirección predominantemente N-S; atraviesa el FMAFA entre la cota 936 donde tiene un valor de 2009,32 *(SL/K=40)*. En la cota 1.250, a algo menos de dos kilómetros, aguas arriba del frente, se presenta un SL=4.879,48 *(SL/K=98)*, y en la cota 1.450 un valor de SL=4.417,74 *(SL/K=88)*, a 5 kilómetros, aguas arriba del frente (Fig. 165), esta última elevación del índice es debida a la existencia de intercalaciones cuarcíticas, mientras que las dos anteriores están relacionadas con el frente montañoso. Este cauce cambia de nombre en la cota 720, cuando se le une la rambla de Yátor, coincidiendo con una de las fallas del sur del corredor de las Alpujarras, que no forman un verdadero frente, pero que controlan parte del relieve y de la dirección de los ríos (Carvajal y Sanz de Galdeano, 2008), como es el caso del río Yátor que cambia su dirección a E-O, a 1.500 metros, aguas abajo de este lugar.

El río principal de la cuenca de Adra recibe varias denominaciones desde su cabecera a su desembocadura: Primeras Aguas (desde los casi 2.700 metros de su nacimiento hasta la cota 2.473), río Válor (desde esa cota hasta la cota 496); cuando le desemboca el río Ugíjar como tributario, ya toma ese nombre; más abajo, (en la cota 421), cambia nuevamente y se denomina río Lucainena, tras tributarle la rambla del mismo nombre. Al pasar el embalse de Benínar (cota 362) toma la denominación de río Verde, y cuando le desemboca la rambla del Costalillo su nombre pasa a ser río Grande (cota 152). Por último, se llama río Adra en la cota 81, cuando le desemboca el río Chico. Su SL más elevado es de 4.265,74 *(SL/K=85)*, en la cota 1.050, le sigue otro de 3.208,53 *(SL/K=64),* en la cota 1.350, que pueden ser debidos a la existencia de las intercalaciones cuarcíticas que hay en el Nevado-Filábride (Carvajal y Sanz de Galdeano, 2008); un tercer índice, también elevado, es el de la cota 900 con un valor de 2.901,88 *(SL/K=58)*, a 1 kilómetro, aguas arriba, del frente. Este último sí está relacionado con el FMAFA (Fig. 165).


Río Yátor
~S
Vf = 0,06
2.009,32
4.879,48
FM
~N
0 1 2 5 10km


MAR MEDITERRÁNEO
~S
Embalse de Benínar
Vf= 0,02
FM
2.901,88
Vf= 0,03
2.554
~N
Río Principal
0 1 2 5 10km


Río Cherin
~S
Vf= 0,06
FM
2.158,33
~N
0 1 2,5 5km


Vf= 0,05
FM
3.258
~S
~N
0 1 2 5 10km

Neógeno y Cuaternario
Mármoles
Filitas y esquistos
Alpujárride
Esquistos y cuarcitas
Nevado-Filábride

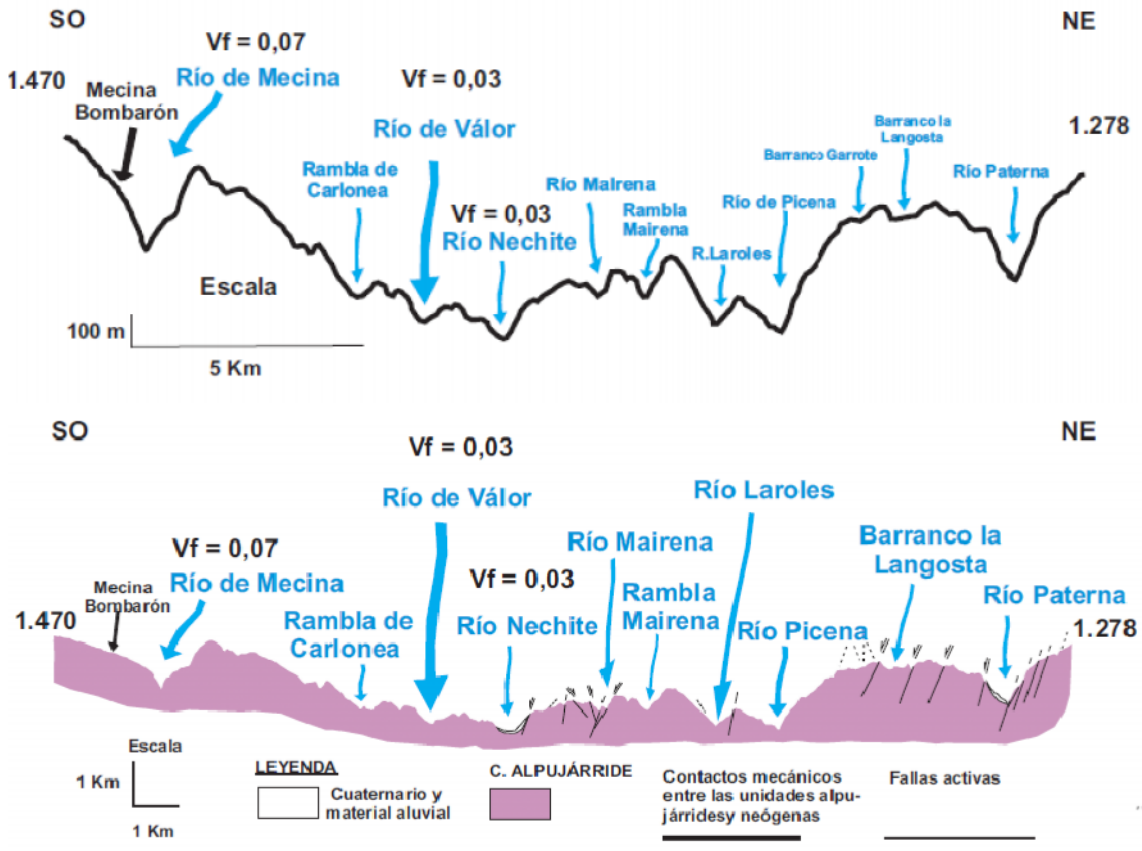
A casi 8 kilómetros, aguas arriba del FMAFA, se encuentra un índice del gradiente de 3.338,29 *(SL/K=67)* correspondiente al río Nechite; un valor bastante alto poco antes de llegar a la desembocadura con el río Válor, una vez atravesado el frente. Su dirección predominante es N-S, pero al cruzar el FMAFA cambia su dirección hacia el oeste. En este cauce, también se producen elevaciones importantes del SL debidas a los cambios litológicos indicados anteriormente, por ejemplo en la cota 1.300 se produce un salto que nos da un SL de 12.828,70 *(SL/K=257)*.

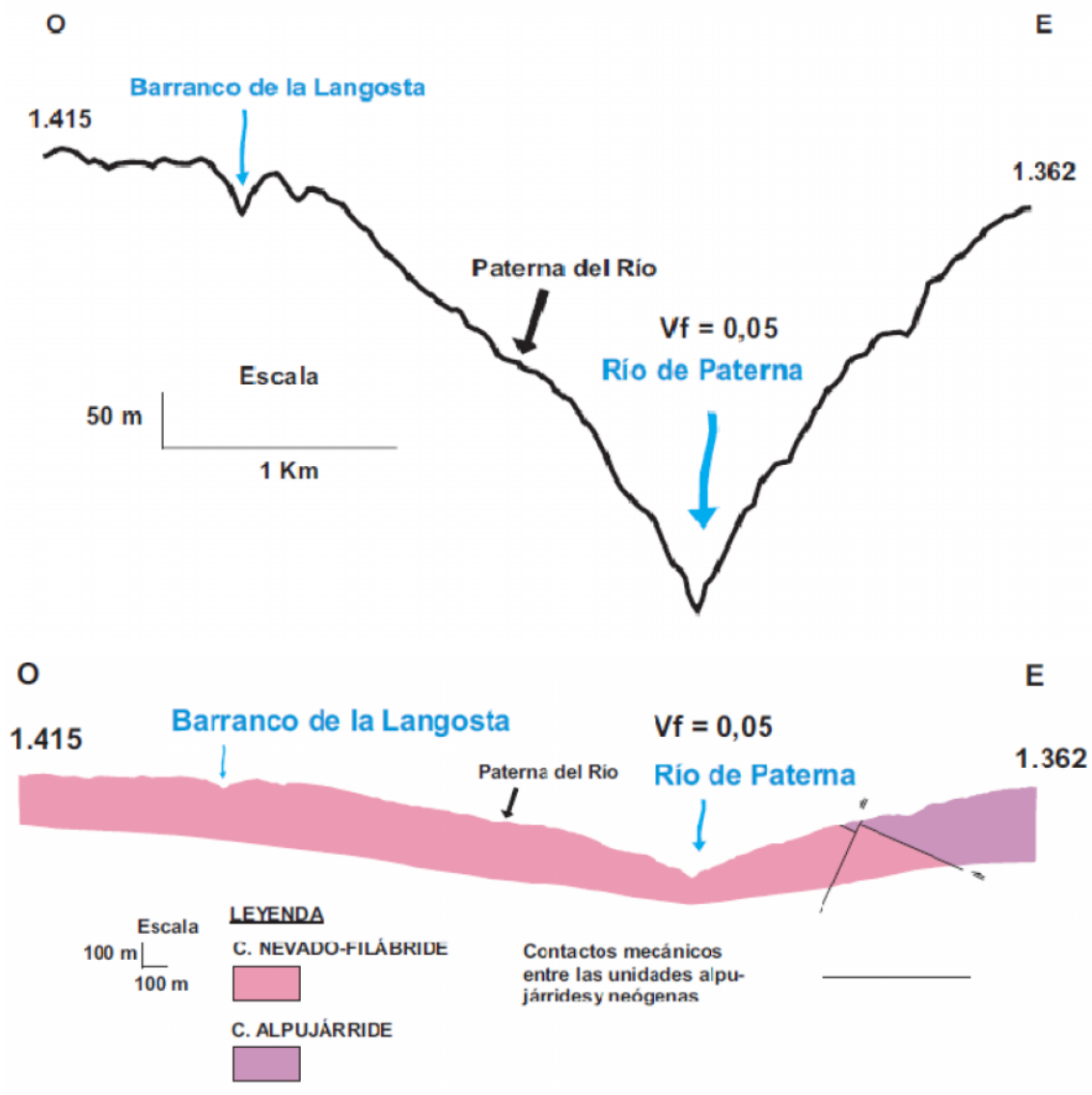
El río de Laroles corta al FMAFA en la cota 627, y a 2.200 metros, aguas arriba, del frente el valor del SL es de 2.492,24 *(SL/K=50)*, y en la cota 900 tiene un valor SL de 5.153,87 *(SL/K=103)*. Este río va cambiando de nombre conforme baja hacia su desembocadura, pasando a denominarse río Cherín (desde la cota 580 hasta la cota 492), y río Lucainena.

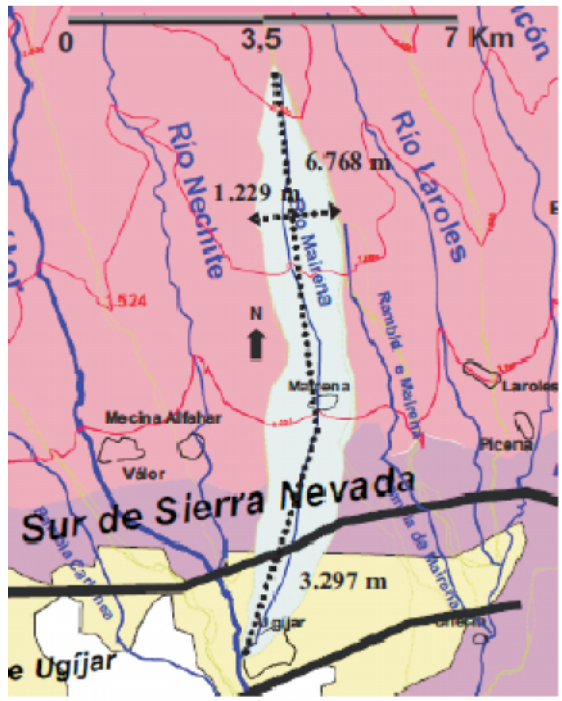
El río de Picena tiene un SL de 2.158,33 *(SL/K=43)*, sobre la cota 800, y a 2,5 kilómetros, aguas arriba del FMAFA (Fig. 165).

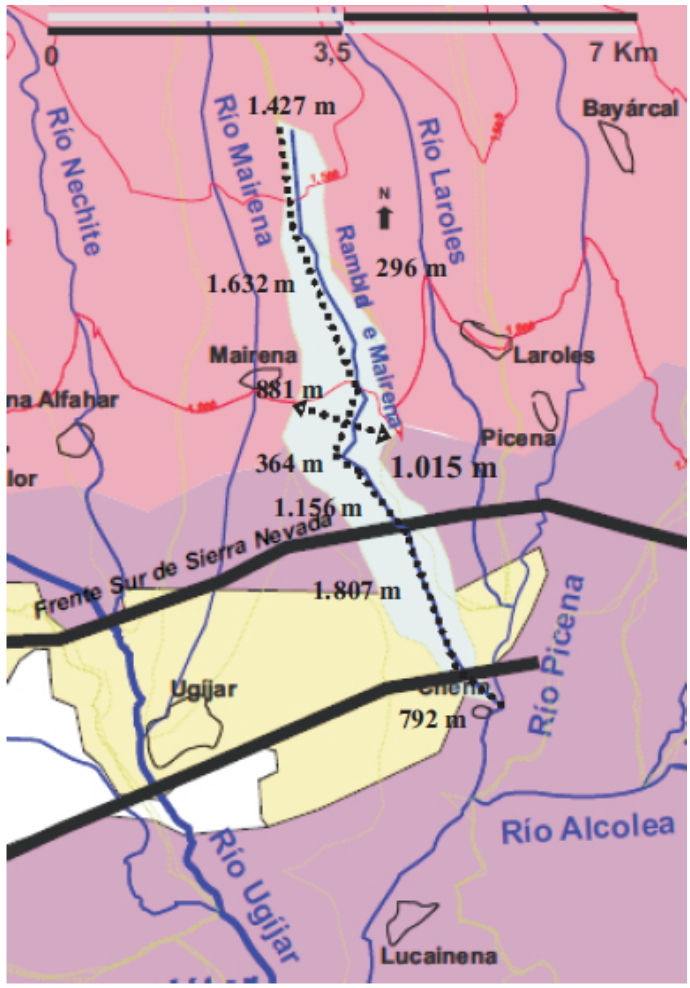
La rambla de Inízar corta al FMAFA, aproximadamente, en la cota 736, y a algo más de un kilómetro y medio, aguas arriba del mismo se obtiene un SL cuyo valor es de 2.425,33 *(SL/K=49)*, y coincide con un contacto mecánico transversal al frente. Este cauce tiene una dirección N-S, pero también desvía su curso hacia el SO cuando atraviesa el frente, siguiendo una dirección más o menos paralela a la falla del sur del corredor de las Alpujarras, que en esta zona tiende a acercarse al frente montañoso de Sierra Nevada, y a hacer más estrecho el corredor. Desemboca en el río de Alcolea.

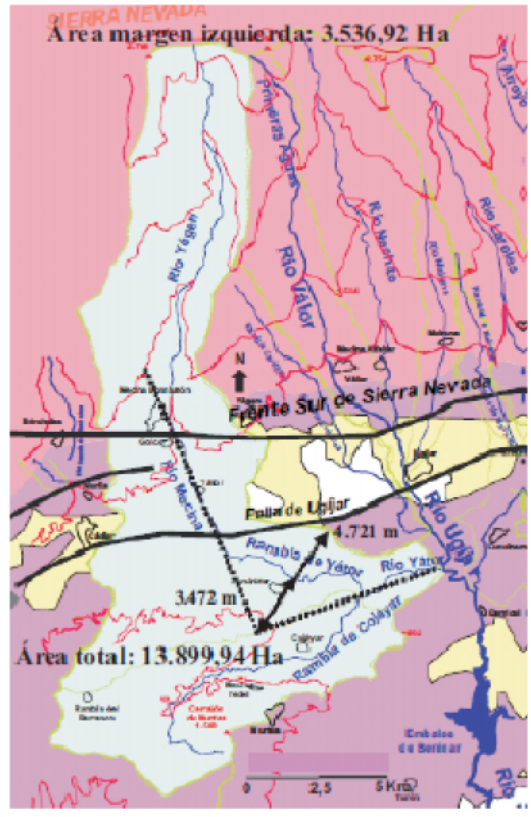
El río de Alcolea tiene un cauce que representa muy bien las características de esta zona, pues desvía su curso, tras mantener una dirección N-S, hacia el oeste, y una vez atravesada la falla del sur del corredor, hasta desembocar en el río Laroles-Cherín-Lucainena. Atraviesa el FMAFA en la cota 746, y presenta un SL=3.258,33 (*SL/K=65)*, a 2 kilómetros, aguas arriba, del frente montañoso (Fig. 165).

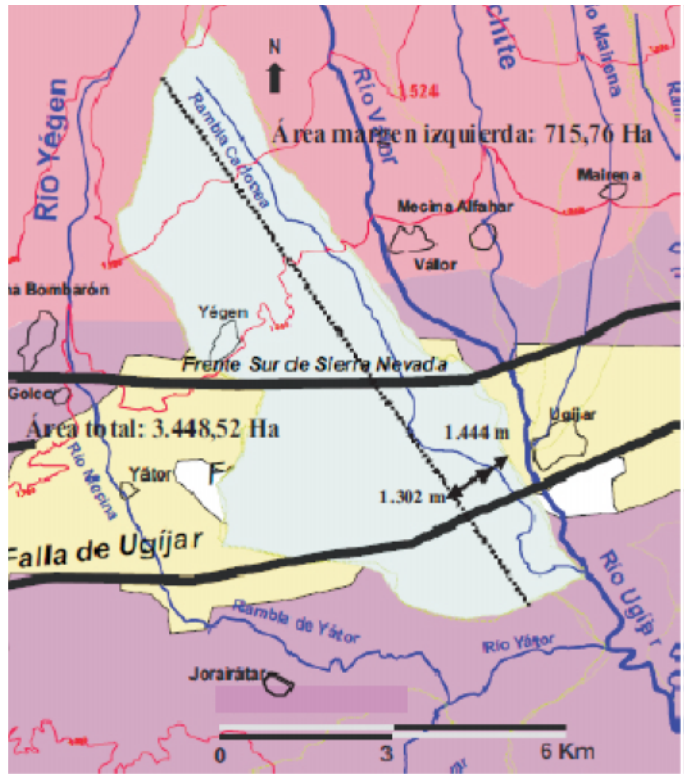

SO
NE
Vf = 0,07
1.470
Mecina
Bombarón
Río de Mecina
Vf = 0,03
Río de Válor
Barranco la
Langosta
1.278
Barranco Garrote
Río Paterna
Rambla de
Carlonea
Río Mairena
Vf = 0,03
Río Nechite
Rambla
Mairena
Río de Picena
R.Laroles
Escala
100 m
5 Km
SO
NE
Vf = 0,03
Río de Válor
Río Laroles
Río Mairena
Barranco la
Langosta
Vf = 0,07
Río de Mecina
Vf = 0,03
Río Nechite
Rambla
Mairena
Río Paterna
Mecina
Bombarón
1.470
Rambla de
Carlonea
Río Picena
1.278
Escala
1 Km
1 Km
LEYENDA
Cuaternario y
material aluvial
C. ALPUJÁRRIDE
Contactos mecánicos
entre las unidades alpu-
járridesy neógenas
Fallas activas

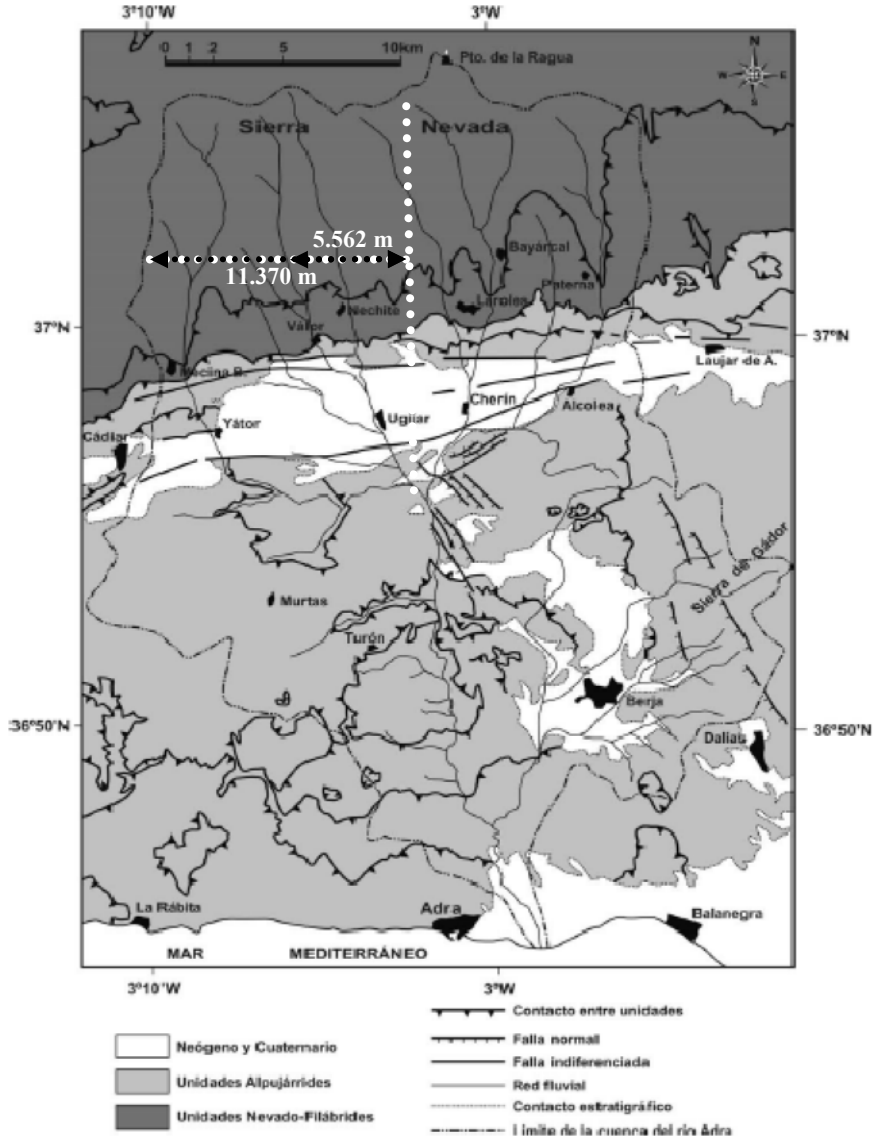

O
E
Barranco de la Langosta
1.415
1.362
Paterna del Río
Vf = 0,05
Río de Paterna
Escala
50 m
1 Km
O
E
1.415
Barranco de la Langosta
Vf = 0,05
1.362
Paterna del Rio
Río de Paterna
Escala
100 m
100 m
LEYENDA
C. NEVADO-FILÁBRIDE
C. ALPUJÁRRIDE
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y neógenas

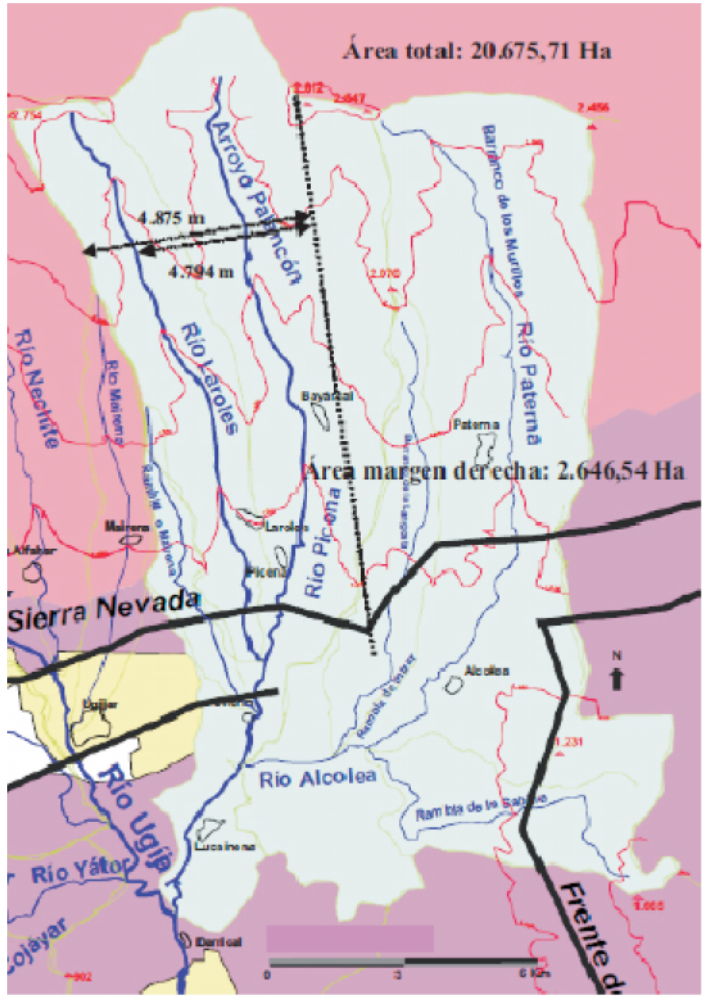

0
3,5
7 Km
6.768 m
1.229 m
Río Nechite
Río Laroles
Río Maitena
N
Mecina Alfahar
Válor
Sur de Sierra Nevada
3.297 m
Ugíjar
e Ugíjar

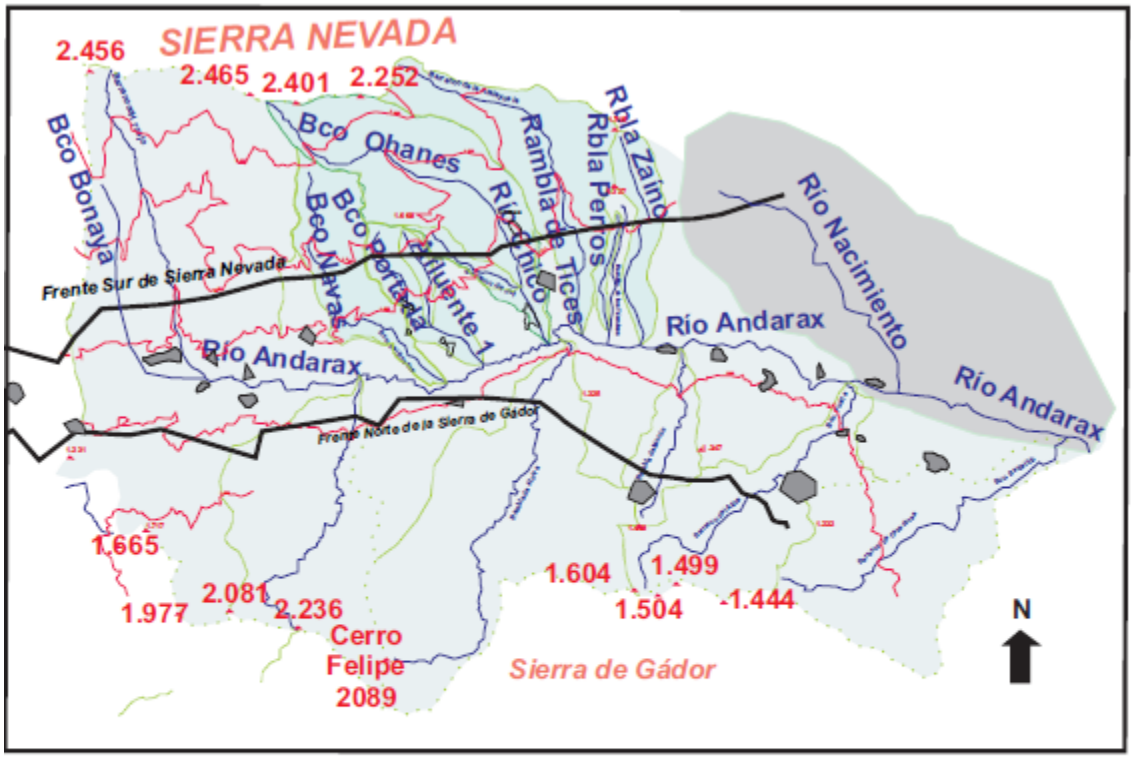

0
3,5
7 Km
1.427 m
Río Nechite
Río Mairena
Río Laroles
Bayárcal
N
Rambla Mairena
296 m
1.632 m
Mairena
Laroles
881 m
Picena
364 m
1.015 m
1.156 m
Frente Sur de Sierra Nevada
1.807 m
Río Picena
Ugíjar
792 m
Río Alcolea
Río Ugíjar
Lucainena


SIERRA NEVADA
Área margen izquierda: 3.536,92 Ha
Primera Agua
Río Valor
Río Yátor
Río Mecina
Río Lanjarón
Río Mecina
N
Frente Sur de Sierra Nevada
Falla de Ugíjar
4.721 m
3.472 m
Río Yátor
Río Yátor
Río Ugíjar
Área total: 13.899,94 Ha
0
2,5
5 Kms


N
Río Yégen
Rambla Cadorena
Río Varor
1.524
Área margen izquierda: 715,76 Ha
Malrena
Mecina Alfahar
Válor
Yégen
Frente Sur de Sierra Nevada
Golco
Área total: 3.448,52 Ha
1.444 m
Ugíjar
Río Mecina
Yátor
1.302 m
Falla de Ugíjar
Río Ugíjar
Rambla de Yátor
Río Yátor
Jorairátar
0
3
6 Km


3°10'W
3°W
0 1 2 5 10km
Pto. de la Ragua
N
Sierra
Nevada
5.562 m
11.370 m
Bayarcal
Pinterna
Laroles
Nechite
Válor
37°N
Lanjar de A.
Yátor
Ugíjar
Cherin
Alcolea
Cádiar
Murtas
Turón
Sierra de Gádor
Berja
Dalías
36°50'N
La Rábita
Adra
Balanegra
MAR
MEDITEIRRÁNEO
Neógeno y Cuaternario
Unidades Alpujárrides
Unidades Nevado-Filábrides
Contacto entre unidades
Falla normal
Falla indiferenciada
Red fluvial
Contacto estratigráfico
Límite de la cuenca del río Adra


Área total: 20.675,71 Ha
4.875 m
4.794 m
Arroyo Palancón
Río Laroles
Río Nechite
Río Maitena
Río Picena
Barranco de los Murillos
Río Paterna
Bayárcal
Paterna
Área margen derecha: 2.646,54 Ha
Laroles
Picena
Alcolea
Sierra Nevada
Río Alcolea
Río Ugíjar
Río Yátor
Ugíjar
Barrial
Frente d
N

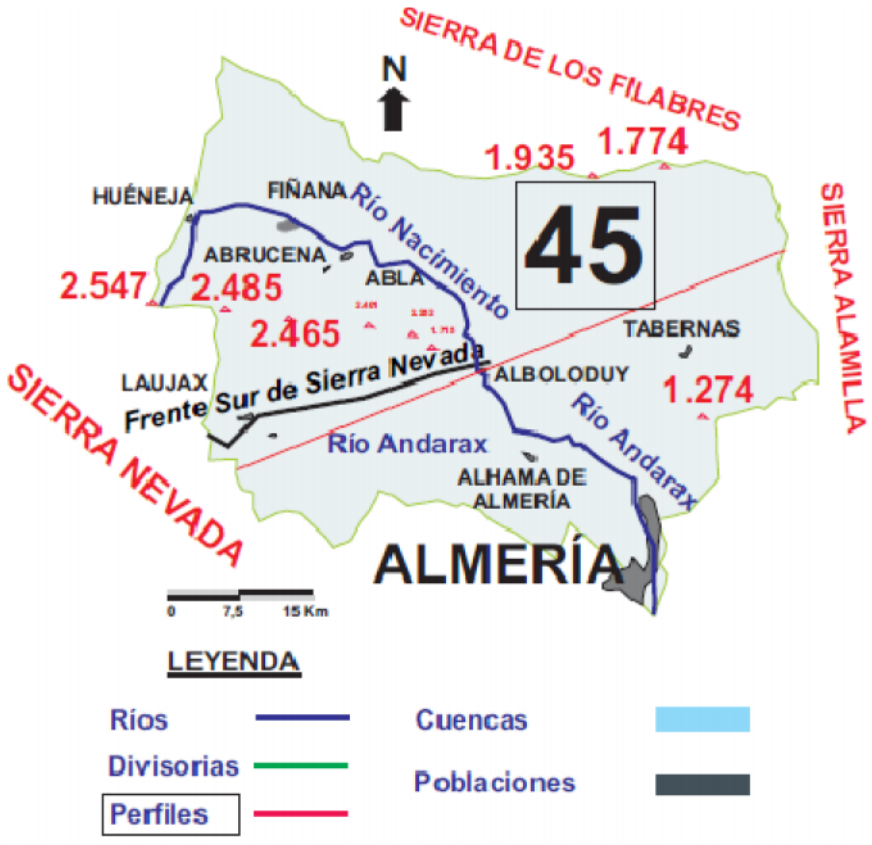


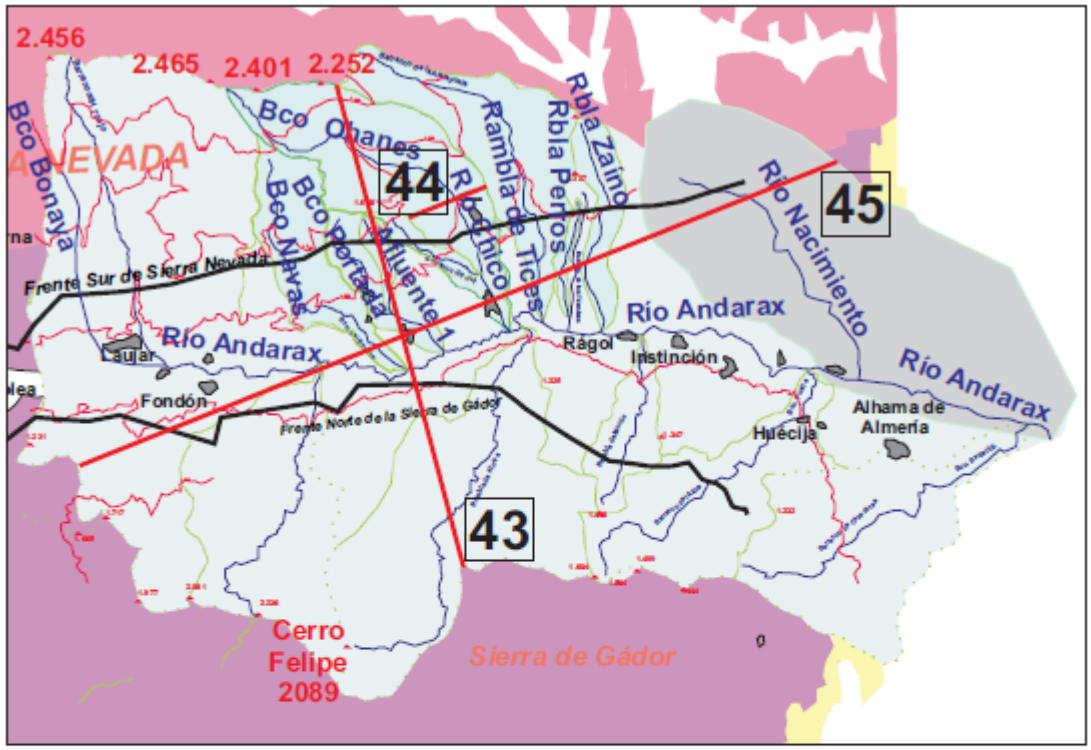
0 7 14 Km

Frentes montañosos asociados a fallas activas

LEYENDA

- Ríos
- Divisorias
- Curvas de nivel
- Cuencas
- Poblaciones


SIERRA DE LOS FILABRES
N
1.935
1.774
HUÉNEJA
FIÑANA
Río Nacimiento
45
SIERRA ALAMILLA
ABRUCENA
2.547
2.485
ABLA
2.465
TABERNAS
LAUJAX
Frente Sur de Sierra Nevada
ALBOLODUY
1.274
SIERRA NEVADA
Río Andarax
Río Andarax
ALHAMA DE ALMERÍA
ALMERÍA
0
7,5
15 Km
LEYENDA
Ríos
Divisorias
Perfiles
Cuencas
Poblaciones



ESCALA GRÁFICA: 0 7 14 Km

LEYENDA

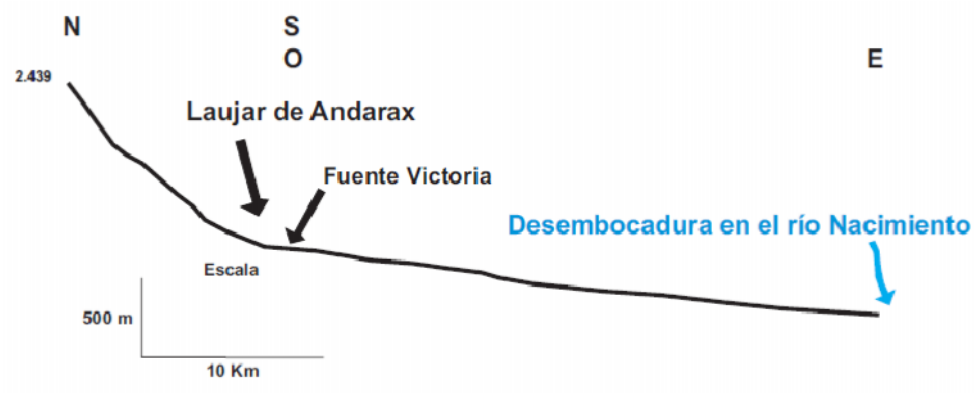
- Cuaternario
- Limos (Mioceno)
- C. ALPUJÁRRIDE
- C. NEVADO-FILÁBRIDE
- Frentes montañosos asociados a fallas activas
- Fallas activas
- Ríos
- Divisorias
- Perfiles
- Cuencas
- Poblaciones

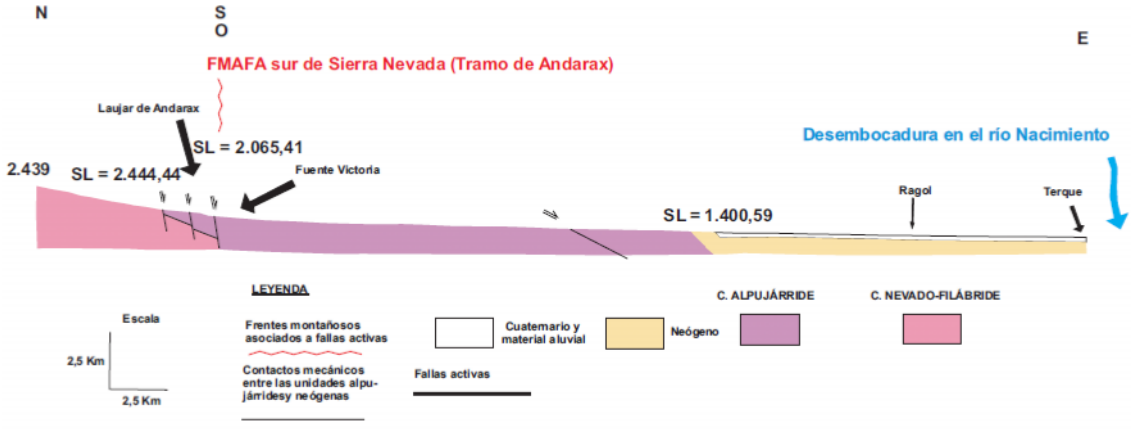
5.2.1.5.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (Sl) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que atraviesan el tramo de Andarax

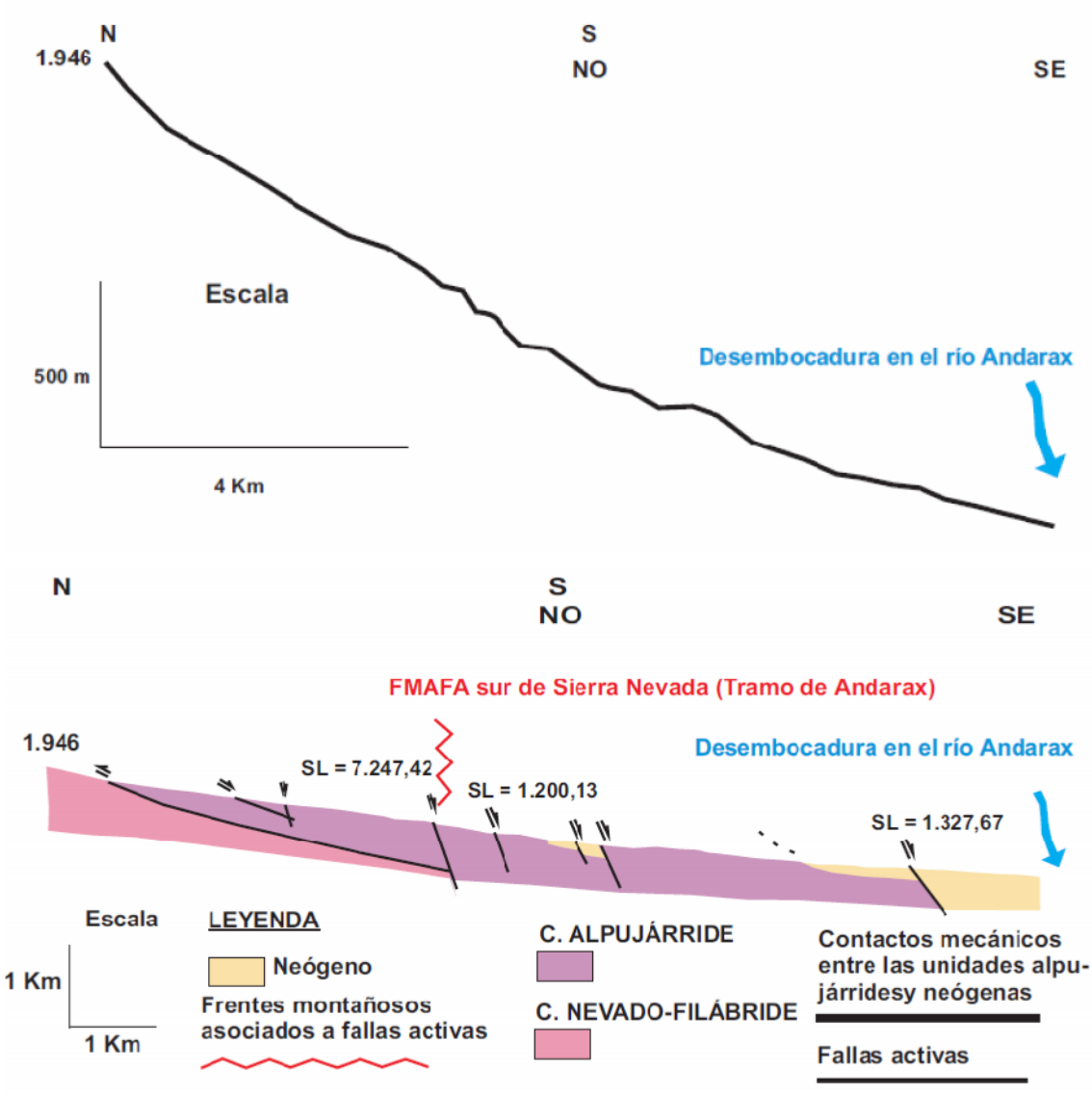
El barranco de los Mil hombres de Bonaya presenta un SL de 4.031,68 (*SL/K=81)*, a menos de 1 kilómetro, aguas arriba, del FMAFA. Este valor se obtiene al NO de Laujar de Andarax; una vez que el cauce atraviesa el frente montañoso gira hacia el este y bordea a esta localidad por el sur.

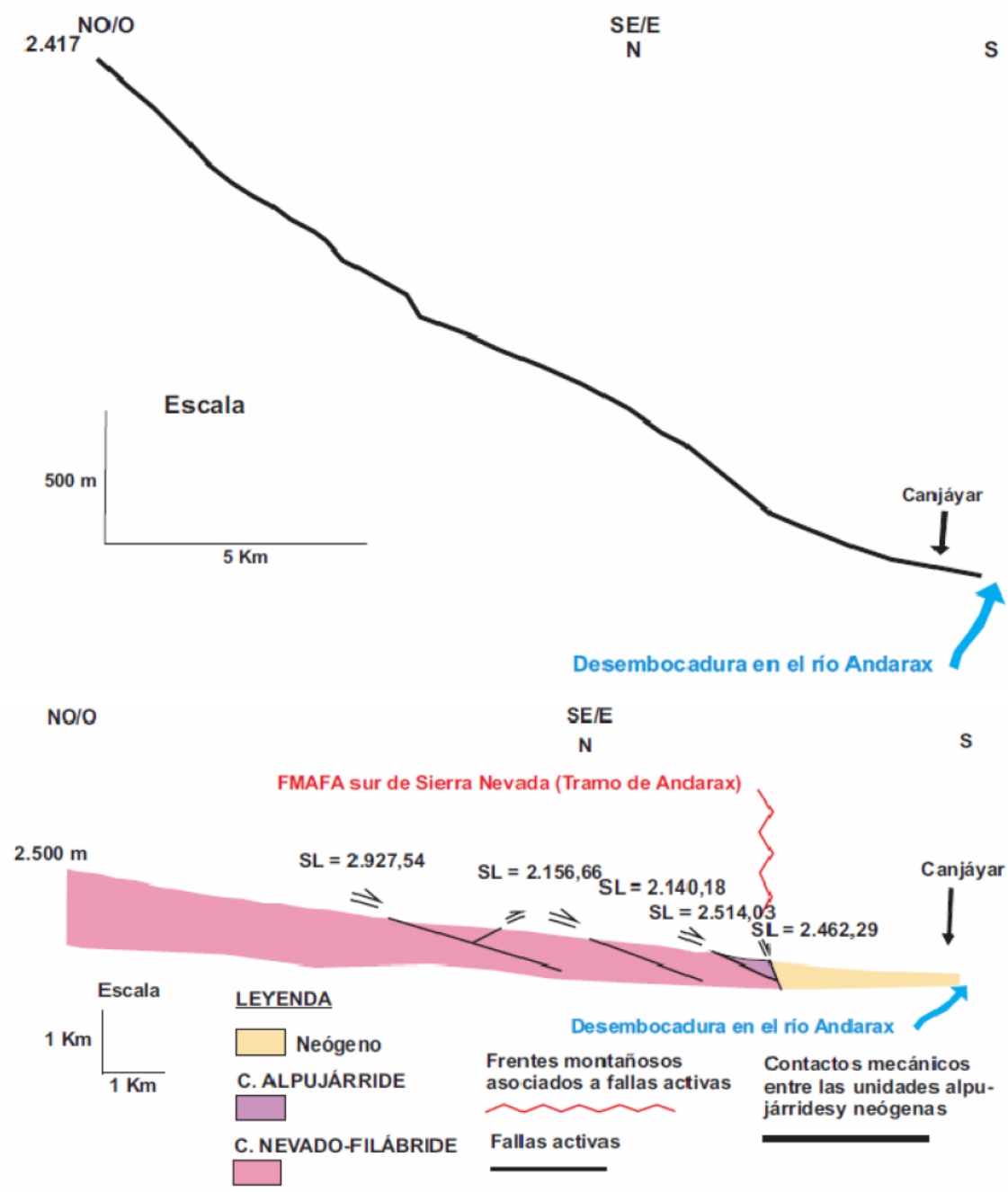
El río Andarax es el principal río del sector oriental del corredor de las Alpujarras, y que le da nombre a la cuenca. Tiene un recorrido de 43,5 kilómetros hasta desembocar en el río Nacimiento (el río Nacimiento es el río principal de todo el borde nororiental de Sierra Nevada, pues nace en cotas más altas que el río Andarax, aunque a partir de la desembocadura de éste toma el nombre de Andarax hasta desembocar en el Mar Mediterráneo, al este de la ciudad de Almería). Cruza el FMAFA en la cota 875, y a 5 kilómetros, aguas arriba, del frente presenta el mayor de sus índices (SL=2.444,44) (*SL/K=49)*, y a poco más de 3 kilómetros, también aguas arriba, se da un SL de 2.065,41 (*SL/K=41)*. Estos puntos vienen a coincidir con planos de falla paralelos y que podemos considerarlos pertenecientes al frente, y que aquí se describen con el término de Falla de Laujar (García Tortosa y Sanz de Galdeano, 2007), (Fig. 177). El cauce trae una dirección N-S, y a un kilómetro, aguas abajo, del FMAFA cambia la dirección a O-E. Por la cota 600 marca otro SL de valor 1.400,59 (*SL/K=28)* al pasar una garganta compuesta por calizas y dolomías al sur, y materiales de piedemonte al norte; a partir de aquí excava conglomerados grises, arenas y margas durante algunos kilómetros hasta desembocar en el río Nacimiento.

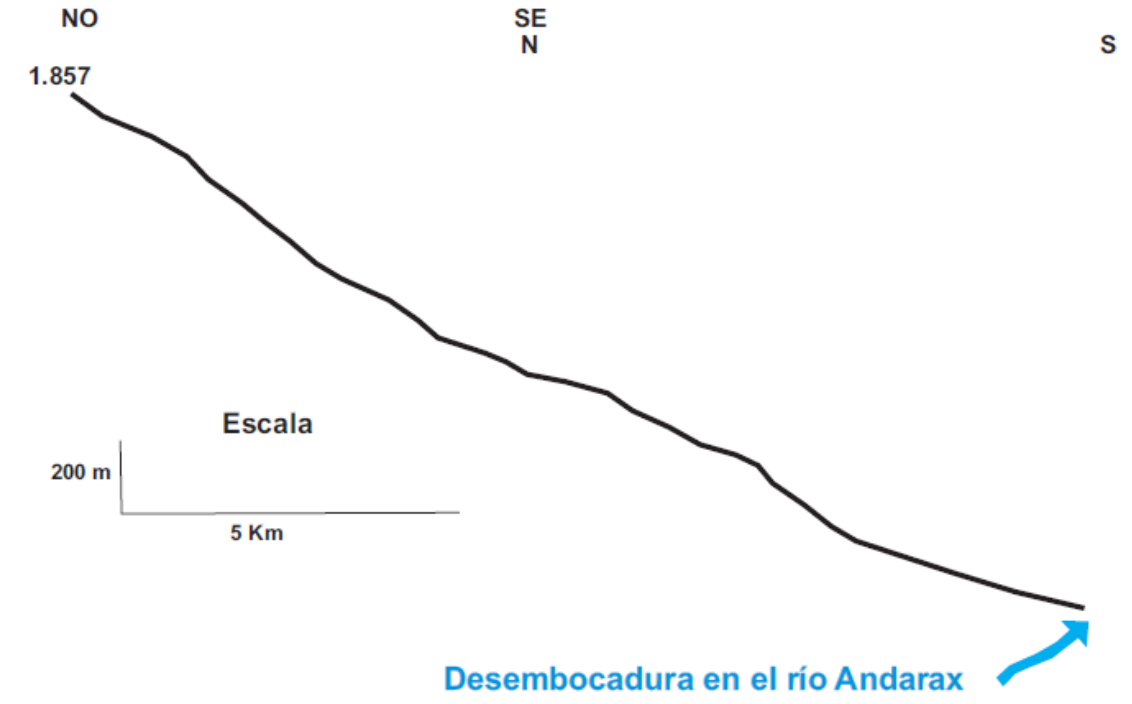
El barranco de las Navas tiene un SL de 7.247,42 (*SL/K=145)* en la cota 1.300, a 1 kilómetro, aguas arriba, del FMAFA. Es un punto singular en el perfil del gradiente, pues el resto de puntos no superan el valor de 1.400 (Fig. 178).

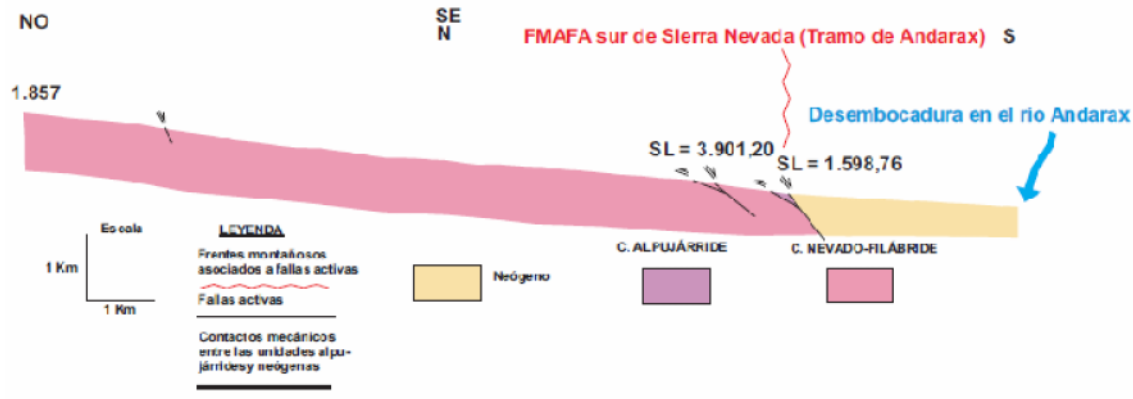

N
S
O
E
2.439
Laujar de Andarax
Fuente Victoria
Desembocadura en el río Nacimiento
Escala
500 m
10 Km

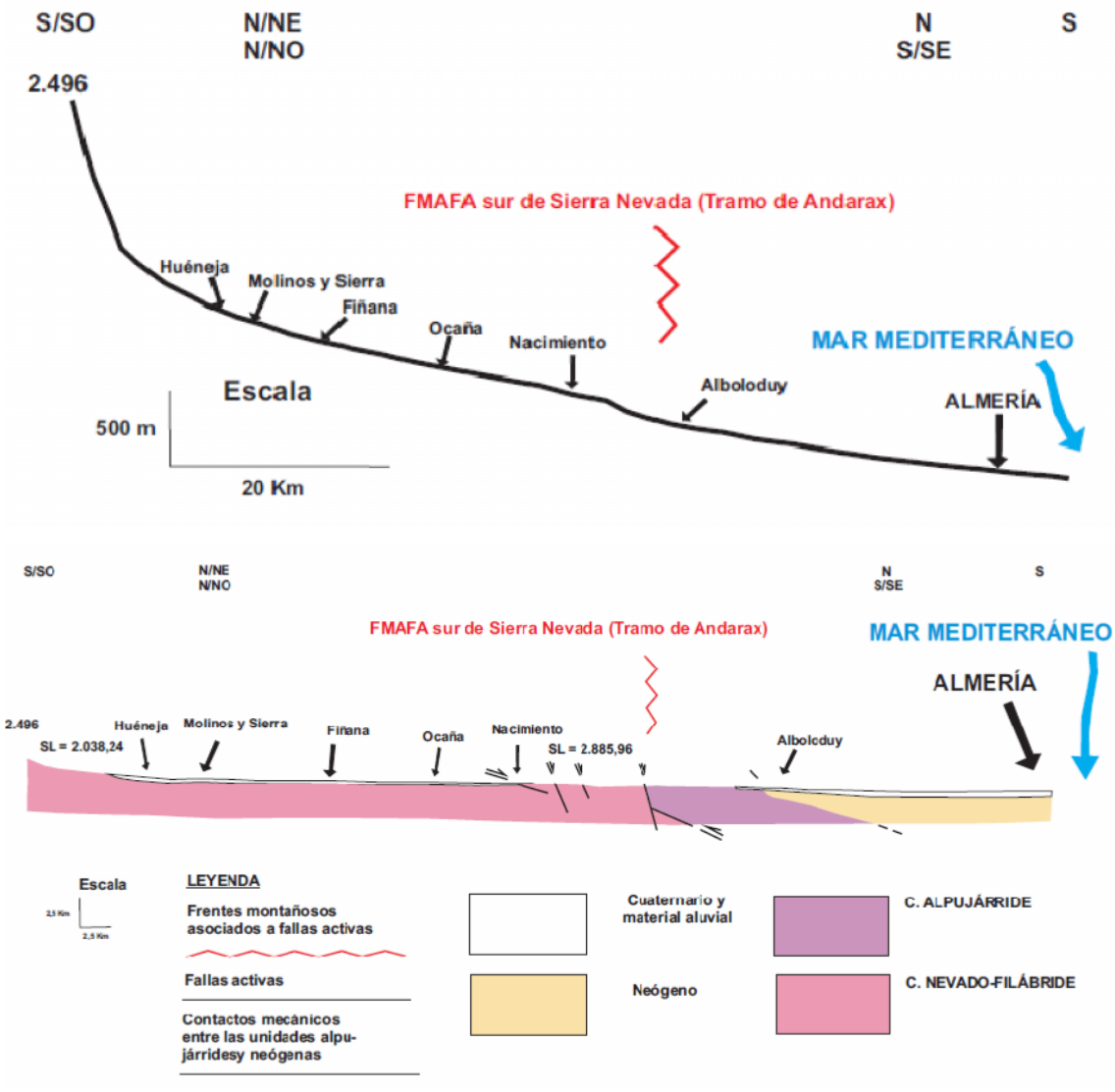

N
S
O
E
FMAFA sur de Sierra Nevada (Tramo de Andarax)
Laujar de Andarax
SL = 2.065,41
Desembocadura en el río Nacimiento
2.439
SL = 2.444,44
Fuente Victoria
Ragol
Terque
SL = 1.400,59
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Escala
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Cuatemario y material aluvial
Neógeno
2,5 Km
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas
Fallas activas
2,5 Km

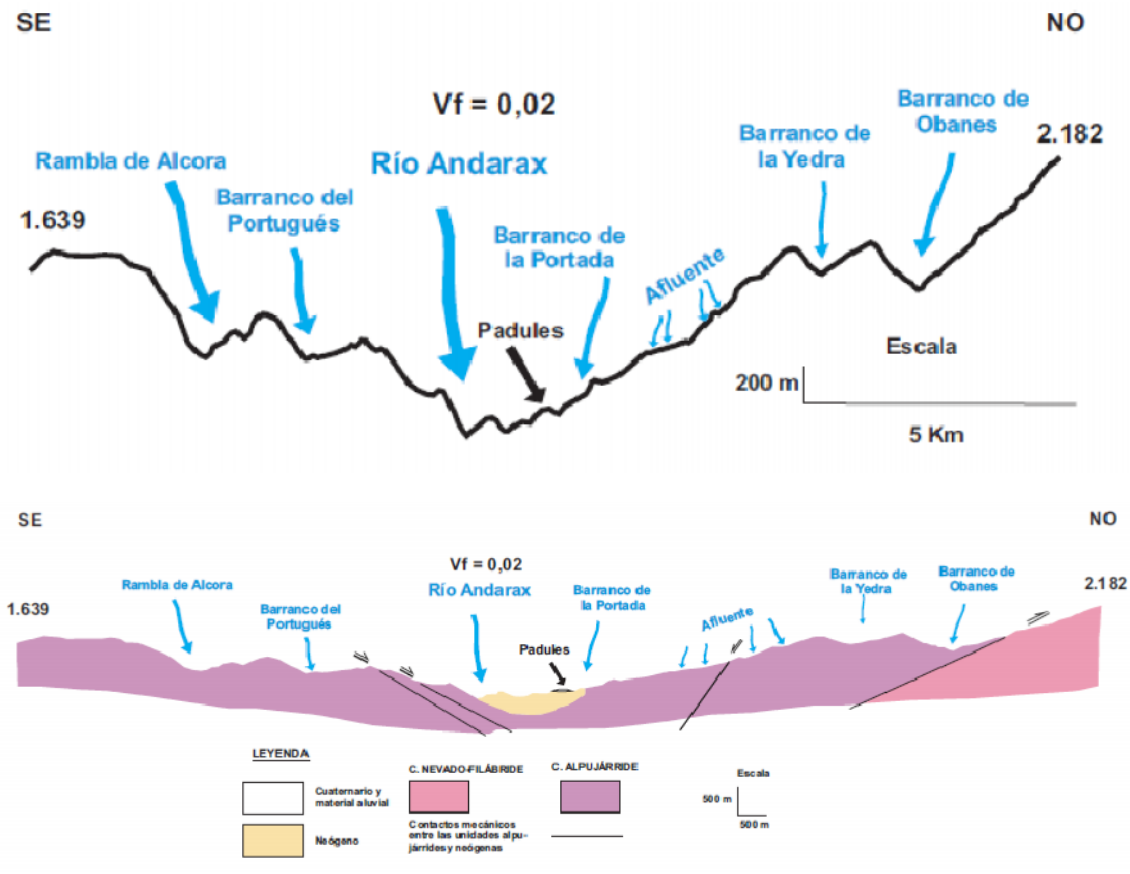

N
S
1.946
NO
SE
Escala
500 m
4 Km
Desembocadura en el río Andarax
N
S
NO
SE
FMAFA sur de Sierra Nevada (Tramo de Andarax)
1.946
Desembocadura en el río Andarax
SL = 7.247,42
SL = 1.200,13
SL = 1.327,67
Escala
1 Km
1 Km
LEYENDA
Neógeno
Frentes montañosos asociados a fallas activas
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas
Fallas activas

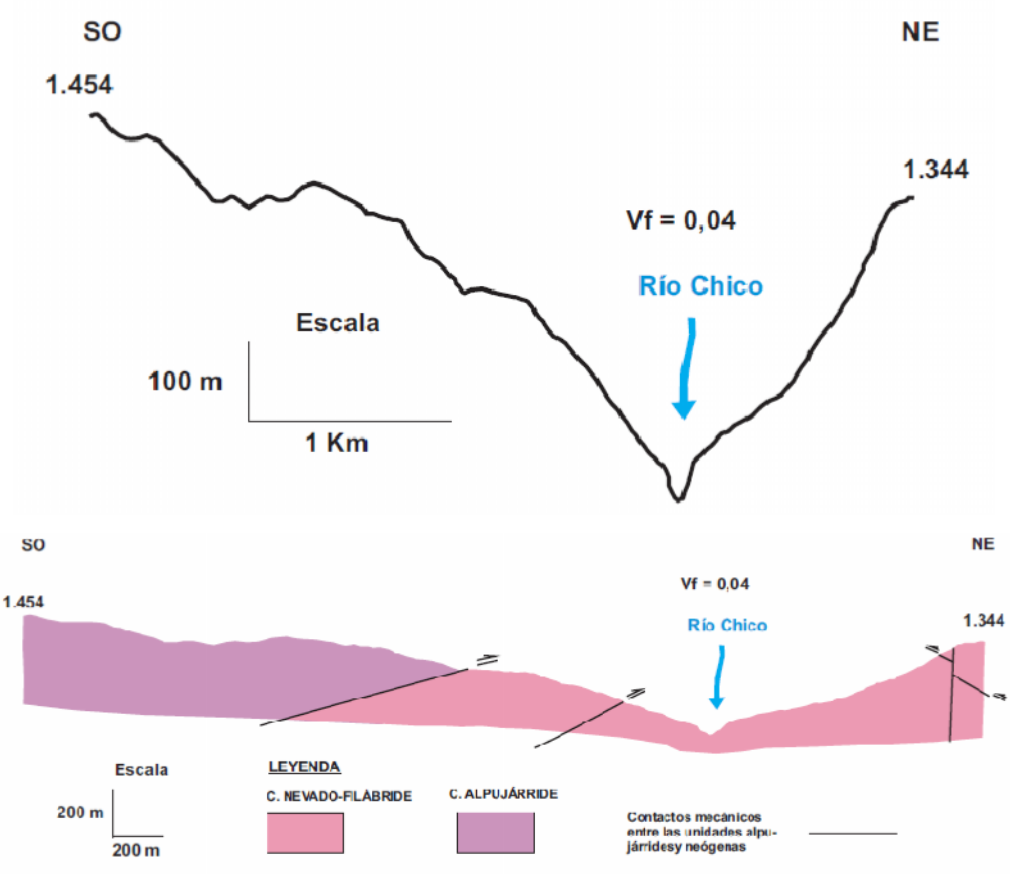

NO/O
2.417
SE/E
N
S
Escala
500 m
5 Km
Canjáyar
Desembocadura en el río Andarax
NO/O
SE/E
N
S
FMAFA sur de Sierra Nevada (Tramo de Andarax)
2.500 m
SL = 2.927,54
SL = 2.156,66
SL = 2.140,18
SL = 2.514,03
SL = 2.462,29
Canjáyar
Escala
1 Km
1 Km
LEYENDA
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Desembocadura en el río Andarax
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas

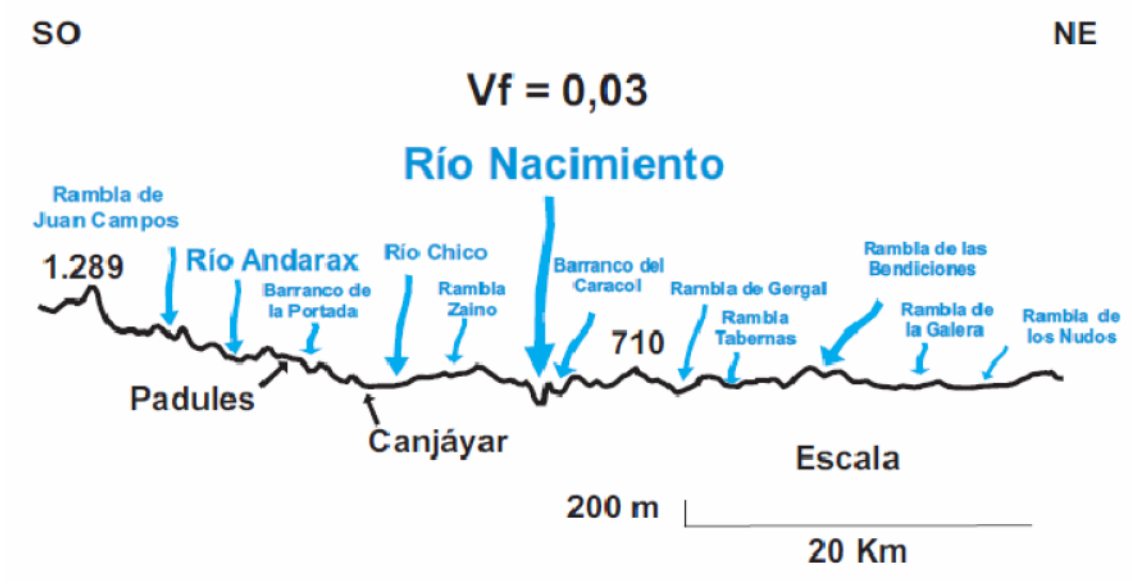

NO
SE
N
S
1.857
Escala
200 m
5 Km
Desembocadura en el río Andarax

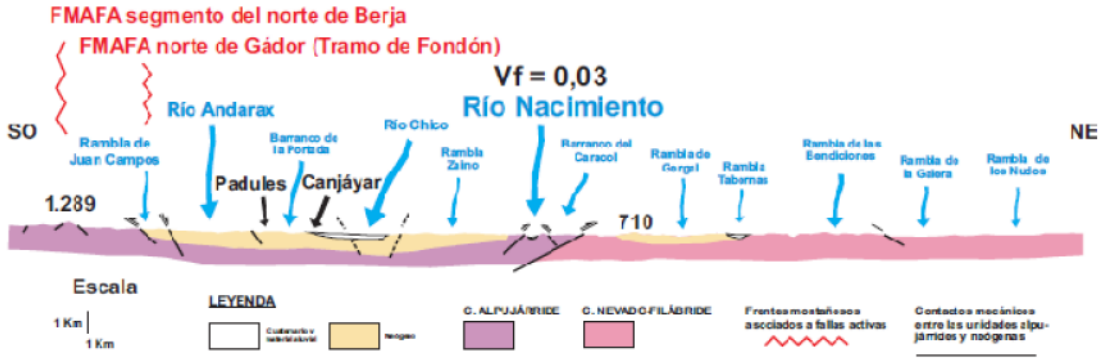

NO
SE
N
FMAFA sur de Sierra Nevada (Tramo de Andarax)
S
1.857
Desembocadura en el rio Andarax
SL = 3.901,20
SL = 1.598,76
Escala
1 Km
1 Km
LEYENDA
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y neógenas
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE

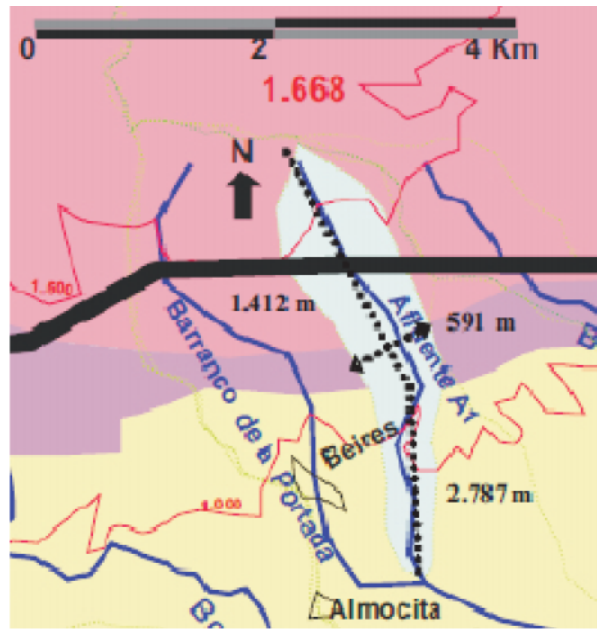

S/SO
N/NE
N/NO
N
S/SE
S
2.496
FMAFA sur de Sierra Nevada (Tramo de Andarax)
Huéneja
Molinos y Sierra
Fiñana
Ocaña
Nacimiento
Alboloduy
MAR MEDITERRÁNEO
ALMERÍA
Escala
500 m
20 Km
S/SO
N/NE
N/NO
N
S/SE
S
FMAFA sur de Sierra Nevada (Tramo de Andarax)
MAR MEDITERRÁNEO
ALMERÍA
2.496
Huéneja
Molinos y Sierra
Fiñana
Ocaña
Nacimiento
Alboloduy
SL = 2.038,24
SL = 2.885,96
Escala
LEYENDA
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas
Cuaternario y material aluvial
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE


SE
NO
Vf = 0,02
Río Andarax
Rambla de Alcora
Barranco del Portugués
Barranco de la Portada
Barranco de la Yedra
Barranco de Obanes
Afluente
Padules
1.639
2.182
Escala
200 m
5 Km
SE
NO
Vf = 0,02
Río Andarax
Rambla de Alcora
Barranco del Portugués
Barranco de la Portada
Barranco de la Yedra
Barranco de Obanes
Afluente
Padules
1.639
2.182
LEYENDA
Cuaternario y material aluvial
Neógeno
C. NEVADO-FILÁBRIDE
C. ALPUJÁRRIDE
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y neógenas
Escala
500 m
500 m

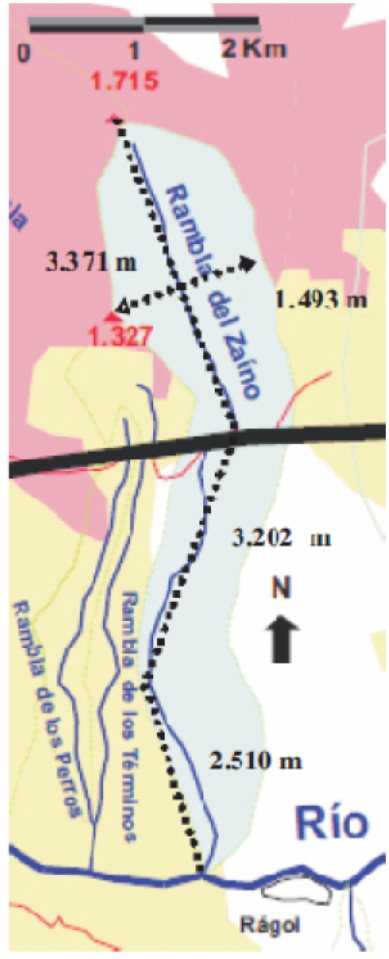

SO
NE
1.454
1.344
Vf = 0,04
Río Chico
Escala
100 m
1 Km
SO
NE
1.454
Vf = 0,04
Río Chico
1.344
Escala
200 m
200 m
LEYENDA
C. NEVADO-FILÁBRIDE
C. ALPUJÁRRIDE
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárridesy neógenas


SO
NE
Vf = 0,03
Río Nacimiento
Rambla de Juan Campos
1.289
Río Andarax
Barranco de la Portada
Río Chico
Rambla Zaino
Barranco del Caracol
710
Rambla de Gergal
Rambla Tabernas
Rambla de las Bendiciones
Rambla de la Galera
Rambla de los Nudos
Padules
Canjáyar
Escala
200 m
20 Km


FMAFA segmento del norte de Berja
FMAFA norte de Gádor (Tramo de Fondón)
Vf = 0,03
Río Nacimiento
SO
NE
Río Andarax
Rambla de Juan Campos
Barranco de la Portada
Río Chico
Rambla Zaino
Barranco del Caracol
Rambla de Gergal
Rambla Tabernas
Rambla de las Bendiciones
Rambla de la Galera
Rambla de los Nudos
Padules
Canjáyar
1.289
710
Escala
1 Km
1 Km
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y neógenas

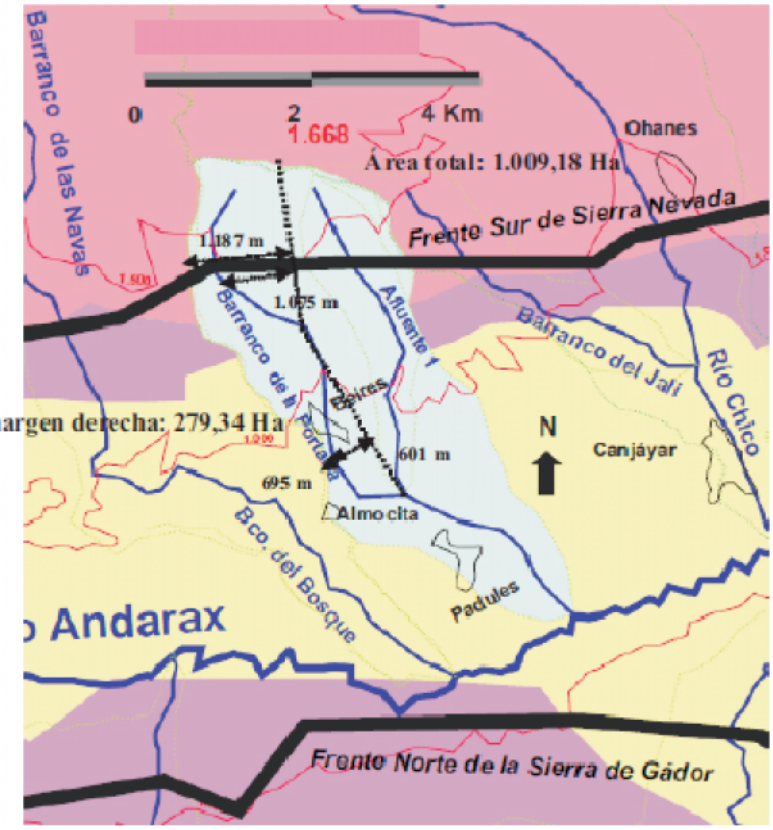

0
2
4 Km
1.668
N
1.412 m
591 m
Barranco de la Portada
Beires
Afluente A1
2.787 m
Almocita

0
2
4 Km
1.327
N
Rambla de los Perros
2.581 m
Rambla de los Términos
Rambla del Zaíno
Rambla de Tices
589 m
1.780 m
Río
Rágol

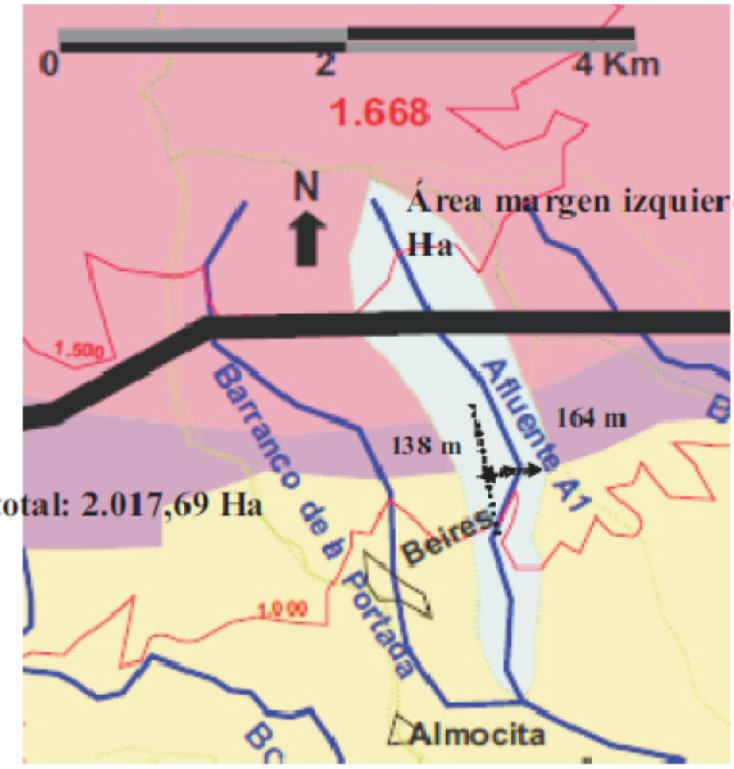

0
1
2 Km
1.715
Rambla del Zaíno
3.371 m
1.493 m
1.327
3.202 m
N
Rambla de los Perros
Rambla de los Términos
2.510 m
Río
Rágol

Rambla de Zaíno (Sl = 1.337,06) (Sl/K: 27)

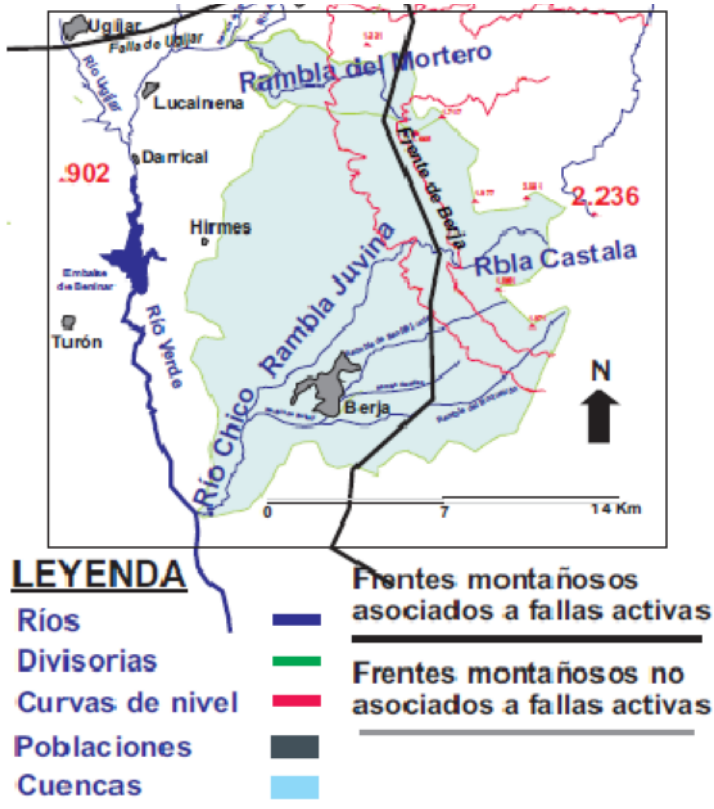
Paralela a la anterior se observa otra cuenca cuyo valor del Bs es de 6,08 (Fig. 187). También con una dirección N-S, este cauce desemboca en el río Andarax sobre los materiales neógenos del corredor de las Alpujarras.

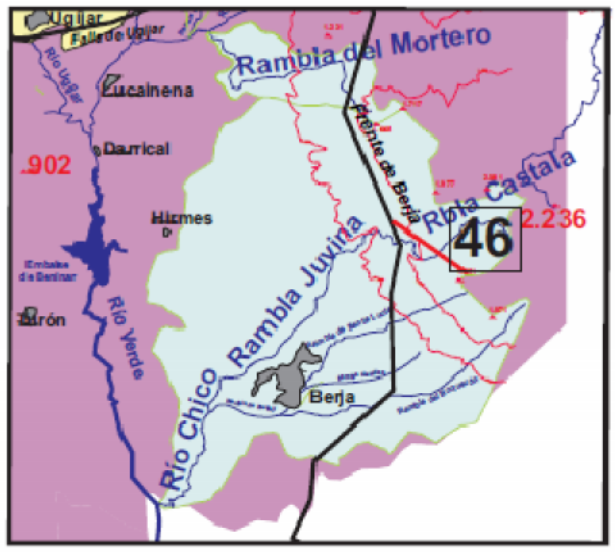


Área margen derecha: 279,34 Ha



Área total: 2.017,69 Ha


Ugíjar
Falla de Ugíjar
Río Ugíjar
Lucainena
Rambla del Mortero
Frente de Berja
Darrical
.902
2.236
Hirmes
Rbla Castala
Rambla Juvina
Río Chico
Río Verde
Turón
Berja
N
0
7
14 Km
LEYENDA
Ríos
Divisorias
Curvas de nivel
Poblaciones
Cuencas
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Frentes montañosos no asociados a fallas activas



LEYENDA

C. ALPUJÁRRIDE

Cuaternario

Limos (Mioceno)

Frentes montañosos asociados a fallas activas

Fallas activas

Ríos

Divisorias

Perfiles

Cuencas

Poblaciones

5.2.2.1.1. Cálculo del índice del gradiente de los perfiles longitudinales (Sl) de los cauces de los ríos que presentan mayor actividad y que cortan al tramo norte de Berja

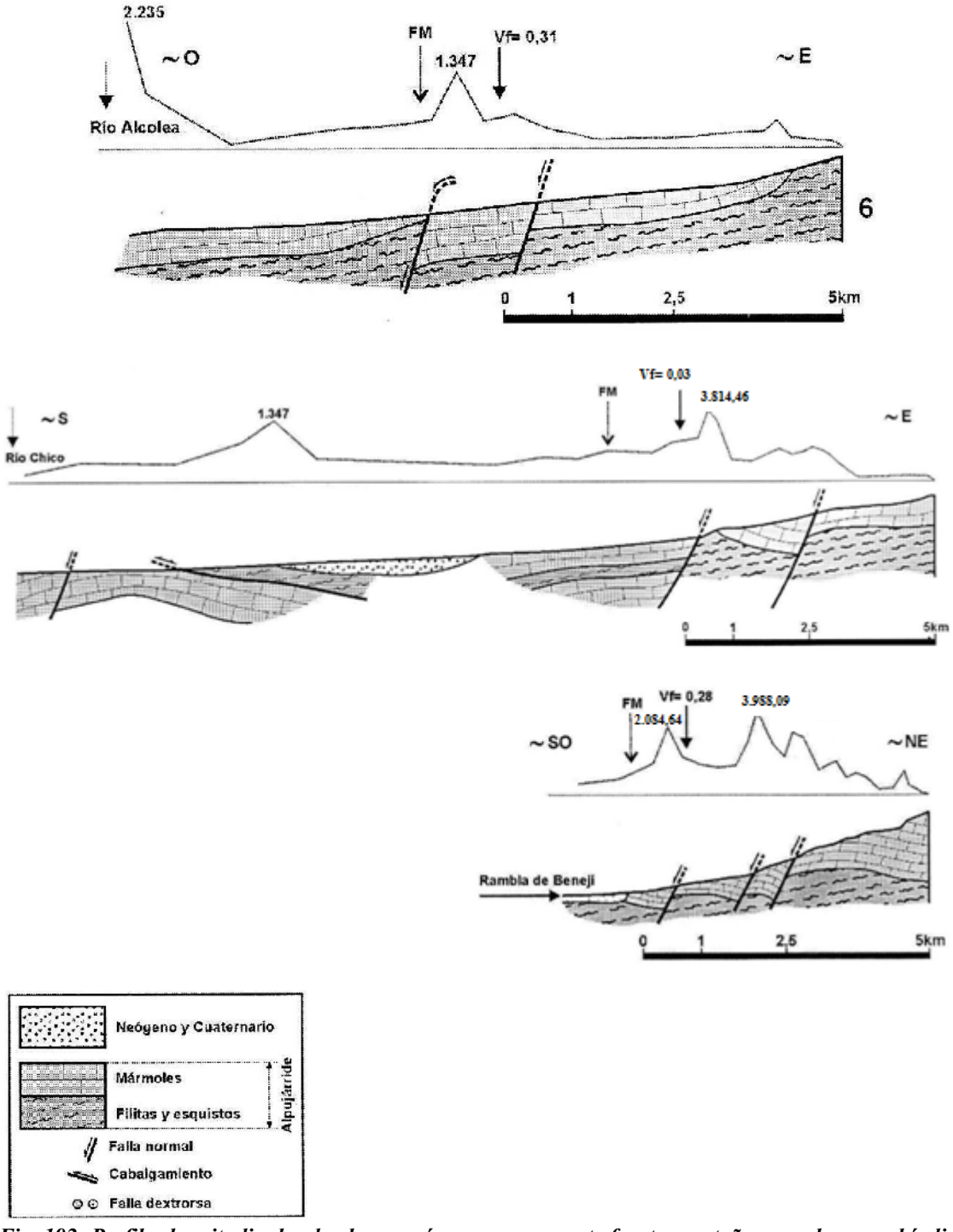
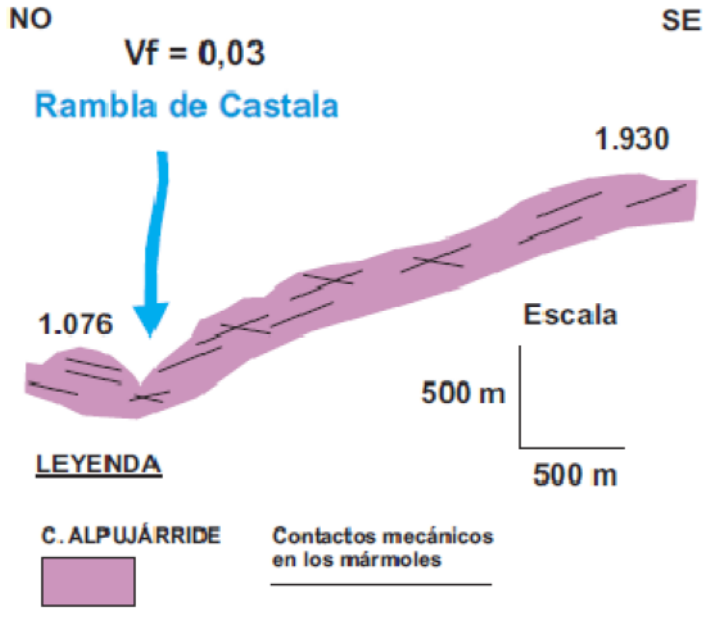


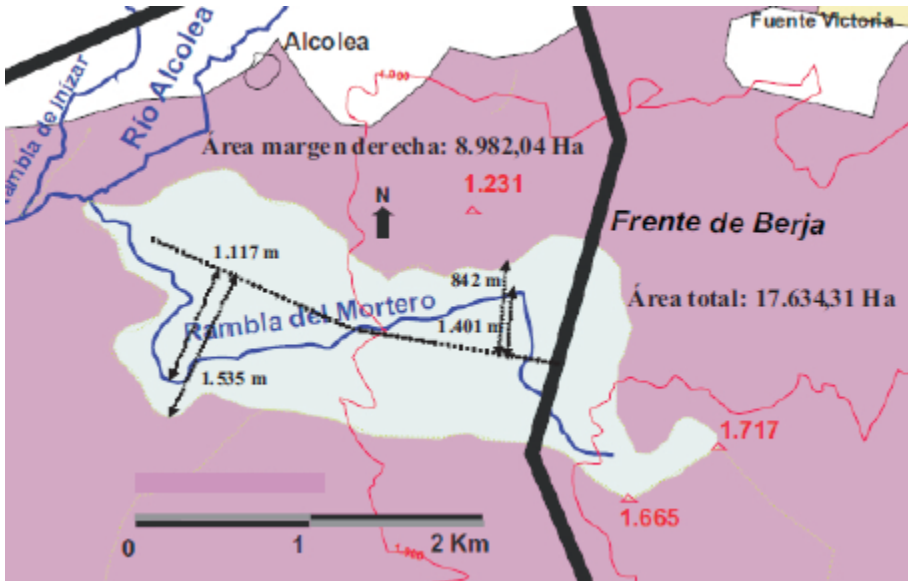
Fig. 192: Perfiles longitudinales de algunos ríos que cruzan este frente montañoso, en los que el índice longitudinal del gradiente es mayor. (Carvajal y Sanz de Galdeano, 2008; "Aplicación de índices geomorfológicos al estudio de la cuenca del río Adra"). Se muestra su relación con el frente montañoso. Con puntos se muestra el índice del gradiente del perfil longitudinal. En los perfiles se incluyen datos sobre la geología, pero hay que considerar que estos perfiles no corresponden a una línea recta como el los cortes habituales, sino al curso de un río cuya dirección va cambiando. De arriba hacia abajo, los ríos son: rambla del Mortero, rambla de Castala y rambla de Santa Lucía. [Mapa de la figura 190]

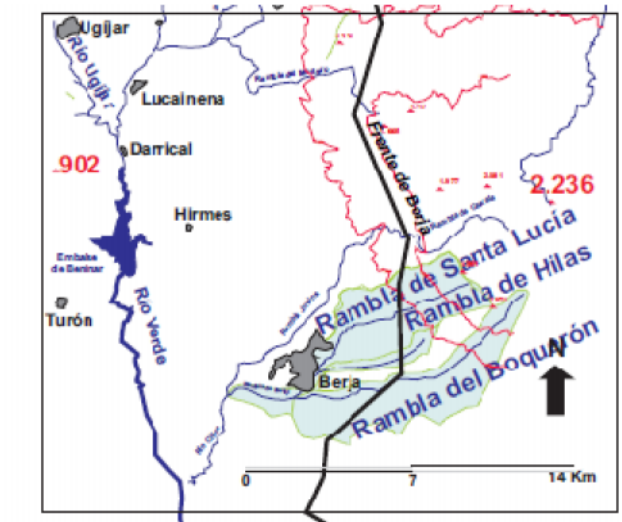
De norte a sur se reconocen varios cauces que cortan a este frente montañoso. Sólo dos cauces presentan los índices del gradiente por encima del valor de 2.000. El primero de ellos es el correspondiente a la rambla del Mortero, con una dirección dominante E-O, descendiendo hacia el oeste, aunque su último tramo desciende hacia el NO, y en la desembocadura del río Alcolea su perfil del gradiente asciende hasta 2.235 (*SL/K=45)* (Fig. 192). Está ligado al encajamiento del río Alcolea, una vez rebasado el FMAFA (a casi 11 kilómetros del mismo), y se produce en materiales neógenos separados por una falla E-O de mármoles alpujárrides (Carvajal y Sanz de Galdeano, 2008).

El otro cauce es la rambla de Castala (Fig. 192). Presenta varios cambios de dirección aunque la predominante es NE-SO, y un encajamiento diferencial a lo largo de su curso, con mayor incisión en los tramos de cabecera (Fernández Ibáñez *et al*, 2006). Por encima del FMAFA se producen distintos valores del SL, asociados a fallas activas, tal como se deduce de sus escarpes recientes (Carvajal y Sanz de Galdeano, 2008): SL= 3.023,91 (*SL/K=60)* en la cota 1.700, SL= 3.019,23 (*SL/K=60)* en la cota 1.550, SL= 2.269,76 (*SL/K=45)* en la cota 1.300, SL= 2.362,49 (*SL/K=47)* en la cota 1.200, y el que está asociado al FMAFA (a 2 kilómetros, aguas arriba del frente) tiene un SL= 3.814,46 (*SL/K=76)* en la cota 950.

NO
SE
Vf = 0,03
Rambla de Castala
1.930
Escala
1.076
500 m
1.000 m

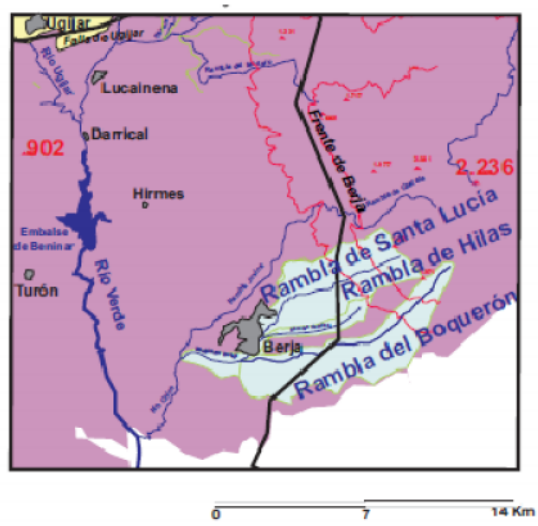

NO
SE
Vf = 0,03
Rambla de Castala
1.930
1.076
Escala
500 m
500 m
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
Contactos mecánicos
en los mármoles


Alcolea
Río Alcolea
Fuente Victoria
Área margen derecha: 8.982,04 Ha
1.231
N
Frente de Berja
Área total: 17.634,31 Ha
1.117 m
842 m
Rambla del Mortero
1.401 m
1.535 m
1.717
1.665
0
1
2 Km



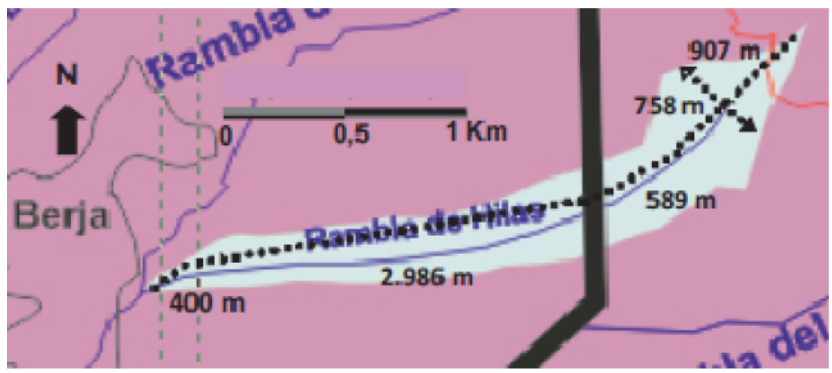
LEYENDA

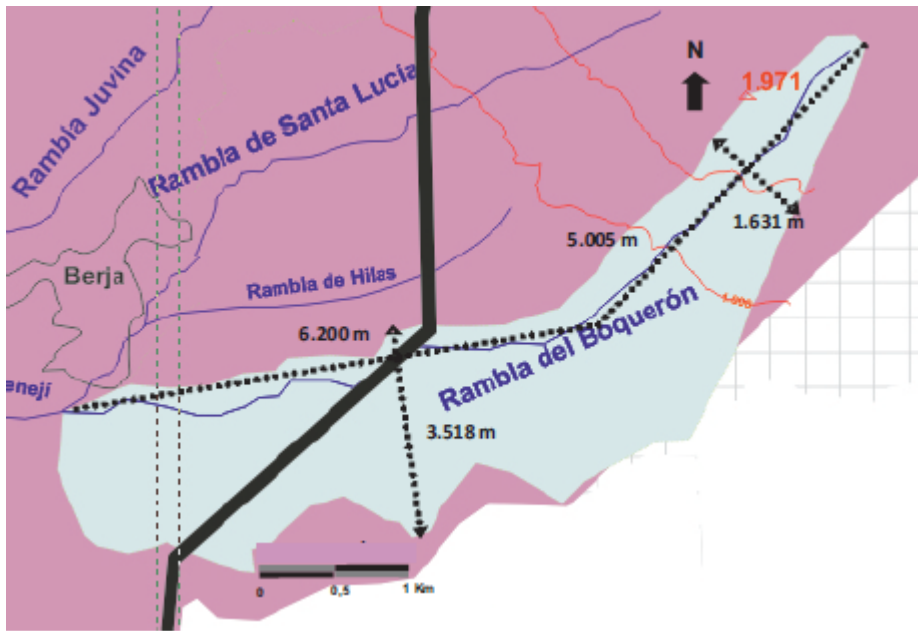
- Ríos
- Divisorias
- Curvas de nivel
- Poblaciones
- Cuencas
- Frentes montañosos asociados a fallas activas
- Frentes montañosos no asociados a fallas activas

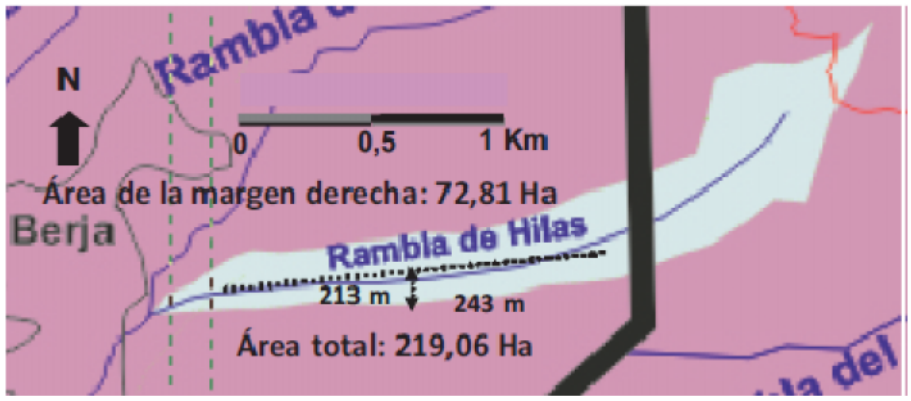


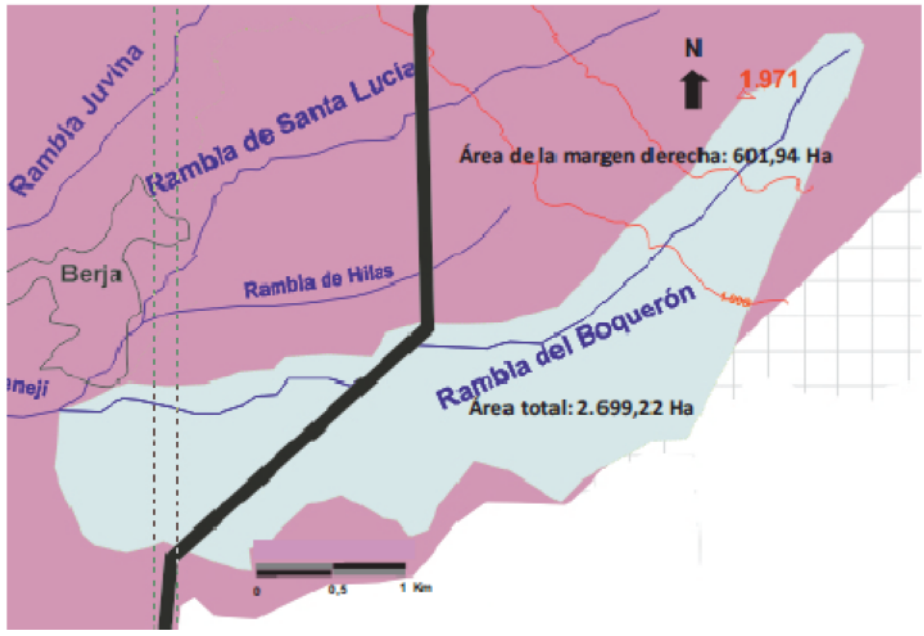
LEYENDA

- C. ALPUJÁRRIDE
- Cuaternario
- Limos (Mioceno)
- Frentes montañosos asociados a fallas activas
- Fallas activas
- Ríos
- Divisorias
- Cuencas
- Poblaciones

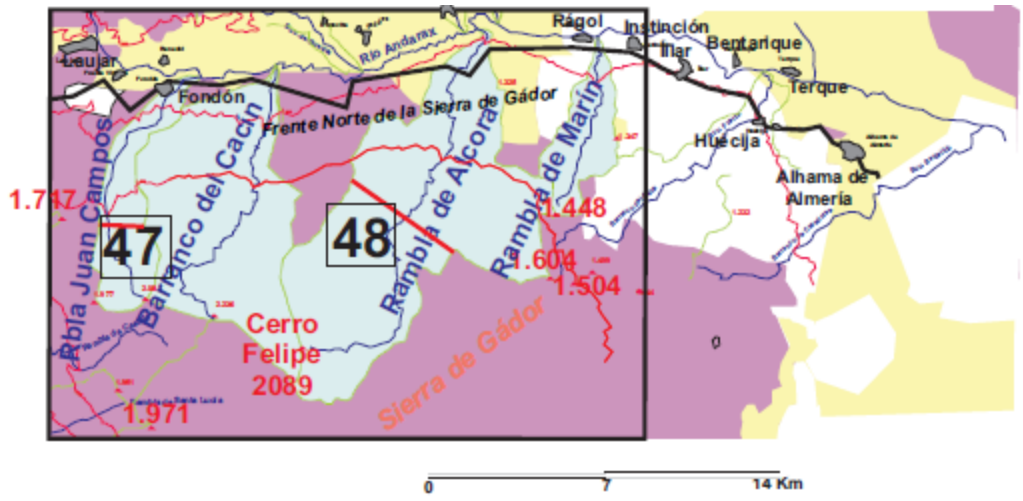

N
0
0,5
1 Km
907 m
758 m
589 m
Berja
2.986 m
400 m


Rambla Juvina
Rambla de Santa Lucía
Berja
Rambla de Hilas
6.200 m
Rambla del Boquerón
3.518 m
5.005 m
1.631 m
1.971
N
0
0,5
1 Km


N
0
0,5
1 Km
Área de la margen derecha: 72,81 Ha
Berja
Rambla de Hilas
213 m
243 m
Área total: 219,06 Ha


Rambla Juvina
Rambla de Santa Lucía
Berja
Rambla de Hilas
Rambla del Boquerón
N
1.971
Área de la margen derecha: 601,94 Ha
Área total: 2.699,22 Ha
0
0,5
1 Km

Rágol
Instinción
Illar
Bentarique
Laujar
Río Andarax
Frente Norte de la Sierra de Gádor
Fondón
Terque
Río Andarax
Huécija
Alhama de Almería
Rbla Juan Campos
Barranco del Cacín
Rambla de Alcora
Rambla de Marín
1.448
1.604
1.504
Cerro Felipe 2089
Sierra de Gádor
1.971
N
0
7
14 Km
Frentes montañosos asociados a fallas activas
LEYENDA
Ríos
Divisorias
Curvas de nivel
Poblaciones
Cuencas



LEYENDA

C. ALPUJÁRRIDE

Cuaternario

Limos (Mioceno)

Frentes montañosos asociados a fallas activas

Fallas activas

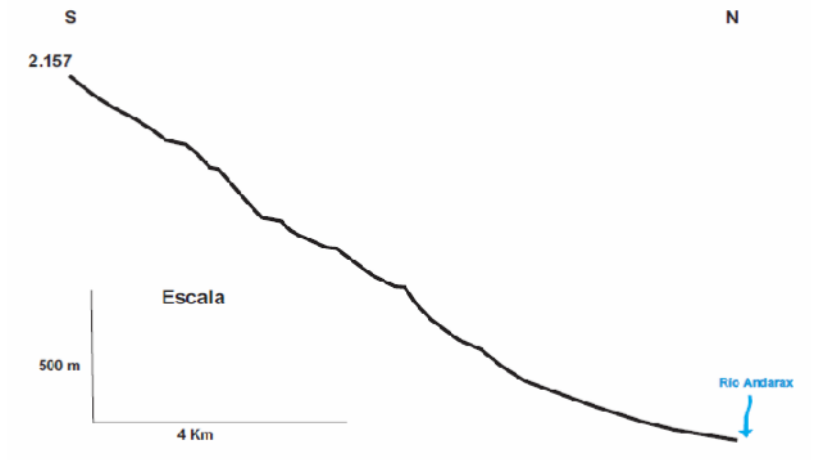
Ríos

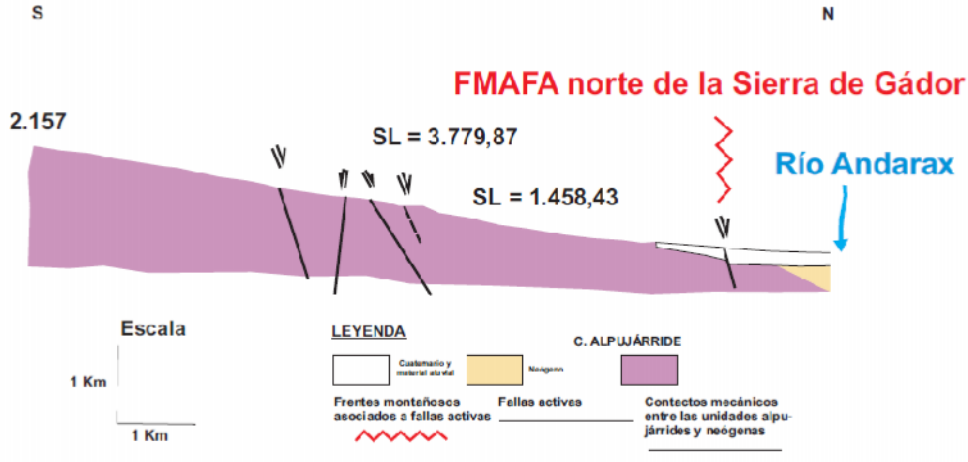
Divisorias

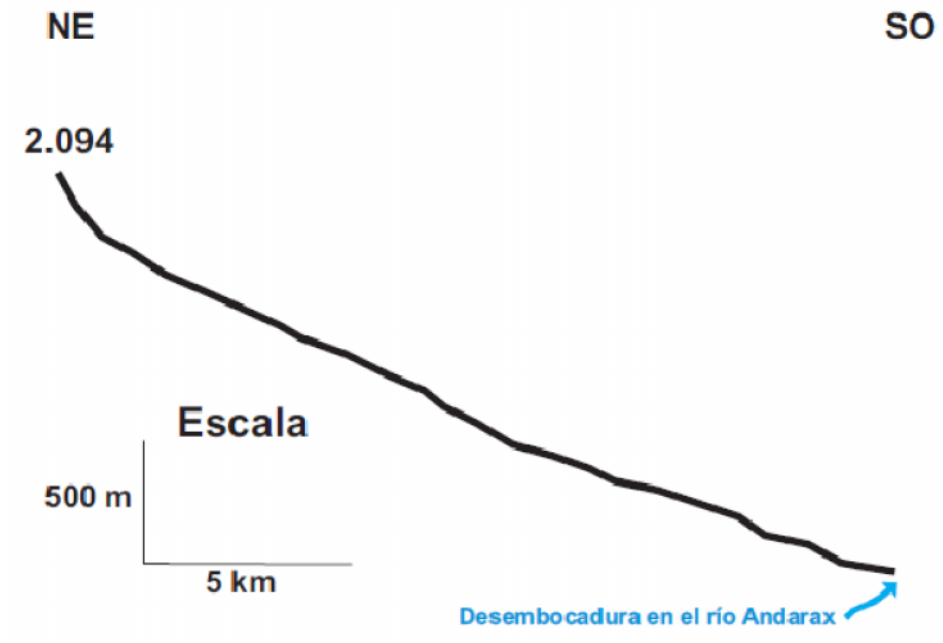
Perfiles

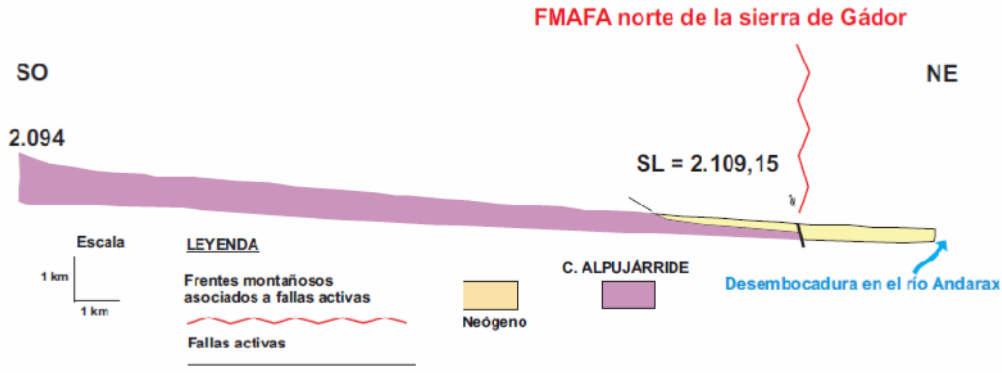
Cuencas

Poblaciones

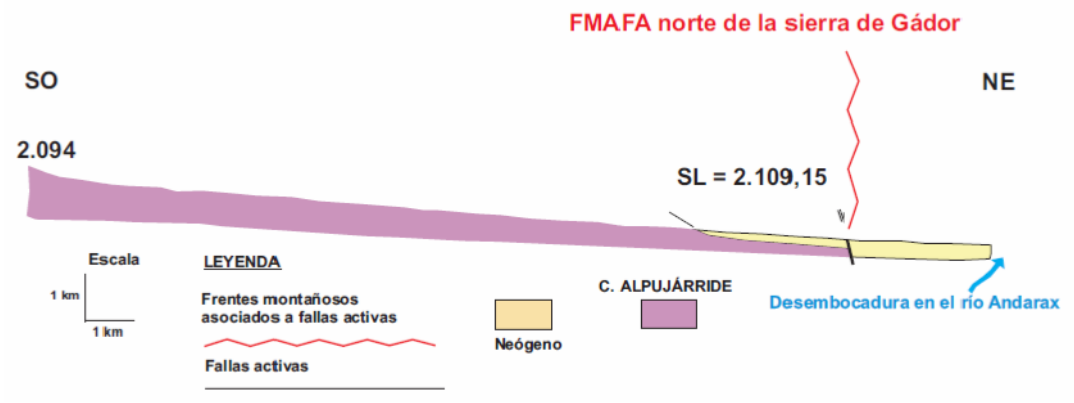

S
N
2.157
Escala
500 m
4 Km
Río Andarax

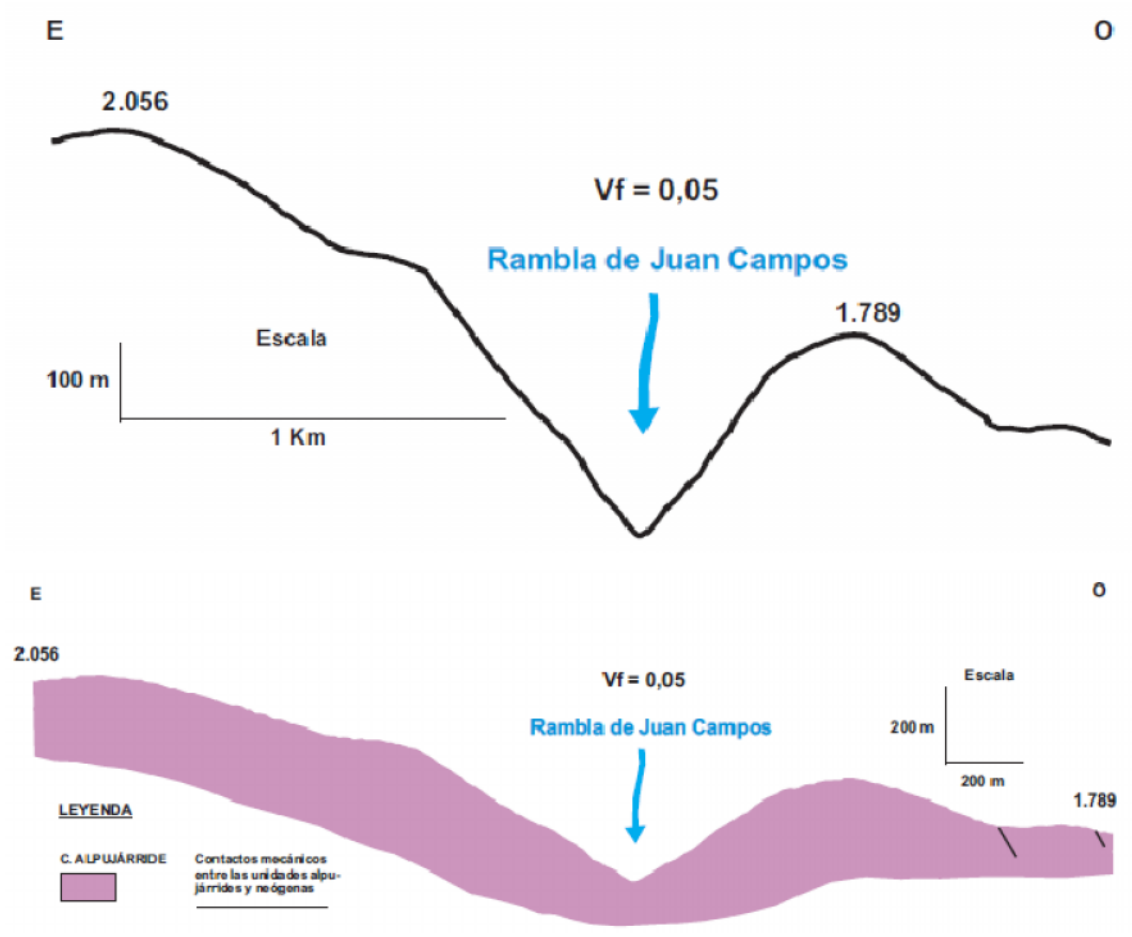

S
N
FMAFA norte de la Sierra de Gádor
2.157
SL = 3.779,87
SL = 1.458,43
Río Andarax
Escala
1 Km
1 Km
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
Cuaternario y material aluvial
Neógenos
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y neógenas

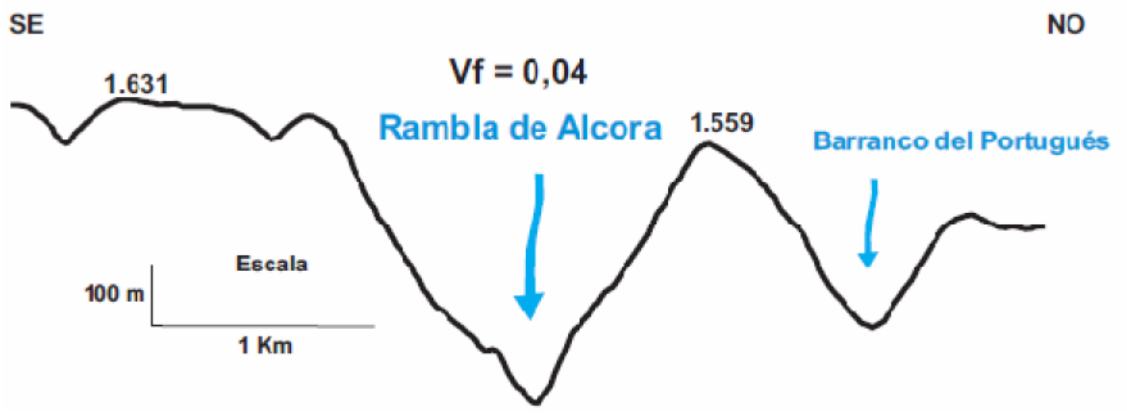

NE
SO
2.094
Escala
500 m
5 km
Desembocadura en el río Andarax

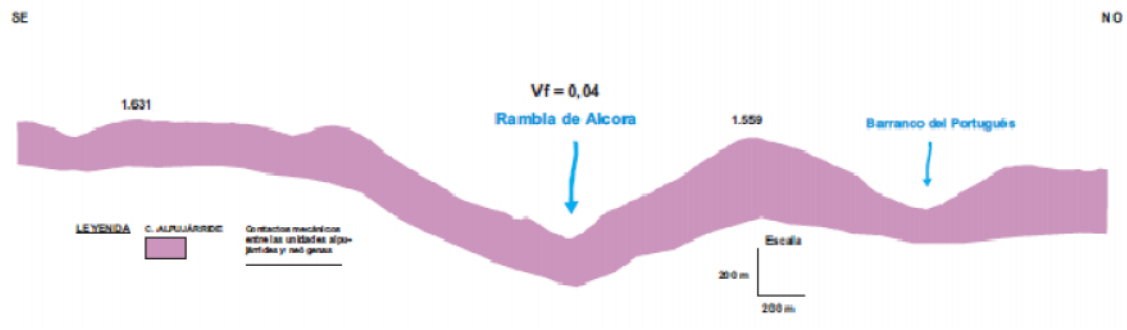

FMAFA norte de la sierra de Gádor
SO
NE
2.094
SL = 2.109,15
Escala
1 km
1 km
LEYENDA
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
Desembocadura en el río Andarax

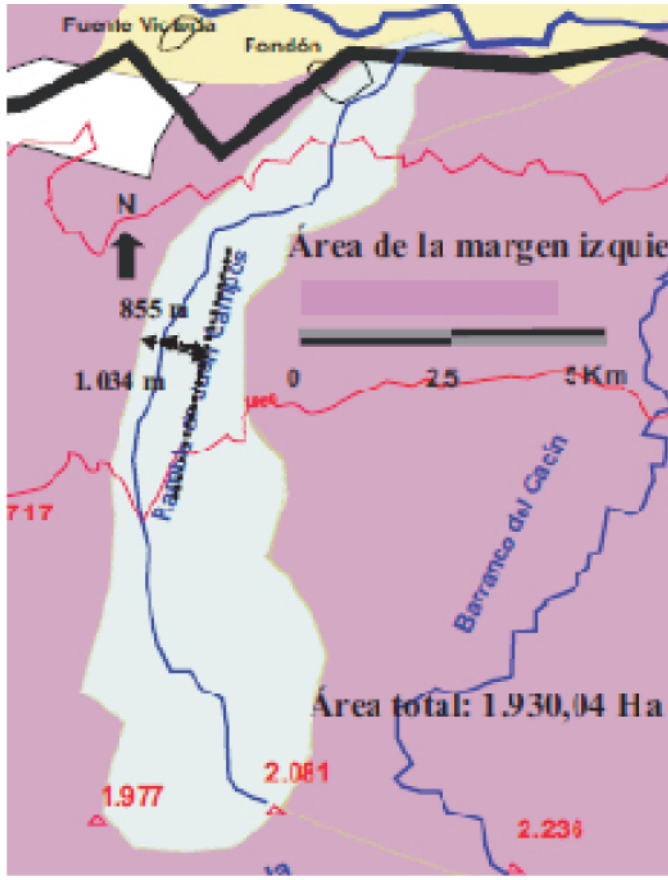
NE
SO
2.094
Escala
500 m
5 km
Desembocadura en el río Andarax


FMAFA norte de la sierra de Gádor
SO
NE
2.094
SL = 2.109,15
Escala
1 km
1 km
LEYENDA
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
Desembocadura en el río Andarax


E
O
2.056
Vf = 0,05
Rambla de Juan Campos
1.789
Escala
100 m
1 Km
E
O
2.056
Vf = 0,05
Rambla de Juan Campos
Escala
200 m
200 m
1.789
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y neógenas


SE
NO
1.631
Vf = 0,04
Rambla de Alcora
1.559
Barranco del Portugués
Escala
100 m
1 Km

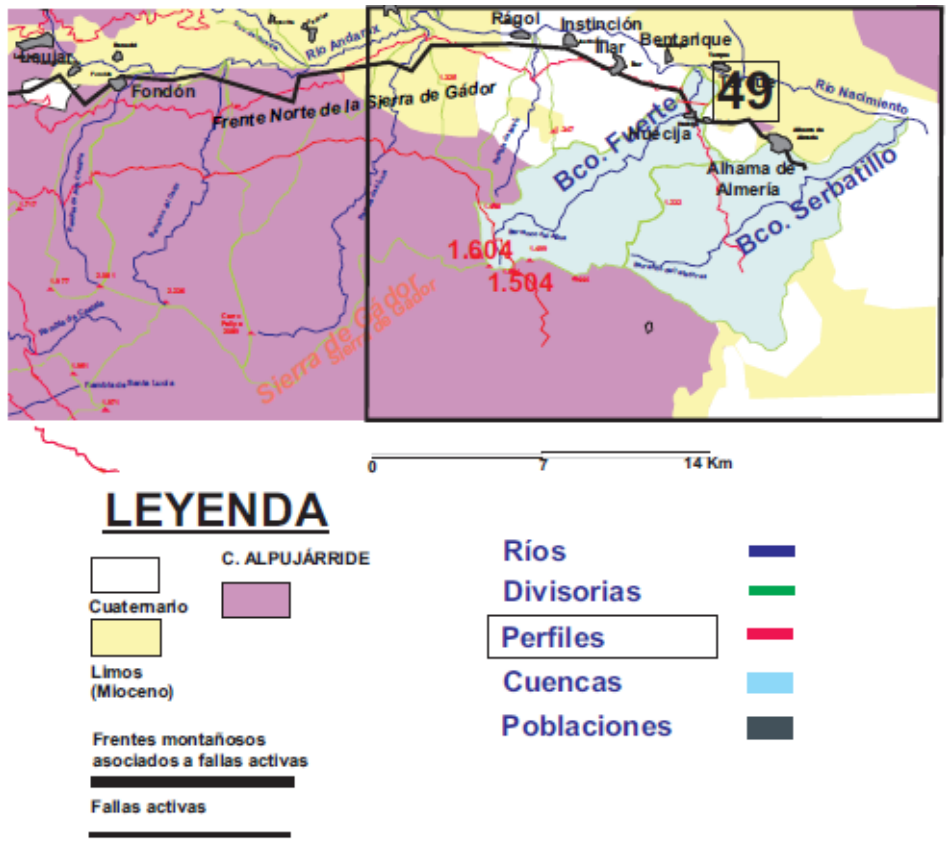

SE
NO
1.631
Vf = 0,04
Rambla de Alcora
1.559
Barranco del Portugués
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
Escala

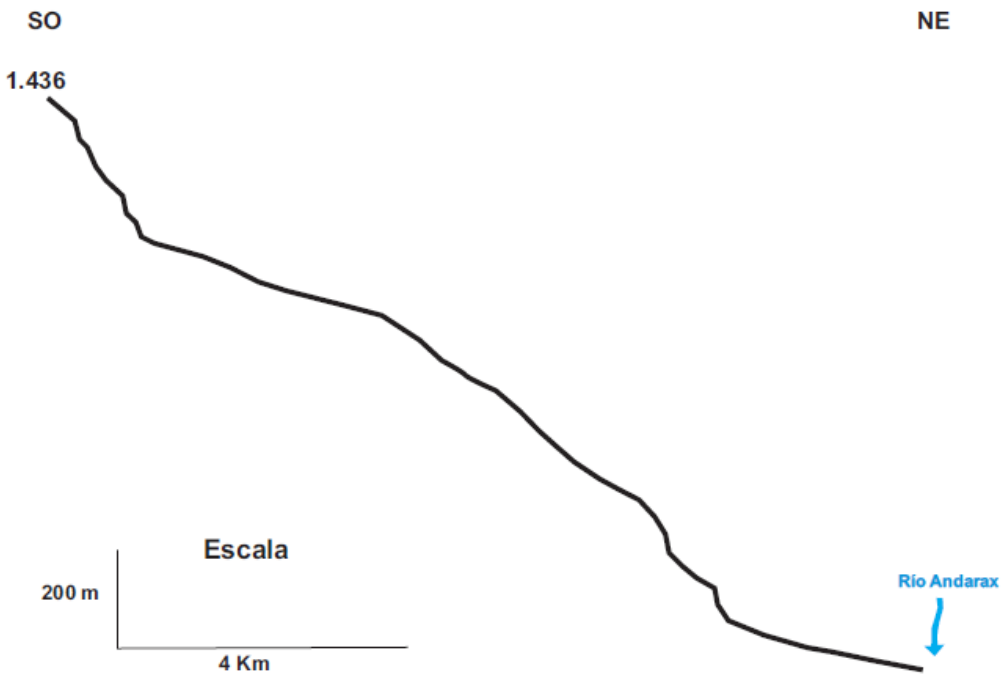


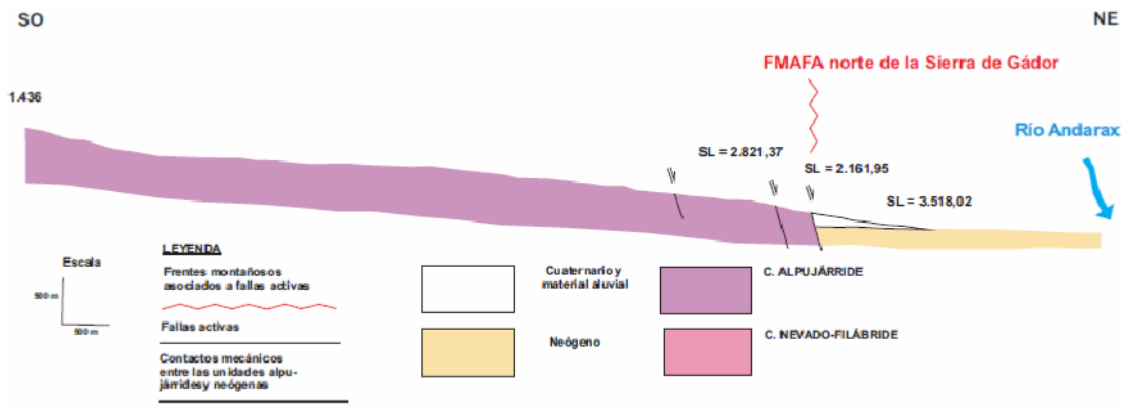
Área de la margen izquierda: 736,09 Ha

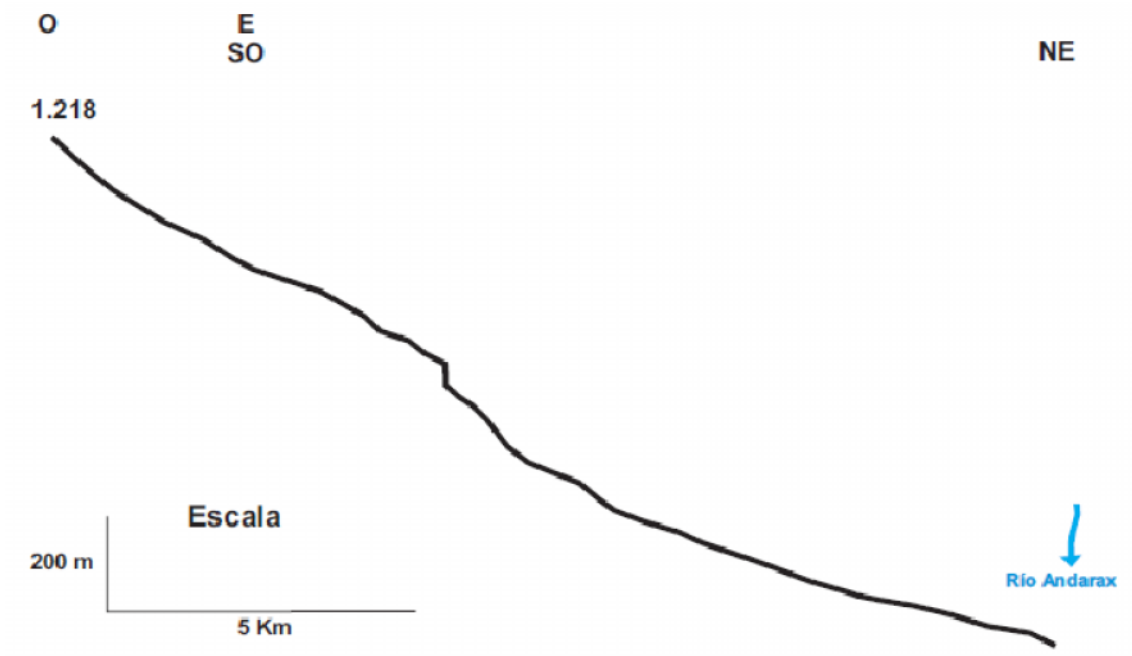
Área total: 1.930,04 Ha

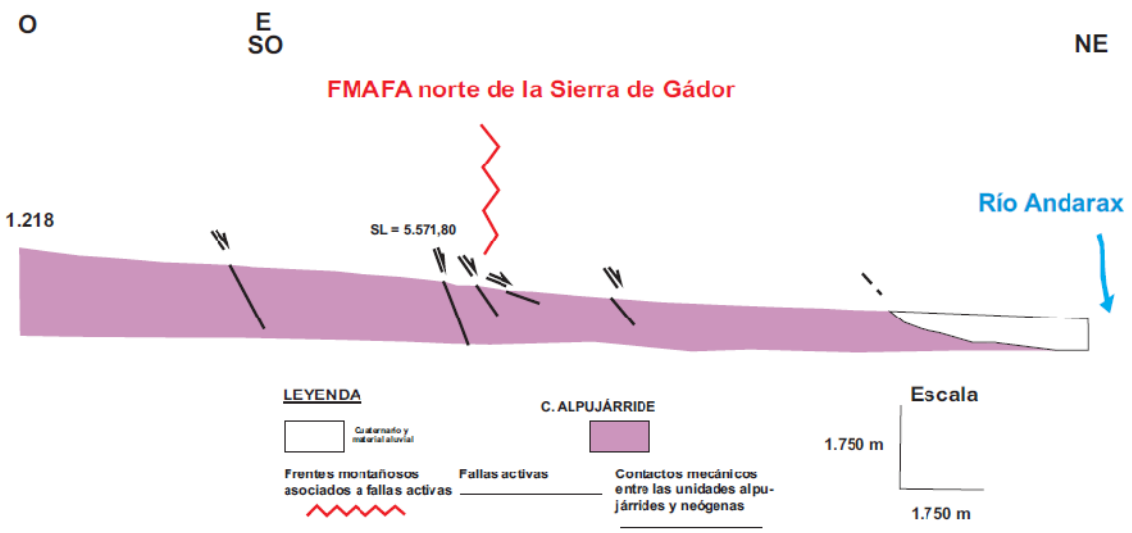
Rágol
Instinción
Ilar
Bentarique
Río Andarax
Laujar
Fondón
Frente Norte de la Sierra de Gádor
Tíjola
Nuécija
Bco. Fuente
Alhama de Almería
Bco. Serbatillo
1.604
1.504
N
Sierra de Gádor
0
7
14 Km
Frentes montañosos asociados a fallas activas
LEYENDA
Rios
Divisorias
Curvas de nivel
Poblaciones
Cuencas

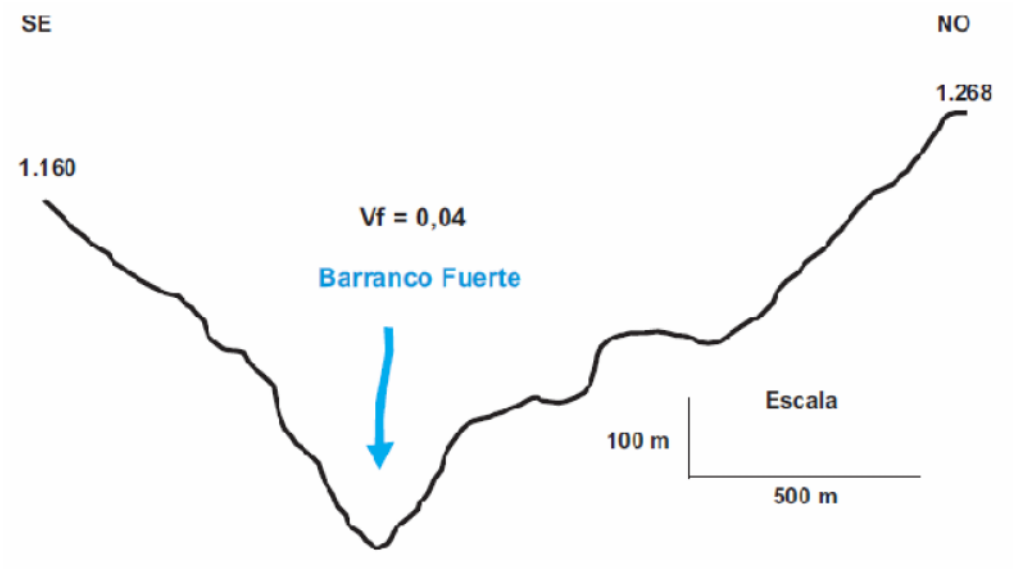

Rágol
Instinción
Ilar
Bentarique
Río Andarax
Laujar
Fondón
Frente Norte de la Sierra de Gádor
49
Río Nacimiento
Nuécija
Bco. Fuente
Alhama de Almería
Bco. Serbatillo
1.604
1.504
Sierra de Gádor
0
7
14 Km
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
Cuaternario
Limos (Mioceno)
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Ríos
Divisorias
Perfiles
Cuencas
Poblaciones

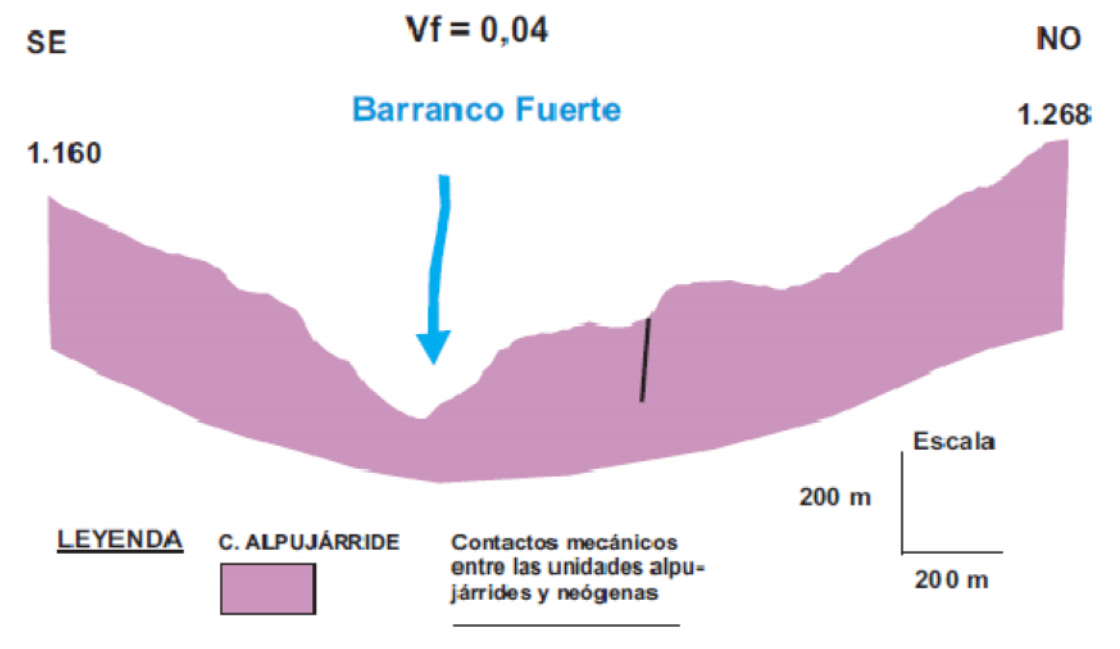

SO
NE
1.436
Escala
200 m
4 Km
Río Andarax


SO
NE
FMAFA norte de la Sierra de Gádor
1.436
Río Andarax
SL = 2.821,37
SL = 2.161,95
SL = 3.518,02
Escala
500 m
500 m
LEYENDA
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y neógenas
Cuaternario y material aluvial
Neógeno
C. ALPUJÁRRIDE
C. NEVADO-FILÁBRIDE


O
E
SO
NE
1.218
Escala
200 m
5 Km
Río Andarax


O
E
SO
NE
FMAFA norte de la Sierra de Gádor
1.218
SL = 5.571,80
Río Andarax
LEYENDA
Cuaternario y material aluvial
C. ALPUJÁRRIDE
Frentes montañosos asociados a fallas activas
Fallas activas
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y neógenas
Escala
1.750 m
1.750 m


SE
NO
1.268
1.160
Vf = 0,04
Barranco Fuerte
Escala
100 m
500 m


SE
Vf = 0,04
NO
Barranco Fuerte
1.268
1.160
Escala
200 m
200 m
LEYENDA
C. ALPUJÁRRIDE
Contactos mecánicos entre las unidades alpujárrides y neógenas

FRENTES MONTAÑOSOS	Lmf	Ls	Smf	Lmf	Ls	Smf	Lmf	Ls	Smf
Tramo de Alfacar	9.329,00	8.078,00	1,15	12.882,00	8.771,00	1,47	12.950,00	9.325,00	1,39
Tramo Darro - Beas	5.214,00	4.891,00	1,07	6.515,00	5.051,00	1,29	6.600,00	5.149,00	1,28
Tramo Aguas Blancas	4.374,00	3.468,00	1,26	4.451,00	3.798,00	1,17	5.840,00	4.605,00	1,27
Tramo Jun	5.799,00	5.727,00	1,01	6.512,00	6.447,00	1,01	6.600,00	6.551,00	1,01
Tramo Alhambra - El Serrallo -Cumbres Verdes	15.227,00	11.342,00	1,34	15.461,00	11.796,00	1,31	16.238,00	12.023,00	1,35
Frente Occidental de Sierra Nevada	43.432,00	30.803,00	1,41	48.343,00	34.286,00	1,41	49.982,00	42.002,00	1,19
Tramo de Güéjar-Sierra	5.753,00	4.575,00	1,26	5.954,00	4.624,00	1,29	6.123,00	4.797,00	1,30
Tramo de Embalse de Canales - Arroyo de Huenes	7.498,00	7.168,00	1,05	7.599,00	7.397,00	1,03	8.123,00	7.563,00	1,07
Tramo del Arroyo de Huenes al O de la Boca de la Pescá	4.598,00	4.432,00	1,04	4.604,00	4.532,00	1,01	4.821,00	4.600,00	1,05
Tramo del O de la Boca de la Pescá al río Dílar	1.396,00	1.385,00	1,01	1.425,00	1.410,00	1,01	1.525,00	1.405,00	1,09
Tramo del río Dílar al Puntal del Padul	7.793,00	7.686,00	1,01	8.346,00	7.878,00	1,06	8.620,00	7.900,00	1,09
Tramo de Padul - Nigüelas	10.478,00	9.463,00	1,11	13.329,00	11.424,00	1,17	13.601,00	12.550,00	1,08
Tramo de Nigüelas - E de Chite	3.246,00	2.939,00	1,10	3.697,00	3.634,00	1,02	3.710,00	3.680,00	1,01
Tramo E de Chite - Barranco de Tablate	2.670,00	2.598,00	1,03	3.389,00	3.097,00	1,09	3.450,00	3.100,00	1,11
Frente Oriental de la Sierra de Los Guájares	44.304,23	19.627,06	2,26	46.856,52	19.652,85	2,38	48.211,00	20.499,00	2,35
Frente de Íxbor	21.751,80	5.003,82	4,35	23.563,65	5.089,58	4,63	24.241,00	5.145,00	4,71
Frente Occidental de la Sierra de Lújar	8.463,00	6.696,00	1,26	8.806,00	6.828,00	1,29	8.964,00	6.900,00	1,30
Frente Norte de la Sierra de Lújar	17.506,09	11.780,25	1,49	17.314,10	11.811,25	1,47	17.387,00	11.935,00	1,46
Frente Norte de la Sierra de la Contraviesa	13.863,00	12.018,00	1,15	13.837,00	12.076,00	1,15	14.015,00	12.397,00	1,13
Frente Sur de Sierra Nevada	82.300,00	74.365,23	1,11	86.726,00	78.131,53	1,11	113.100,00	78.300,00	1,44
Frente del Guadalfeo	32.387,00	27.896,00	1,16	34.542,00	28.720,00	1,20	34.700,52	29.160,10	1,19
Frente de Adra	21.080,00	20.890,00	1,01	21.920,00	21.800,00	1,01	31.125,00	22.500,00	1,38
Frente de Andarax	28.833,00	26.292,00	1,10	30.264,00	28.533,00	1,06	30.424,96	28.537,00	1,07
Frente de Berja	28.890,70	20.063,00	1,44	29.353,80	20.967,00	1,40	34.625,00	21.000,00	1,65
Frente norte de la sierra de Gádor	40.134,00	34.046,00	1,18	40.513,00	34.851,00	1,16	40.738,00	34.920,00	1,17
	ESCALA 1:200.000			ESCALA 1:50.000			ESCALA 1:25.000		

Frente montañoso	Segmentos y subsegmentos	Lmf	Ls	Smf	Dirección y buzamiento de las fallas asociadas y salto estimado	Información complementaria	
Sector NO del borde occidental de Sierra Nevada	Güéjar-Sierra	5.954 m	4.634 m	1,29	NE-SW/ NW > 300m	Falla normal. Sedimentos afectados del Mioceno Superior	
	Embalse de Canales - Huenes	7.599 m	7.397 m	1,03	NE-SW/NW	Falla normal. Sedimentos afectados del Mioceno Superior	
	Canales - Barranco del Agua	3.674 m	3.638 m	1,01	NE-SW/ NW/ 300 - 700m	Falla normal	
	Barranco del Agua - Huenes	3.900 m	3.875 m	1,01	NE-SW/ NW/ >300m	Falla normal	
	Huenes - Oeste de la Boca de la Pescá	4.604 m	4.532 m	1,01	E-W / 100 m	Falla normal. Contraste de escaso relieve. Afecta a materiales del Mioceno Superior	
	Oeste de la Boca de la Pescá - Río Dílar	1.425 m	1.410 m	1,01	NW-SE / 100 m	Falla normal. Contraste de escaso relieve. Afecta a materiales del Mioceno Superior	
	Río Dílar al Puntal del Padul	8.346 m	7.878 m	1,06	E - W/ 60N/ 500m	Falla normal de Dílar. Escarpes espectaculares en mármoles triásicos. Afecta a sedimentos del Plio- Pleistoceno	
Sector SO del borde occidental de Sierra Nevada	Padul - Nigüelas	13.329 m	11.434 m	1,17	NW-SE/(35°-60°)SW/1000m	Falla normal de Dílar. Escarpes espectaculares en mármoles triásicos. Afecta a sedimentos del Plio-Pleistoceno	Clara evidencia de deformaciones por actividad tectónica: afecta a abanicos del Pleistoceno Superior - Holoceno
	Falla de Padul	5.246 m	5.075 m	1,03	NW-SE/(50°-60°)SW/300m	Escarpe en mármoles y abanicos aluviales. Sanz de Galdeano (1976) & Santanach et al (1990)	
	Los Lirios	2.807 m	2.357 m	1,19	WSW-ENE/ (40°-60°)SSE / 200-350m	Escarpe en mármoles, abanicos aluviales y afecta a conglomerados del Plioceno	
	Dúrcal-Falla de Nigüelas	5.970 m	5.900 m	1,01	NW-SE/ (40°-60°)SW/ 700-1000m	Escarpe en mármoles, abanicos aluviales y afecta a conglomerados del Plioceno	
	Nigüelas - Este de Chite	3.697 m	3.634 m	1,02	NNE-SSW/60W/NW / >300 m	Falla normal. Separa mármoles alpujárrides de calcarenitas del Tortoriense y limos y arenas del Messiniense	
	Este de Chite - Barranco Tablate	3.389 m	3.097 m	1,09	NW-SE/ SW / 200 m	Falla normal. Afecta a sedimentos del Mioceno Superior	

Frente montaños	Segmentos y subsegmentos		Lmf	Ls	Smf	Dirección y buzamiento de las fallas asociadas y salto estimado	Información complementaria
Frente de Huétor-Santillán del borde occidental de Sierra Nevada	Tramo de Alfacar		12.882 m	8.771 m	1,47	Con dos juegos de dirección NE-SW (más local) y NW-SE	Falla normal. Parte de estos relieves manifiestan ciertos grados de actividad tectónica actual. Los depósitos del Plioceno?-Pleistoceno formaron un gran glacis de relleno que se apoyaba en el frente montañoso y que buzaba suavemente al oeste. Este glacis fue erosionado posteriormente y se instaló la actual red fluvial que se observa muy encajada dentro del glacis.
	Tramo Darro-Beas		6.515 m	5.051 m	1,29	Dos conjuntos de direcciones NE-SO y NO-SE/ Buzamiento al O	Falla normal. Afecta a mármoles alpujárrides (tortonienses) y la formación Pinos Genil de la depresión de Granada.
	Tramo Aguas Blancas		4.451 m	3.798 m	1,17	NO-SO a N-S/Buzamiento al S y O	Afecta a materiales carbonatados y lutitas negras con grafito y limos.
		Subtramo NO-SE	1.988 m	1.897 m	1,05	NO-SE/Buzamiento al SO	Muestra zonas muy erosionadas y alteradas que constituyen una topografía de colinas suaves y poco relieve abrupto, lo que conduce a la falta de identificación de cualquier frente en este ámbito en muchos de sus puntos.
		Subtramo N-S	2.463 m	2.098 m	1,17	N-S/Buzamiento al O	
Frentes del área de Granada del borde occidental de Sierra Nevada	Tramo de Jun		6.512 m	6.447 m	1,01	**NO-SE/Buzamiento al SO/60m**	**Falla normal. Afecta a materiales de la cuenca de Granada (Plioceno) y paleosuelos cuaternarios. Durante el Pleistoceno medio-superior se crearon fallas normales que contribuyeron a la subida del bloque oriental y la caída relativa de la occidental. (Carvajal y Sanz de Galdeano, 2001)**
	Tramo Alhambra-El Serrallo-Cumbres Verdes		15.461 m	11.796 m	1,31	N-S y NO-SE/Buzamiento al O/60m	Falla normal. Materiales neógenos y pliocuaternarios. Los movimientos de las fallas han ocurrido desde el Tortoniense en adelante Sanz de Galdeano y López Garrido (1999) y Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano (2006). Santanach et al. (1976) y Sanz de Galdeano (2001). Peláez et al. (2004).
		Subtramo: Jun-El Serrallo	8.887 m	6.575 m	1,35	N/NO-S/SE/Buzamiento al O	La falla normal afecta y separa a los conglomerados y arenas de La Alhambra (Plioceno - Pleistoceno) en el aluvial de la Vega de Granada (Santanach et al. 1976 y 1980)
		Subtramo: El Serrallo-Arroyo de Huenes	6.574 m	5.635 m	1,17	NO-SE	Falla de Monachil. Separa los abanicos aluviales de los conos de La Zubia y Llanos de Cájar. (El Neógeno y los materiales Plioceno-Cuaternario) Conos y aluvial de la Vega de Granada. (Santanach et al. 1976 y 1980)
Falla de Las Gabias			8.893 m	8.443 m	1,05	NO-SE/60°NE/0,2 mm/año	Falla normal. Afecta a limos, yesos, arenas y conglomerados (Neógeno) y depósitos aluviales (Cuaternario). Esta falla es no está alineada de norte a sur, desde las cercanías de Belicena (Granada). Esta falla tiene asociada suficiente sismicidad (Peláez et al. 2001)

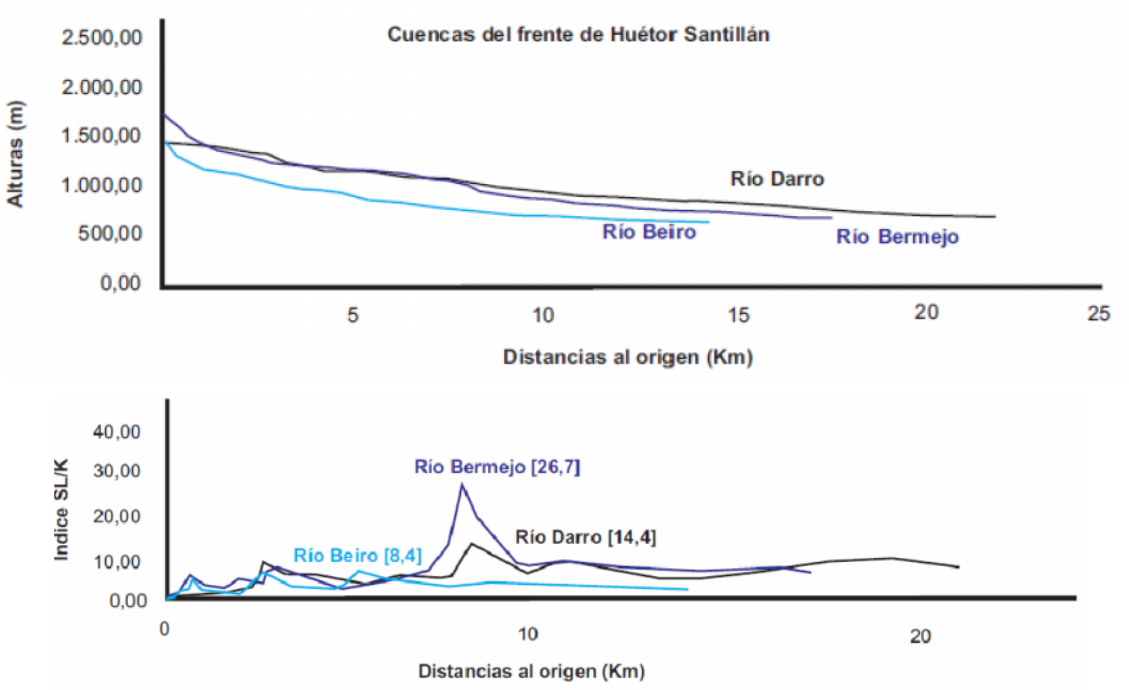
muestran indicios de actividad reciente, en esta área de Granada. De todos los segmentos analizados en el borde nororiental de la cuenca de Granada, el del Jun es el que tiene los valores más cercanos a la unidad (**Smf**: 1,01), seguido del frente de Las Gabias y el subtramo norte de Aguas Blancas (**Smf**: 1,05). Se pueden considerar los cuatro tramos pertenecientes a la Clase 1 de la clasificación de Bull and McFadden, (1977) **(Gráfica 2 del Anexo A.IV.2.1)**.

En el borde meridional de Sierra Nevada comparamos los tramos del Guadalfeo, Adra y Andarax, cuyos índices se encuentran distribuidos de la forma siguiente: los valores del **Smf** están entre 1,01 y 1,24, y los valores del **Vf** están comprendidos entre 0,01 y 0,80, y según Bull and McFadden quedarían clasificados como frentes activos de la Clase 1 **(Gráfica 3 del Anexo A.IV.2.1)**. En la cuenca del río Adra la secuencia de fallas de Ugíjar, al sur del corredor de las Alpujarras, aunque no dan un relieve notable, condiciona valores de **Smf** sobre 1,02. **(Cuadro resumen nº4).**

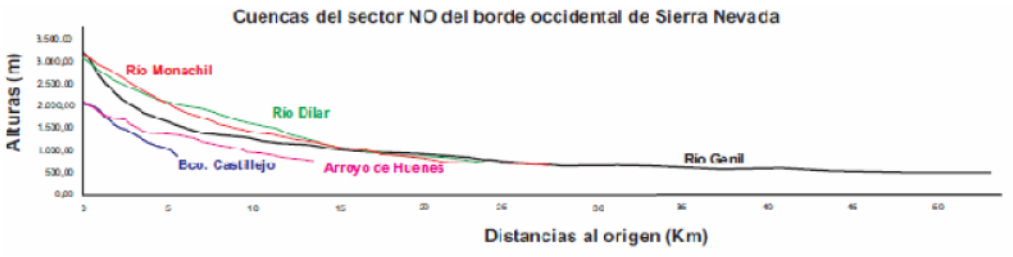
En Las Alpujarras tenemos el frente de Berja y el frente de Gádor; cuando relacionamos los dos índices de estos dos frentes y su distribución de valores está comprendida entre 1,10 y 1,67 el **Smf**, y 0,03 y 0,33 el **Vf**, podemos concluir que todos pertenecen a la Clase 1, menos el del sur de Berja que pertenece a la Clase 2 **(Gráfica 4 del Anexo A.IV.2.1)**. Esto indica que está más afectado por fallas de actividad reciente el frente norte de la sierra de Gádor, mostrando que el corredor E-O de las Alpujarras ha sido uno de los límites que han proporcionado el movimiento Plio-Pleistoceno del Dominio de Alborán hacia el O **(Cuadro resumen nº4).**

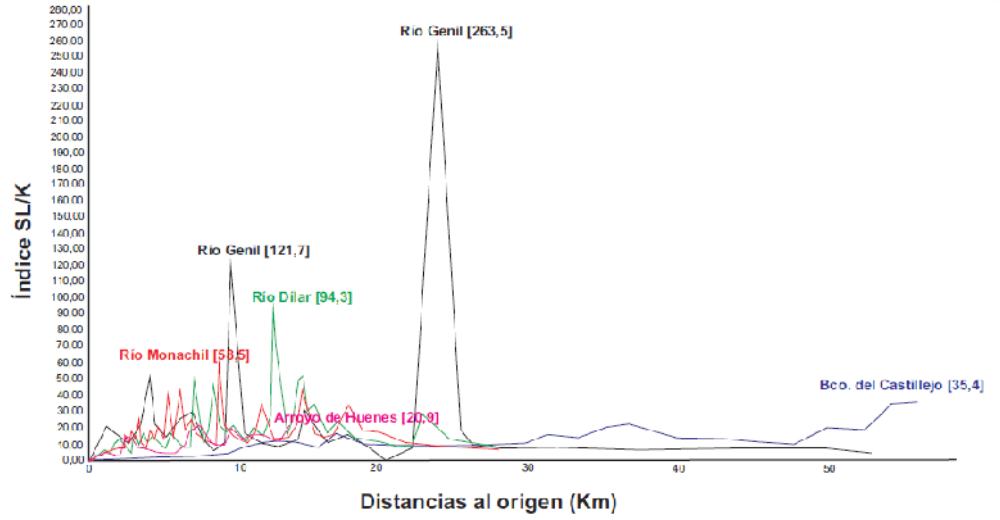
Por otra parte, si se compara el FMAFA occidental de Sierra Nevada y el FMAFA meridional, sus valores indican que es más activo el FMAFA occidental de Sierra Nevada, principalmente su parte sur (aunque los dos pertenecen a la Clase 1) **(Gráfica 5 del Anexo A.IV.2.1)**. Y al comparar el área de Granada con el área de las Alpujarras podemos observar que los tramos del área de Granada son más activos. No obstante, debe destacarse que la parte N de la Sierra de Gador presenta unos índices de actividad muy significativos **(Gráfica 6 del Anexo A.IV.2.1)**.

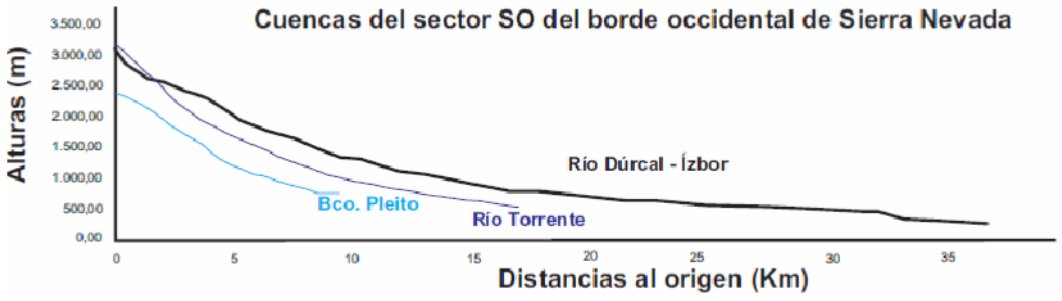
Frente montañoso	Segmentos y subsegmentos		Lmf	Ls	Smf	Dirección y buzamiento de las fallas asociadas y salto estimado	Información complementaria	
Frentes del borde sur de Sierra Nevada, borde sur del Corredor de las Alpujarras y otros más meridionales	Río Guadalfeo		34.542 m	28.720 m	1,20	E-O/ S / > 500 m	Falla dextrosa y normal. Topografía abrupta. Abanicos aluviales. Localmente Cuaternario con muestras de escarpes muy claros.	Sedimentos del Neógeno Superior afectados / 0,3 mm / año
		Lanjarón - Almegijar	19.344 m	15.597 m	1,24	E-O/ S		Afecta a los sedimentos del Neógeno superior y también a dirección de los ríos
		Almegijar - Bérchules	15.193 m	14.239 m	1,07	ENE- OSO		Afecta a los sedimentos del Neógeno superior y también a dirección de los ríos
	Ugíjar Norte		21.920 m	21.800 m	1,01	E-O a ENE-OSO / SSO / salto desconocido		Afecta a los sedimentos del Neógeno superior. Topografía abrupta. (Carvajal y Sanz de Galdeano, 2008).
	Ugíjar Sur		21.489 m	21.125 m	1,02	E-O/Practicamente verticales / salto desconocido		No se encuentra en el borde de Sierra Nevada, y únicamente presenta escarpes locales. Afecta a los sedimentos del Neógeno tardío y a la topografía
	Andarax		30.264 m	28.533 m	1,06	E-O/ S / > 300 m		Evidencias geomorfológicas de actividad tectónica cuaternaria en este sector. Afecta a los abanicos aluviales del Pleistoceno / 0,43-0,75 mm / año. (García Tortosa y Sanz de Galdeano, 1999 y 2007).
	Falla de Ugíjar		21.489 m	21.125 m	1,02	E-O	Fallas de tipo dextrorso. Son prácticamente verticales	En pleno corredor afloran materiales neógenos y abanicos aluviales con conglomerados, arcillas rojas y arenas. Estas fallas cortan materiales alpujárrides y afloramientos neógenos y cuaternarios.
	Falla de Berja		32.229 m	22.967 m	1,40	N-S y NO-SE	Fallas de tipo normal que buzan hacia el sur	En conjunto levantan la serie alpujárride de Sierra de Gádor, formada allí sobre todo por mármoles triásicos. Esos mismos materiales hay en los sectores hundidos, además de sedimentos neógenos y coluviales y aluviales cuaternarios. Algunas fallas cortan a coluviales cuaternarios.
		Norte de Berja	17.087 m	14.247 m	1,20	N-S / salto desconocido	Fallas normales	Calizas y dolomías del Trías alpujárride
		Berja	15.511 m	9.269 m	1,67	N125ºE / salto desconocido		Afectan a materiales carbonatados y rocas neógenas, junto a materiales de piedemonte y travertinos
	Norte de Gádor	Fondón	27.767 m	25.087 m	1,11	E-O / salto desconocido	Fallas dextrorsas con hundimientos al norte	Materiales neógenos y cuaternarios ocultan en diversos puntos los contactos mecánicos.
		Alhama de Almería	12.745 m	12.592 m	1,01	NO-SE / salto desconocido		

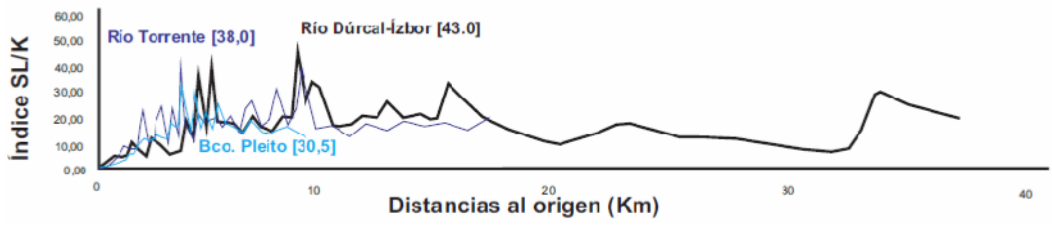

Cuencas del frente de Huétor Santillán
Alturas (m)
2.500,00
2.000,00
1.500,00
1.000,00
500,00
0,00
Río Darro
Río Beiro
Río Bermejo
5
10
15
20
25
Distancias al origen (Km)

Indice SL/K
40,00
30,00
20,00
10,00
0,00
Río Bermejo [26,7]
Río Darro [14,4]
Río Beiro [8,4]
0
10
20
Distancias al origen (Km)

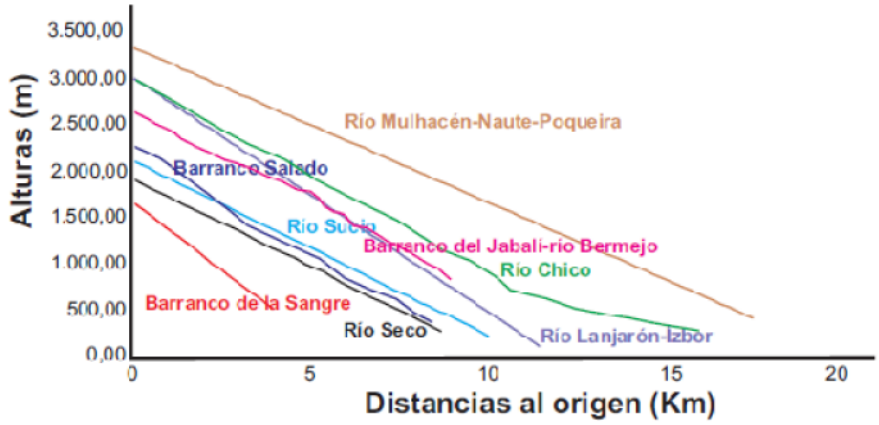

Cuencas del sector NO del borde occidental de Sierra Nevada
Alturas (m)
Río Monachil
Río Dílar
Río Genil
Bco. Castillejo
Arroyo de Huenes
Distancias al origen (Km)


Índice SL/K
Río Genil [263,5]
Río Genil [121,7]
Río Dílar [94,3]
Río Monachil [53,5]
Arroyo de Huenes [20,9]
Bco. del Castillejo [35,4]
Distancias al origen (Km)

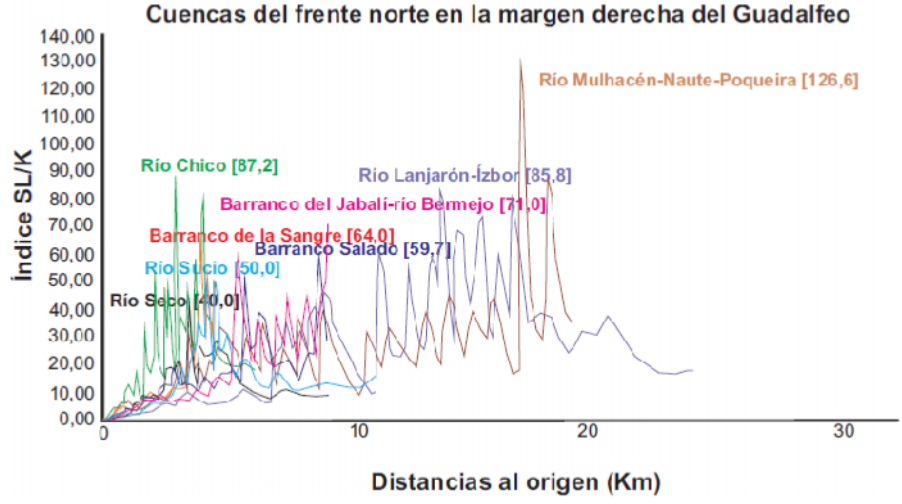

Cuencas del sector SO del borde occidental de Sierra Nevada
Alturas (m)
Río Dúrcal - Ízbor
Bco. Pleito
Río Torrente
Distancias al origen (Km)


Índice SL/K
Río Torrente [38,0]
Río Dúrcal-Ízbor [43.0]
Bco. Pleito [30,5]
Distancias al origen (Km)

Borde meridional de Sierra Nevada: margen derecha del Guadalfeo
[Barrancos que cruzan el Tramo de Lanjarón-Almegíjar]



Cuencas del frente norte en la margen derecha del Guadalfeo



(Adra) (**Sl/K**=85,0) y Picena (**Sl/K**=48,0) (**Perfil nº 13 del Anexo A.IV.1)**. En el tramo de Andarax se dan valores de (**SL/K**=145,0) en Las Navas, en el barranco de Bonaya 80,0, etc. (**Perfil nº 14 del Anexo A.IV.1)**.

En el tramo del norte de Berja sólo hay dos cauces que presentan los índices del gradiente por encima del valor de 2.000. El cauce más destacado en esta zona es el de la rambla de Santa Lucía, con índices de gradiente mayores a 2.000 (**Sl/K**=79,8) en las cotas 550m y 850m.

En el FMAFA del norte de Gádor, al tramo de Fondón lo cortan varios cauces, con índices del gradiente por encima del valor de 2.000. Casi todos los cauces que atraviesan este tramo, lo hacen cerca de sus desembocaduras, es decir, el FMAFA está muy cercano y paralelo al río Andarax. Los cauces son: el barranco de Cacín (**Sl/K**=75,6) (el único de esta área que presenta la cota más alta a los 1.300m), la rambla de Alcora (**Sl/K**=42,2) y la rambla de Marín (**Sl/K**=68,0) en las cotas de 384m, de 400m, y en la cota de 450m otro. A partir de la rambla de Juan Campos el FMAFA se hace más activo. En el tramo de Alhama de Almería tenemos los mayores valores de **SL** que los proporciona el barranco del Servatillo (**Sl/K**=111,4), en la cota de 700 m.

Comparación de los índices Smf/Vf y Vf/Bs: del análisis de los índices de la forma de las cuencas que atraviesan los FMAFAs, se puede considerar que en todos los frentes aparecen geometrías de cuencas con formas alargadas, características de redes de drenaje asociadas a bordes activos. Por otra parte, gran parte de los cambios bruscos en la dirección del cauce principal están asociados con accidentes de carácter tectónico. En su conjunto los barrancos que cruzan los sectores occidental y meridional de Sierra Nevada se están encajando más enérgicamente que los que cruzan otros sectores que bordean Sierra Nevada. Ésto es congruente con la mayor actividad tectónica deducida de la comparación de los índices **Smf** / **Vf**, y **Vf** / **Bs**; aún teniendo en cuenta, que en general, los valores de **Vf** son más precisos que los valores de **Bs**, pues este último índice depende más de la litología que afecta a la cuenca por donde discurre el cauce. Los frentes montañosos de estos sectores los podemos clasificar de la Clase 1, con un levantamiento tectónico superior a 0,5 m/ka (Rockwell et al., 1984; Silva et al., 2003). De esta manera, estos nuevos índices corroboran que los bordes occidental y meridional son los más activos. El primero facilita el levantamiento de Sierra Nevada frente a la Cuenca de Granada. Los valores de **Vf** son más bajos de lo esperado para este sector, y

ésto se puede deber a que los FMAFAs tienen una actividad bastante más reciente que en el resto del Sector Occidental de Sierra Nevada.

En el borde occidental de Sierra Nevada **(Cuadro resumen nº 5)** los índices de la forma de la cuenca alcanzan valores superiores a 5 en tres de los cinco cauces que cruzan este FMAFA **(Gráfica 7 del Anexo A.IV.2.1)**. En el borde noroccidental de Sierra Nevada, el río Genil tiene el valor más destacado, por ser el más cercano a la unidad, de **Vf** = 0,02. Los ríos Monachil y Dílar presentan un valor **Vf** de 0,04. El cauce del río Dílar tiene un **Bs** de 4,51, su cauce tiene una forma bastante alargada y presenta un cambio de dirección (O-E a S-N), justo al cruzar el FMAFA.

En el borde suroccidental el río Dúrcal y el barranco de la Rambla destacan con los valores más bajos de esta zona **(Gráfica 7 del Anexo A.IV.2.1)**. Río Dúrcal (**Vf** = 0,03) y barranco de la Rambla (0,05). El río Torrente tiene un valor de 0,03. En cuanto a valores de **Bs**, el barranco del Pleito - un afluente del río Torrente - es el más destacado con un valor del **Bs** de 7,70. Se destacan, también, el barranco de las Colmenillas-Chite, con un valor del **Bs** de 4,61 y el barranco de Tablate, con **Bs** de 5,02.

En la cuenca de Granada **(Gráfica 8 del Anexo A.IV.2.1)**, el perfil nº 2 del río Genil que corta al FM de Huétor Santillán y al FMAFA de Granada (Segmento Alhambra-El Serrallo) da un índice **Vf**=0,06. Además, los ríos Darro y Bermejo presentan valores de encajamiento de 0,06 y 0,15 respectivamente. En todo este sector, situado entre estos dos FMs (el del sector nororiental y el del área de Granada) los tramos de estos ríos presentan un cauce muy encajado, a modo de garganta, aunque su línea divisoria sea más amplia, extendiéndose fuera de lo que es propiamente la garganta. Estos ríos, con sus afluentes, se encajan especialmente entre el FM de este sector y en el FMAFA del área de Granada. Un encajamiento singular es el que experimenta el río Darro cuando coincide con el tramo donde el curso del río cambia su dirección (codo del río Darro): de dirección N-S, pasa a dirección O-E. También el río Monachil presenta un valor **Vf** de 0,04 a los 6.500 m y 2.650 m, respectivamente, aguas arriba del FMAFA correspondiente a este segmento. En las inmediaciones de Monachil presenta un valor de 0,07. El río Bermejo es el que presenta un índice **Bs** más alto, y tiene un valor de 6,80, que representa una cuenca bastante alargada, pero en esta área de Granada la cuenca que mejor representa valores altos del **Bs** es la del barranco de San

Jerónimo, cuyo cauce tiene diversos cambios de dirección manteniendo siempre una anchura más o menos constante. Su valor es de 6,52. **(Cuadro resumen nº 6)**

En el borde meridional de Sierra Nevada **(Gráfica 9 del Anexo A.IV.2.1)**, los valores de **Vf**, son generalmente pequeños, así, en el cauce principal (río Guadalfeo) la mayor actividad tectónica podría asociarse a valores próximos a 0,1, cortando al FMAFA del sur de Sierra Nevada. En cuanto a los valores de **Bs**, por ejemplo, en el subtramo Almegíjar-Bérchules, en la margen derecha de la cuenca del río Cádiar destaca el Afluente 8 con un valor del **Bs** de 8,68, que nos indica un alargamiento importante, en una dirección predominante NO-SE, y relacionada con la tectónica actual. En general todas estas cuencas son netamente alargadas, y las consideramos afectadas por la actuación del FMAFA.

En el tramo del norte de Berja el índice de encajamiento más bajo es el de la rambla de Castala (0,03), y a lo largo de su curso va presentando un encajamiento diferencial más acusado en los tramos de cabecera, con bastantes cambios de dirección **(Gráfica 10 del Anexo A.IV.2.1)**. Por otra parte la rambla de Hilas da un valor del **Bs** = 6,44.

Comparación de los valores de Bs y Vf por sectores. En el borde occidental de Sierra Nevada los valores del **Bs** van de 0,94 a 7,70, y los del **Vf** van de 0,02 a 0,24; en consecuencia no difiere este resultado demasiado con el obtenido anteriormente por la relación entre los valores del **Smf** y los del **Vf**, y podemos seguir considerando los frentes del borde occidental de Sierra Nevada como los más activos. En el caso del área de Granada al relacionar los valores de la forma de la cuenca (**Bs**), que van de 1,85 a 7,70, con los valores del encajamiento de los cauces (**Vf**) que van de 0,02 a 0,83, los resultados confirman que los tramos de esta área son de tipo activo. Si se hace lo mismo en el borde meridional de Sierra Nevada, al relacionar los valores del índice **Bs**, comprendidos entre 1,15 y 8,68, y los del **Vf** que van de 0,01 a 0,80, lo que también permite clasificarlos como tramos activos. En los frentes de Berja y de Gádor, en Las Alpujarras, la comparación entre el índice **Bs** (valores entre 1,05 y 6,98) y el índice **Vf** (valores entre 0,03 y 0,33), permite considerar este tramo activo. Por último, también en este caso si se comparan los valores de los índices a su paso por los FMAFAs del borde occidental de Sierra Nevada, con los del borde meridional, se concluye que los dos son

REDES HÍDRICAS QUE ATRAVIESAN FMAFAs EN EL S. OCCIDENTAL DE SIERRA NEVADA

FRENTE NOROESTE DE SIERRA NEVADA

Tramo de Güéjar Sierra		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Río Genil (Embalse de Canales)	*Cambia de dirección al NO*	13.174,39	0,02	2,80	1,29	0,44	45,50 %
Barranco del Castillejo	*Cambia de dirección al N*	1.767,33	0,07	3,05	1,29	0,25	41,99 %
Barranco de los Castaños	*Basculamiento al NE*	730,27	0,07	1,48	1,29	0,32	36,37 %

Tramo Embalse de Canales a Cumbres Verdes		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Barranco Ligero	*Basculamiento al O*	1.232,71	0,07	1,64	1,03	0,37	33,48 %
Barranco del Agua		762,98	0,24	2,62	1,03	0,21	40,05 %
Río Monachil	*Basculamiento al N*	2.926,95	0,04	3,42	1,03	0,61	25,77 %
Barranco del Lobo	*Basculamiento al SO y cambio de dirección al O*	914,22	0,19	3,12	1,03	0,66	29,10 %
Arroyo de Huenes	*Cambia de dirección al N*	1.042,77	0,05	4,03	1,03	0,16	47,51 %
Río Dílar	*Cambia de dirección al N*	4.712,76	0,04	4,51	1,03	0,63	32,22 %

FRENTE SUROESTE DE SIERRA NEVADA

Tramo de Padul - Nigüelas		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Afluente 13	*Basculamiento al SO*	556,02	0,13	0,94	1,17	0,91	20,25 %
Río Dúrcal - Río Izbor (Embalse de Béznar)	*Basculamiento al NO*	2.153,80	0,03	1,45	1,17	0,70	32,60 %
Barranco de la Rambla	*Basculamiento al N*	1.828,87	0,05	3,34	1,17	0,40	44,63 %

Tramo de Nigüelas - B. de Tablate		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Río Torrente	*Basculamiento al NO*	1.900,73	0,03	3,37	1,02	0,46	37,03 %
Barranco del Pleito	*Basculamiento al S/SE*	1.522,58	0,10	7,70	1,02	0,57	45,8 %
Barranco de Chite	*Basculamiento al NO*	318,14	0,24	2,49	1,02	0,67	28,47 %
Barranco de las Colmenilas - Barranco de Chite	*Basculamiento al NO y al O*	1.059,62	0,15	4,61	1,02	0,62	39,85 %
Barranco de Tablate	*Basculamiento al NO*	1.714,51	0,09	5,02	1,09	0,49	35,56 %

FRENTE DEL SECTOR NORORIENTAL DE LA CUENCA DE GRANADA

Tramo de Alfacar		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Río Bermejo	*Cambia de dirección al O*	1.337,10	0,07	6,80	1,47	0,15	41,24 %
Arroyo del Puerto	*Basculamiento al O y cambio de dirección al S*	628,22	0,16	3,54	1,47	0,74	39,6 %
Río Darro	*Basculamiento y cambio de dirección al O*	721,10	0,06	3,70	1,47	0,77	37,50 %

FRENTES MONTAÑOSOS DEL ÁREA DE GRANADA

Segmento de Jun - El Serrallo		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Barranco del Membrillo		178,57	0,37	1,85	1,35	0,11	44,07 %
Barranco del Purcal		119,96	0,83	3,55	1,35	0,52	31,99 %
Arroyo del Juncaril	*Basculamiento y cambio de dirección al*	376,33	0,20	6,00	1,35	0,83	39,80 %
Barranco de San Jerónimo		174,67	0,30	6,52	1,35	0,52	42,67 %
Río Beiro	*Basculamiento al S/SE*	428,33	0,15	7,70	1,35	0,83	10,08 %
Río Darro	*Basculamiento y cambio de dirección al O*	721,10	0,06	3,70	1,35	0,85	37,50 %

Segmento El Serrallo - C. Verdes		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Río Genil	*Cambia de dirección al NO*	397,56	0,02	2,80	1,17	0,44	45,50 %
Río Monachil	*Basculamiento al N*	2.926,95	0,03	3,42	1,17	0,61	25,77 %
Arroyo de Huenes	*Cambia de dirección al N*	1.042,77	0,05	4,03	1,17	0,16	47,51 %

REDES HÍDRICAS QUE ATRAVIESAN FMAFAs EN EL S. MERIDIONAL DE SIERRA NEVADA

FRENTE SUR DE SIERRA NEVADA

Tramo del Guadalfeo		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Subtramo Lanjarón-Almegíjar							
Río Lanjarón - Río Izbor	*Basculamiento al SE y cambio de dirección al S*	4.103,49	0,04	4,27	1,24	0,72	41,46 %
Río Sucio	*Basculamiento al O y cambio de dirección al S*	2.512,73	0,07	3,92	1,24	0,59	47,60 %
Río Chico	*Basculamiento al E*	3.844,96	0,04	4,41	1,24	0,26	32,95 %
Río Seco	*Basculamiento al O*	2.015,74	0,13	4,74	1,24	0,80	20,45 %
Afluente 9	*Cambio de dirección al SO*	1.426,09	0,40	7,36	1,24	0,68	47,91 %
RíoMulhacén - Naute - Poqueira	*Basculamiento al E*	6.332,12	0,02	2,10	1,24	0,27	33,76 %
Río Trevélez	*Basculamiento al SE y cambio de dirección al SO*	26.929,09	0,01	2,02	1,24	0,53	32,85 %
Subtramo Almegíjar-Bérchules							
Barranco de la Granja	*Cambia de dirección al O*	988,86	0,40	4,33	1,07	0,82	39,04 %
Rambla de Notáez		684,06	0,16	1,48	1,07	0,40	43,20 %
Rambla de Cástaras	*Basculamiento al E*	2.831,05	0,10	2,60	1,07	0,89	27,10 %
Afluente 8		1.053,91	0,57	8,68	1,07	0,59	49,82 %
Barranco de la Umbría - Rambla de Nieles	*Basculamiento al E y cambio de dirección al SO*	2.423,30	0,80	4,39	1,07	0,83	29,03 %
Barranco de Lobras	*Basculamiento al E y cambio de dirección al SO*	1.347,37	0,13	8,35	1,07	0,60	42,10 %
Rambla de Atalaya	*Basculamiento al E y cambio de dirección al SO*	1.446,37	0,16	5,73	1,07	0,73	33,35 %
Rambla de Cairo		2.483,13	0,40	6,54	1,07	0,81	30,98 %
Río Cádiar	*Basculamiento al E y cambio de dirección al O, con nuevo basculamiento al norte*	4.912,28	0,03	4,22	1,07	0,78	42,63 %

Tramo de Adra		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Río de Mecina	*Cambia de dirección al E*	4.879,48	0,06	4,46	1,01	0,74	25,45 %
Rambla de Carlonea	*Basculamiento al NE y cambio de dirección al E*	1.743,69	0,15	4,32	1,01	0,90	20,76 %
Río de Válor		2.901,88	0,03	1,72	1,01	0,49	25,14 %
Río Nechite	*Cambia de dirección al O*	3.338,29	0,10	3,35	1,01	0,47	36,83 %
Rambla de los Arcos		145,38	0,49	4,28	1,01	0,42	40,55 %
Río Mairena	*Cambia de dirección al SO*	1.462,50	0,26	8,19	1,01	0,50	38,95 %
Río Ugíjar	*Basculamiento al SE*	1.237,41	0,37	4,33	1,01	0,59	47,09 %
Rambla de Mairena	*Cambia de dirección al SE*	925,00	0,20	8,23	1,01	0,24	48,15 %
Río de Laroles	*Basculamiento al NO y cambio de dirección al SO*	2.492,24	0,06	1,31	1,01	0,98	12,80 %
Río de Picena	*Basculamiento al O y cambio de dirección al SO*	2.158,33	0,06	2,60	1,01	0,55	28,76 %
Rambla de Inízar	*Cambia de dirección al SO*	2.425,33	0,17	5,69	1,01	0,52	39,14 %
Río de Alcolea	*Cambia de dirección al O*	3.258,33	0,05	4,35	1,01	0,59	40,73 %

Tramo de Andarax		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Barranco de los Mil hombres de Bonaya	*Cambia de dirección al E*	4.031,68	0,12	2,10	1,06	0,61	25,99 %
Río Andarax	*Cambia de dirección al E*	2.444,44	0,02	1,60	1,06	0,19	44,30 %
Rambla de la Cueva de la Noquera		1.429,69	0,07	2,15	1,06	0,21	49,54 %
Rambla de la Fuente Ramírez	*Basculamiento al NO y cambio de dirección al O*	794,01	0,20	3,89	1,06	0,53	45,26 %
Barranco de las Navas	*Basculamiento al O y cambio de dirección al SE*	7.247,42	0,08	3,65	1,06	0,66	32,48 %
Barranco del Zas		1.680,75	0,09	4,07	1,06	0,59	40,05 %
Barranco de la Portada	*Basculamiento al SO*	1.159,38	0,13	3,10	1,06	0,86	27,68 %
Afluente A1	*Basculamiento al E*	850,44	0,19	7,10	1,06	0,84	38,79 %
Barranco de Jalí		3.711,84	0,22	4,94	1,06	0,41	47,38 %
Barranco de Obanes-río Chico	*Basculamiento al NO y cambio de dirección al SE*	2.927,54	0,04	3,51	1,06	0,40	45,31 %
Rambla de Tices	*Cambia de dirección al S*	3.091,20	0,04	2,98	1,06	0,59	47,40 %
Rambla de los Perros		428,89	0,27	7,40	1,06	0,83	45,65 %
Rambla de los Términos	*Basculamiento al E*	1.695,06	0,35	5,79	1,06	0,82	37,22 %
Rambla del Zalho	*Basculamiento al O*	1.377,06	0,12	6,08	1,06	0,82	42,03 %
Rambla de Guadix	*Basculamiento al O*	607,52	0,25	3,74	1,06	0,66	48,32 %
Rambla de los Yesos	*Basculamiento al S y cambio de dirección al E*	720,46	0,07	3,16	1,06	0,39	46,80 %
Río Nacimiento	*Basculamiento al SO y cambio de dirección al S*	2.885,96	0,03	1,15	1,06	0,19	42,81 %

FRENTE DE BERJA

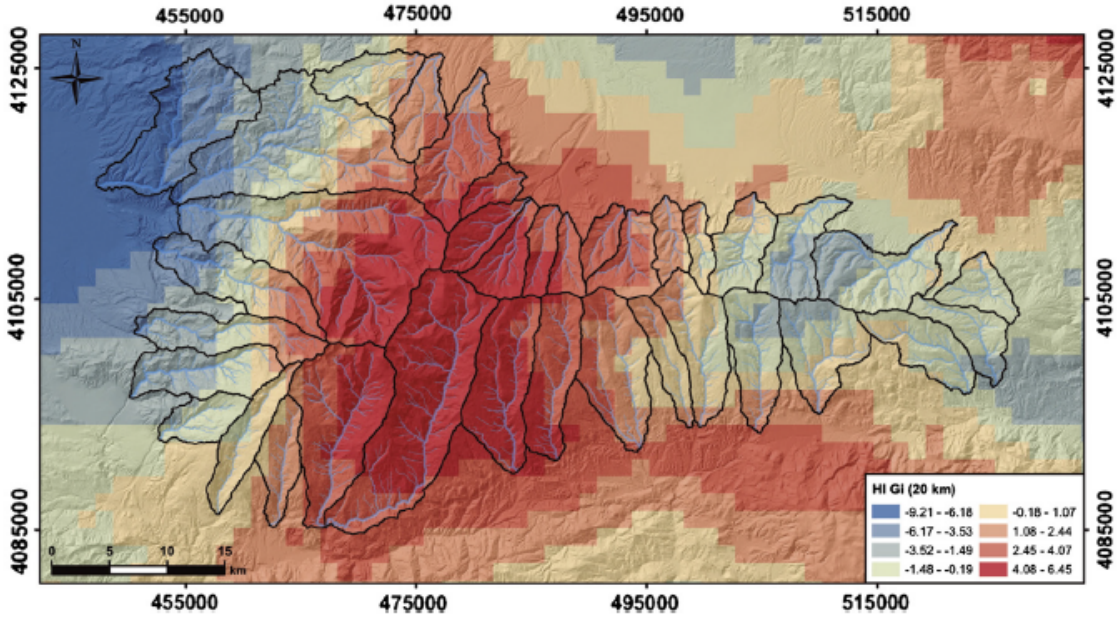
Segmento del norte de Berja		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Rambla del Montero	*Basculamientos 1º al N, después al SO y cambio de dirección al NO*	2.235,00	0,31	3,11	1,20	0,91	49,06 %
Barranco de los Caballos	*Basculamiento al S*	1.583,00	0,16	1,51	1,20	0,71	31,07 %
Rambla de Chilán		619,96	0,16	3,48	1,20	0,34	46,63 %
Rambla de Castala	*Basculamiento al NO y cambio de dirección al SO*	3.814,46	0,03	1,05	1,20	0,37	45,80 %

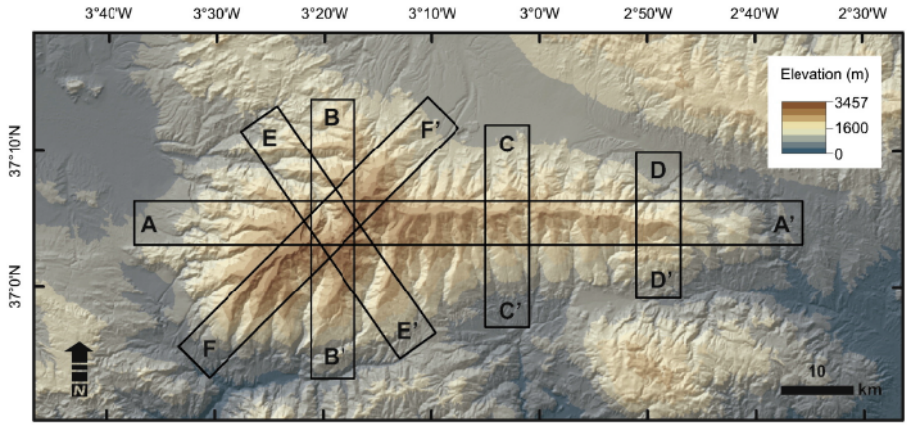
Segmento de Berja		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Rambla de Santa Lucía	*Basculamiento al NO*	3.988,09	0,28	2,50	1,67	0,47	49,45
Rambla de Hilas	*Basculamiento al S*	695,10	0,33	6,44	1,67	0,88	33,24 %
Rambla de Salomón	*Basculamiento al NO*	1.205,00	0,11	1,83	1,67	0,49	35,73 %
Rambla del Boquerón	*Basculamiento al N y cambio de dirección al O*	1.841,67	0,07	6,98	1,67	0,63	22,30 %
Rambla del Sartado	*Basculamiento al SO*	629,60	0,19	3,08	1,67	0,67	35,19 %

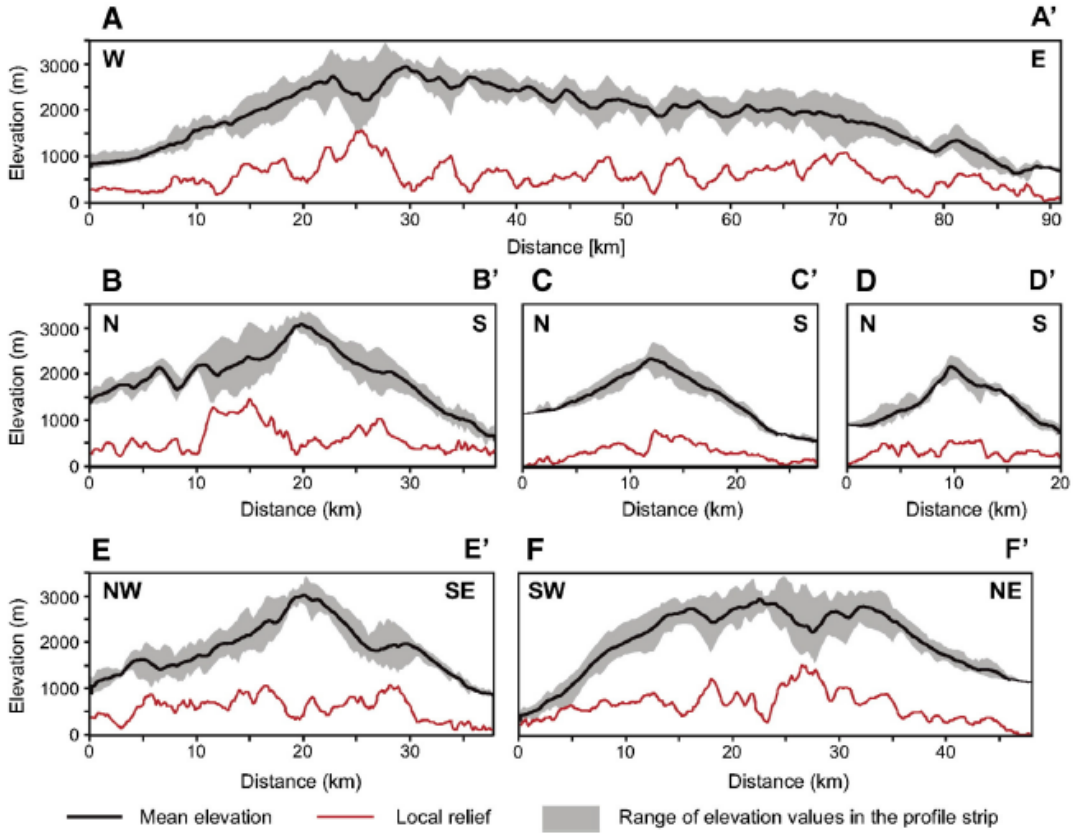
FRENTE NORTE DE GÁDOR

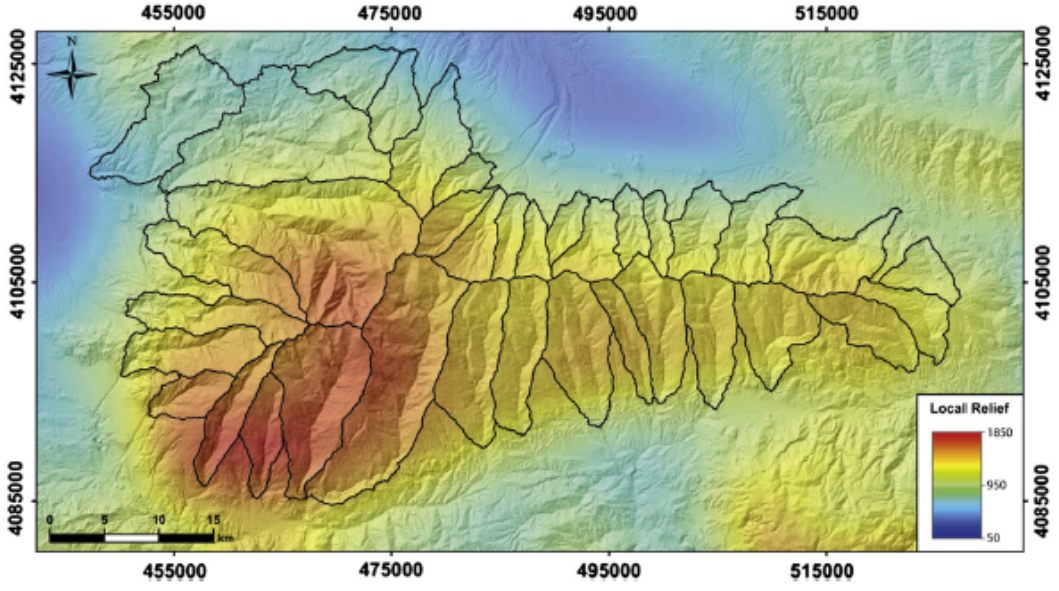
Tramo de Fondón		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Rambla de Ojancos	*Basculamiento al N y cambio de dirección al E*	119,45	0,07	1,24	1,10	0,40	47,54 %
Rambla de la Hoya de los Álamos		569,73	0,07	2,18	1,10	0,37	41,23 %
Rambla del Gallo	*Cambia de dirección al NE*	267,06	0,15	2,01	1,10	0,27	42,45 %
Rambla de Juan de Campos	*Basculamiento al NO*	1.263,59	0,05	3,38	1,10	0,83	38,14 %
Barranco de Cacín		3.779,87	0,06	1,88	1,10	0,28	45,95 %
Barranco del Pilar	*Cambio de dirección al NO, y luego vuelve al NE*	1.692,50	0,07	3,91	1,10	0,39	49,14 %
Rambla de Alcora	*Basculamiento al NO*	2.109,15	0,04	1,84	1,10	0,71	48,69 %
Barranco de las Milirias	*Basculamiento al NO*	1.236,38	0,06	2,46	1,10	0,57	38,17 %
Barranco de Marín		3.398,39	0,06	3,00	1,10	0,37	41,58 %

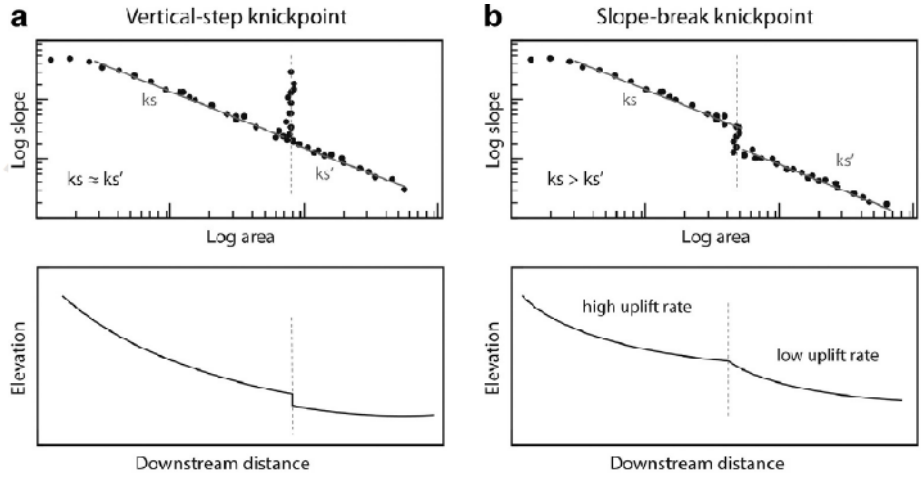
Tramo de Alhama de Almería		SL	Vf	Bs	Smf	T	FA
Barranco de la Colomira	*Cambio de dirección al NE, y luego vuelve al NO*	748,73	0,08	2,20	1,27	0,42	48,90 %
Barranco del Tonto	*Basculamiento al E*	1.837,99	0,13	2,66	1,27	0,51	49,37 %
Barranco Fuerte		3.518,02	0,04	2,25	1,27	0,29	46,88 %
Barranco Moratillo	*Basculamiento al NO y cambio de dirección al SE*	977,48	0,09	2,50	1,27	0,30	48,69 %
Barranco del Serratillo	*Cambia de dirección al NE*	5.571,80	0,06	1,60	1,27	0,26	47,88 %
Barranco de Ramón		1.643,05	0,24	4,10	1,27	0,24	42,64 %
Barranco del Cuchillo	*Basculamiento al NO*	770,10	0,08	1,55	1,27	0,48	33,56 %

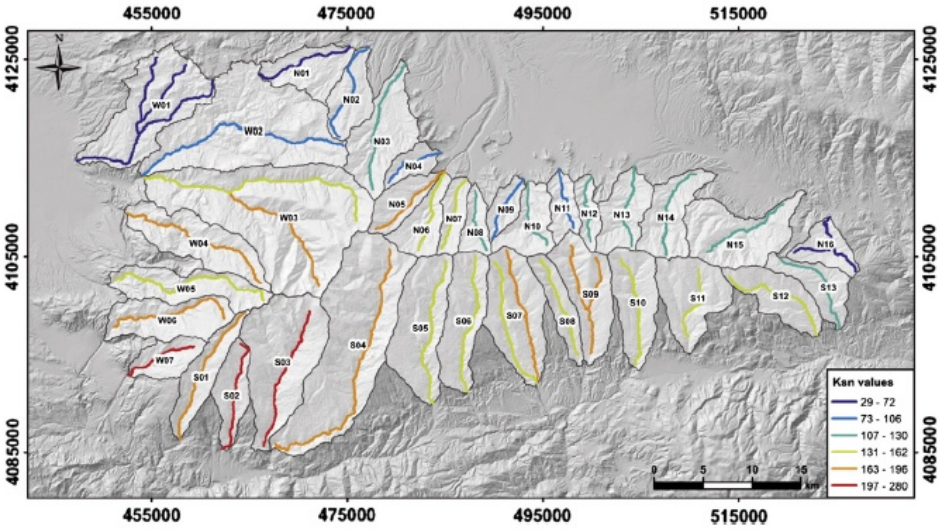

455000
475000
495000
515000
4125000
4105000
4085000
N
0
5
10
15
km
HI GI (20 km)
-9.21 - -6.18
-6.17 - -3.53
-3.52 - -1.49
-1.48 - -0.19
-0.18 - 1.07
1.08 - 2.44
2.45 - 4.07
4.08 - 6.45

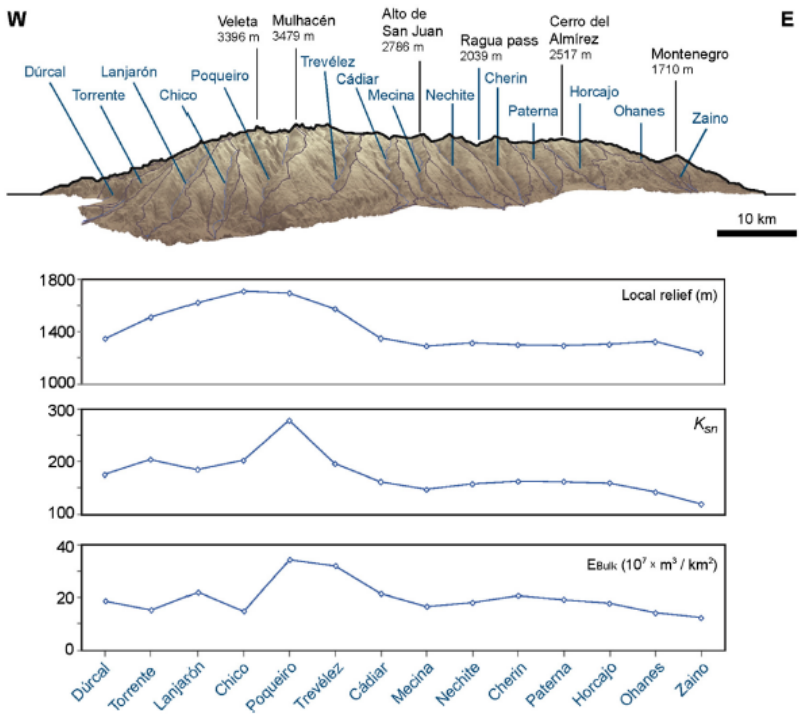

3°40'W
3°30'W
3°20'W
3°10'W
3°0'W
2°50'W
2°40'W
2°30'W
37°10'N
37°0'N
Elevation (m)
3457
1600
0
A
A'
B
B'
C
C'
D
D'
E
E'
F
F'
N
10
km


A
A'
W
E
Elevation (m)
Distance [km]
B
B'
N
S
C
C'
D
D'
Distance (km)
E
E'
NW
SE
F
F'
SW
NE
Mean elevation
Local relief
Range of elevation values in the profile strip


455000
475000
495000
515000
4125000
4105000
4085000
N
Local Relief
1850
950
50
0
5
10
15
km


a
Vertical-step knickpoint
Log slope
ks
ks ≈ ks'
ks'
Log area
Elevation
Downstream distance
b
Slope-break knickpoint
Log slope
ks
ks'
ks > ks'
Log area
Elevation
high uplift rate
low uplift rate
Downstream distance


455000
475000
495000
515000
4125000
4105000
4085000
N
W01
W02
W03
W04
W05
W06
W07
S01
S02
S03
S04
S05
S06
S07
S08
S09
S10
S11
S12
S13
N01
N02
N03
N04
N05
N06
N07
N08
N09
N10
N11
N12
N13
N14
N15
N16
Ksn values
29 - 72
73 - 106
107 - 130
131 - 162
163 - 196
197 - 280
0
5
10
15
km

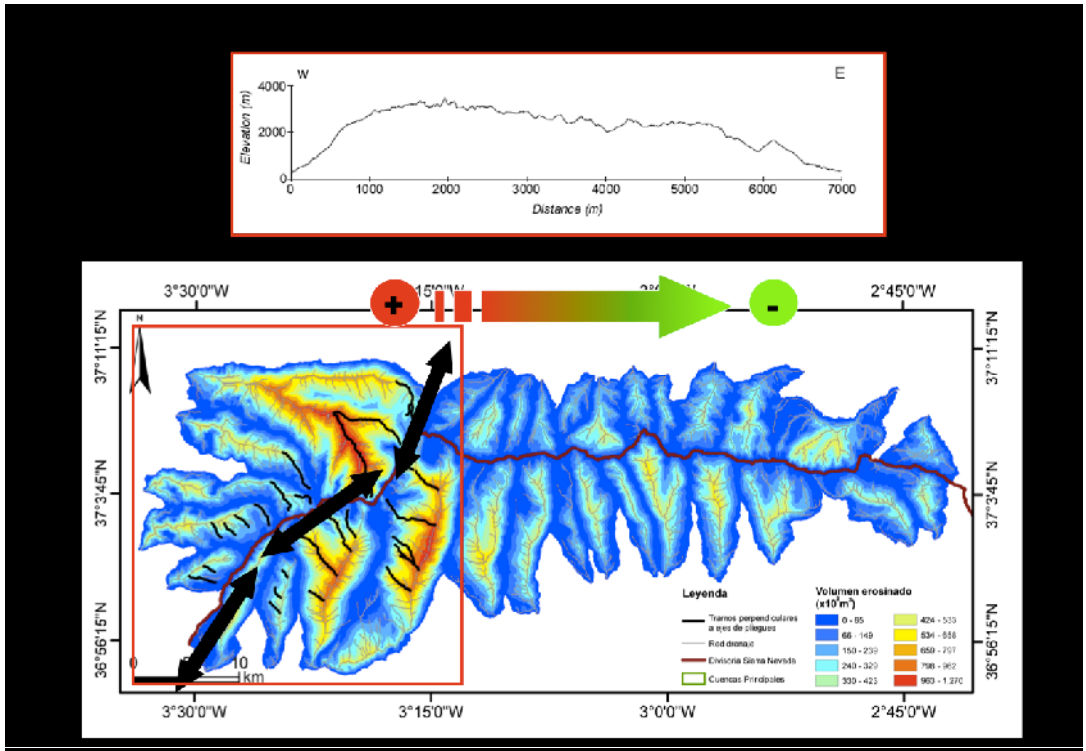

W
E
Veleta
3396 m
Mulhacén
3479 m
Alto de
San Juan
2786 m
Ragua pass
2039 m
Cerro del
Almírez
2517 m
Montenegro
1710 m
Dúrcal
Torrente
Lanjarón
Chico
Poqueiro
Trevélez
Cádiar
Mecina
Nechite
Cherin
Paterna
Horcajo
Ohanes
Zaino
10 km
Local relief (m)
1800
1400
1000
K_{sn}
300
200
100
E_{Bulk} (10^7 x m^3 / km^2)
40
20
0
Dúrcal
Torrente
Lanjarón
Chico
Poqueiro
Trevélez
Cádiar
Mecina
Nechite
Cherin
Paterna
Horcajo
Ohanes
Zaino

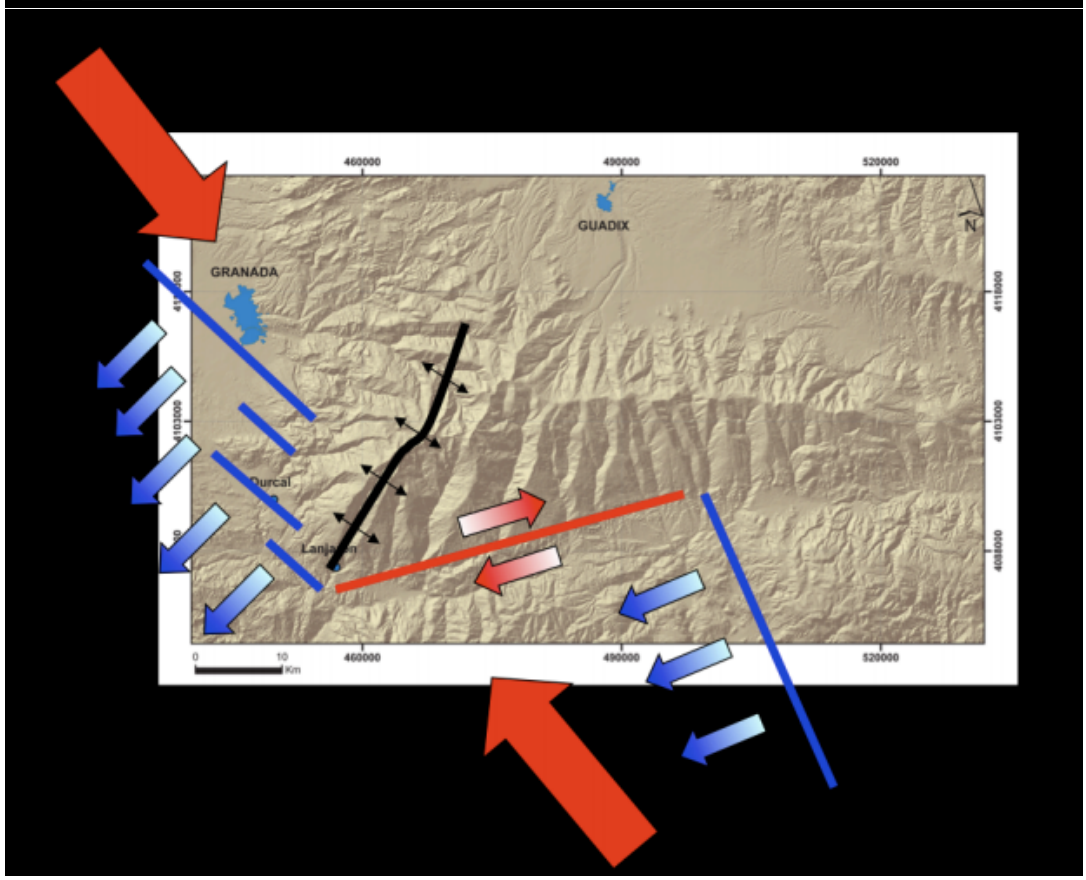
Levantamiento y actividad de Sierra Nevada en los últimos 7-8 Ma: Los datos analizados en este trabajo indican que las diferencias en los índices morfométricos en Sierra Nevada pueden representar heterogeneidades en la actividad tectónica de sus bordes. Esta actividad no estaría restringida a las fallas si no que los pliegues que afectan a este macizo también pueden ser considerados como activos. Algunos autores ya habían propuesto que los pliegues en Sierra Nevada eran activos (Galindo et al., 1999; Pérez-Peña et al., 2010; y Azañón et al., 2010) y podrían estar condicionando el relieve y la red de drenaje de Sierra Nevada.

El borde occidental de Sierra Nevada está fuertemente condicionado por la actividad de las fallas normales que limitan la Cuenca de Granada y que producen importantes depocentros tanto en los alrededores de la ciudad de Granada como en el S de Sierra Elvira (Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 2006). Hacia el S, en la Cuenca de Padul, los índices morfométricos presentan valores congruentes con los datos de carácter estructural que señalan a las fallas de este borde como las de mayor actividad reciente. Sin embargo, los basculamientos observados en este sector solo pueden explicarse por la presencia de un anticlinal activo que tendría una orientación transversa a la del gran domo de Sierra Nevada (E-O). El plegamiento producido por este anticlinal explicaría el basculamiento diferencial hacia el SO de las cuencas ubicadas al O del río Lanjarón frente al basculamiento SE de las cuencas del E del río Lanjarón (Fig. 221).

Este pliegue tiene una orientación NE-SO, siendo perpendicular a la dirección media del máximo esfuerzo compresivo actual entre África y Europa (De Liz et al., 2012). A su vez, el eje del pliegue es aproximadamente perpendicular a las fallas normales del cierre SO de Sierra Nevada que están produciendo, en la actualidad, un movimiento considerable del bloque occidental hacia el O (4-5 mm/año medidos en estaciones GPS fijas (De Liz et al., 2012).

Por tanto, se puede concluir que la parte occidental de Sierra Nevada ha estado sometida a una mayor y más reciente actividad tectónica (pliegues y fallas) congruente con la disposición de los esfuerzos actuales. El borde sur de Sierra Nevada ha funcionado como una importante falla de transferencia activa (Martínez-Martínez et al., 2006) que ha permitido acomodar la extensión en el borde occidental de Sierra Nevada y en el borde occidental de la Sierra de Gádor. Esto explica los altos índices de actividad que presenta la Sierra de Gádor y que han sido ratificados por el análisis morfométrico realizado en este trabajo.


W
E
Elevation (m)
4000
2000
0
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
Distance (m)
3°30'0"W
3°15'0"W
3°0'0"W
2°45'0"W
37°11'15"N
37°3'45"N
36°56'15"N
+
-
Leyenda
Tramos perpendiculares a ejes de pliegues
Red drenaje
Divisoria Sierra Nevada
Cuencas Principales
Volumen erosionado (x10⁶m³)
0 - 65
66 - 149
150 - 239
240 - 329
330 - 423
424 - 539
540 - 658
659 - 797
798 - 962
963 - 1.370
0
10
km


460000
490000
520000
GUADIX
N
GRANADA
Durcal
Lanjarón
0
10
Km

Por último, debe destacarse el importante contraste que existe entre los sectores O y E de Sierra Nevada desde el punto de vista de la denudación (Bellin et al., 2014), incisión y levantamiento (Braga et al., 2003; Azañón et al., 2015). Todo ello permite concluir que el sector occidental de Sierra Nevada ha estado y probablemente está sometido a una importante actividad tectónica mientras que el sector oriental tiene una actividad tectónica Plio-Pleistocena más moderada (Fig. 221).

7. CONCLUSIONES

La evolución de la red de drenaje y la topografía es una permanente competencia entre levantamiento y denudación. La tectónica no es el único factor que participa en esta ecuación. La erosionabilidad de los materiales, directamente ligada con la composición litológica, origen y evolución de las rocas, es un factor que puede incrementar la denudación sin variar el levantamiento. También el clima es un factor a tener en cuenta en esta ecuación como demuestran múltiples estudios recientes sobre pluviometría y erosión. Sin embargo, en el caso de Sierra Nevada, el escaso tamaño del área hace presumir una climatología uniforme para todo el macizo. Así mismo, aunque en Sierra Nevada puede reconocerse múltiples litologías, la mayor parte del macizo está constituida por una litología uniforme a base de esquistos grafitosos y cuarcitas del Complejo Nevado-Filábride. Por tanto, las variaciones en los índices morfométricos y en los patrones de la red de drenaje a escala regional estarán condicionadas por variaciones en el nivel de base local o por la actividad tectónica que va a condicionar la existencia de frentes montañosos, cuencas asimétricas debidas al basculamiento o knickpoints en los cauces fluviales.

El relieve de Sierra Nevada comienza a formarse en el Tortoniense, aunque los principales pulsos se producen en el Plioceno. En algunos sectores que bordean el macizo de Sierra Nevada, se pueden observar áreas de actividad tectónica reciente o relativamente reciente que se manifiesta, bien por su sismicidad, movimientos actuales medidos en estaciones GPS (pueden alcanzar los 4 mm/a; Mancilla et al., 2013) o por la topografía. Esos sectores se corresponden con bordes y frentes montañosos que rodean Sierra Nevada, particularmente los situados en la parte occidental y meridional de la misma.

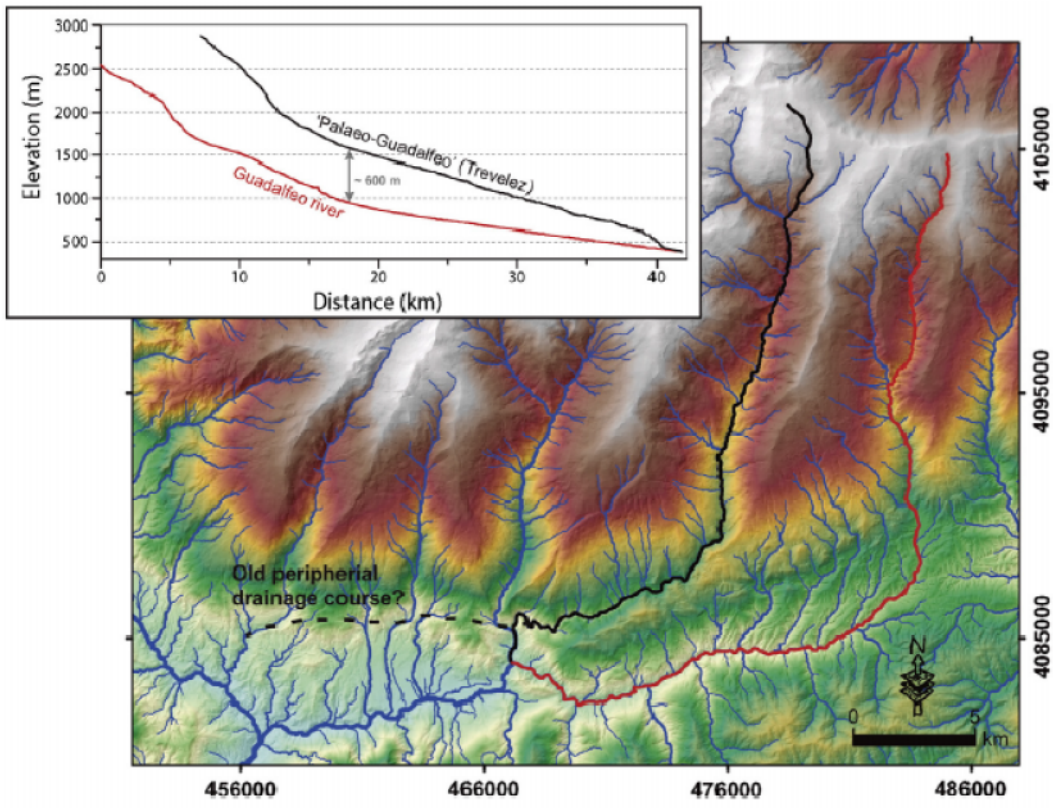
Los bordes norte y sur de Sierra Nevada (excluyendo la terminación occidental) son muy diferentes desde los puntos de vista estructurales y geomorfológicos. El borde septentrional se corresponde con una discordancia entre los sedimentos de la cuenca Guadix y el zócalo metamórfico Nevado-Filábride, mientras que el borde sur está controlado estructuralmente por las fallas de transferencia de desgarre que tienen dirección E-O (Martínez-Martínez et al, 2006;. Pérez-Peña et al., 2010) que enlazan con las fallas normales, de dirección NO-SE que afloran en el borde occidental. Las características geomorfológicas de los ríos del norte y sur de Sierra Nevada también

son muy diferentes; en los ríos del norte el nivel de base local está ubicado en los ~ 1.000m de altitud de la cuenca de Guadix (con un carácter endorreico, hasta casi finales del Pleistoceno; Azañón et al, 2005;. Azañón et al, 2006;. García Tortosa et al, 2008;. Pérez-Peña et al, 2009c), el drenaje fluye hacia el Atlántico a través del río Guadalquivir. En los ríos del borde sur el nivel de base local se encuentra en torno de ~ 500m y el drenaje es directamente dirigido hacia el Mar Mediterráneo (Fernández Ibáñez et al, 2010) ubicado a menos de 25km. El nivel de base local en el borde occidental también está controlado por fallas normales de dirección NO-SE que individualizan Sierra Nevada de la cuenca de Granada (~ 600m sobre el nivel del mar). Esta cuenca también ha sido endorreica hasta el Pleistoceno temprano (Azañón et al., 2004; García Alix et al, 2009).

En consecuencia, las cuencas de drenaje del norte de la cuenca de Guadix muestran valores más bajos de la erosión; por otra parte, los perfiles de los ríos presentan diferencias significativas de concavidad con respecto a los ríos que drenan hacia el sur (Figs. 219 y 220).

Todos los parámetros morfométricos extraídos de topografía y de los cauces de los ríos muestran valores más altos en el oeste de Sierra Nevada. Los perfiles de los ríos del norte tienen la geometría típica de las cuencas altamente erosionados con gran concavidad, mientras que los del sur tienen una geometría convexa, que generalmente se asocia con la topografía rejuvenecida. En el flanco sur de la Sierra Nevada, el río Guadalfeo tiene una elevación diferencial que oscila entre 600m y 1.000m (Fig. 221).

La reciente elevación del sector occidental de Sierra Nevada transformó el drenaje longitudinal antiguo de esta área. En la parte norte, los tramos altos del río Genil en están entre 600 y 1000 metros de altitud por encima de lo que pudo ser su nivel de base durante el Tortoniense, reproduciendo la geometría que debía tener el domo de Sierra Nevada y que aún tiene en su cierre oriental. En este sector el río Nacimiento está 600 más bajo que el nivel de base anteriormente citado. En el sector sur, el llamado en este trabajo "paleo-Guadalfeo", podría representar la posición del drenaje axial de ese sector durante el Tortoniense. Actualmente, el paleo-Guadalfeo está más al N y a 600 m por encima de la posición actual del Guadalfeo. También se han producido desviaciones en el patrón de drenaje vinculadas a un plegamiento activo de dirección NE-SO.


Elevation (m)
3000
2500
2000
1500
1000
500
0
10
20
30
40
Distance (km)
'Palaeo-Guadalfeo' (Trevelez)
Guadalfeo river
~ 600 m
Old peripherial
drainage course?
N
0
5
km
4105000
4095000
4085000
456000
466000
476000
486000

se puede concluir que la actividad tectónica es mayor en los frentes del sur y occidental de Sierra Nevada; a pesar del hecho de que la cuenca de Guadix (sector norte) es más alta que la cuenca de Granada (sector occidental), o que la cuenca del río Guadalfeo (sector sur).

A continuación se resumen los principales valores de los índices calculados. Se ha procurado ser muy conservador y de esa manera tener un margen de seguridad sobre las conclusiones obtenidas. Por tanto, se han marcado como límites los siguientes valores de cada índice: **SL** $\geq$ 2.000, **Vf** $\leq$ 0,05, **Bs** $\geq$ 6,00, **Smf** $\leq$ 1,50, **T** $\geq$ 0,75 y **FA** $\leq$ 25%. Es decir, Se consideran indicios de actividad tectónica cuando alguno de estos índices, o un conjunto de ellos, han dado valores dentro de los intervalos indicados. Por ello destacan todos los frentes montañosos atravesados por los ríos Genil, Monachil, Dílar, Dúrcal-Ízbor, Arroyo de Huenes, Afluente 13, barranco de la Rambla, río Torrente y barranco del Pleito, en el FMAFA occidental de Sierra Nevada, que, de acuerdo con los valores que proporcionan, son claramente FMAFAs. La dirección principal de basculamiento es hacia el norte y noroeste. También destacan los frentes montañosos de la cuenca de Granada, con los ríos Bermejo, Darro, Beiro, nuevamente Genil y Monachil, junto con los arroyos del Juncaril y Huenes, y el barranco de San Jerónimo. La dirección principal de basculamiento es al sur y oeste, salvo las cabeceras de los cauces Genil, Monachil y Huenes que lo hacen hacia el norte.

En el borde meridional resaltan prácticamente todos los cauces tributarios del Guadalfeo y el Adra, junto con los frentes montañosos que cortan, considerados ya como FMAFAs. Allí, la mayor parte de las subcuencas basculan hacia el este, dentro de la cuenca del Guadalfeo, y en la de Adra, prácticamente se reparten. Lo mismo ocurre al tramo de Andarax.

En el FMAFA de Berja destacan las ramblas del Mortero, de Castala, Santa Lucía, Hilas y Boquerón. En cuanto al Smf, el más destacado es el segmento del norte de Berja. Y por su parte, el borde N de la Sierra de Gádor suministra índices que indican claramente su activa tectónica.

El relieve local y el análisis hipsométrico en Sierra Nevada dan resultados similares, que también son compatibles con los datos del índice KSN. Los valores más altos de relieve local (Fig. 217) están en la parte suroeste de Sierra Nevada, de acuerdo con el área de altitudes máximas. Las cuencas que drenan al mar Mediterráneo en las partes central y oriental dan valores intermedios. Y los valores más bajos se asocian

a las cuencas que drenan hacia el valle del Guadalquivir (hacia el Atlántico) situadas en la vertiente norte de Sierra Nevada.

Finalmente, de la comparación de los valores obtenidos por todos los índices en los distintos bordes de Sierra Nevada, se observa que la red hídrica de este macizo refleja perfectamente el grado de actividad tectónica de la misma y los diferentes niveles de base de cada uno de sus bordes. Los perfiles de los ríos del norte tienen un alto índice de concavidad mientras que los del sur tienen una geometría convexa, que se asocia comúnmente a la topografía rejuvenecida. Por tanto, puede concluirse que en Sierra Nevada existe un equilibrio entre los procesos de levantamiento y denudación. Las partes más altas del macizo, ubicados en la parte occidental, se están levantando, a tasas promedio desde el Tortoniense Superior, entre 0,4-0,7 mm/a mientras que los sectores orientales del macizo rocoso se levantan a tasas entre 0,05-0,2 mm/a y por eso sus cumbres están casi 1000 metros por debajo de las del sector occidental. Los valores de Ksn calculados a lo largo de todo el macizo de Sierra Nevada son congruentes con estos datos y con los valores de Be^{10} (isótopos cosmogénicos) estimados en trabajos recientes (Reinhardt, 2007; Vazquez et al., 2011; Bellin et al., 2014).

8. REFERENCIAS

Se sigue orden alfabético del primer autor, seguido del año de la publicación

- Alfaro, P., 1995. Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura (extremo oriental de la Cordillera Bética). Tesis Univ. Alicante, 219 pp.
- Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., López-Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., 2001. Evidence for the activity and paleoseismicity of the Padul fault (Betic Cordillera, southern Spain). *Acta Geologica Hispànica*, 36, 283-295.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Goffé, B., 1998. Exhumation of high-pressure metapelites and coeval crustal extension in the Alpujarride complex. *Tectonophysics,* 285, 231-252.
- Azañón, J.M., Azor, A., Pérez-Peña, V., Booth-Rea, G., Rodríguez-Fernández, J., Delgado, J., Carrillo, J.M., Torcal, F., 2004a. Morfometría de la red de drenaje, tectónica activa y sismicidad instrumental en el borde occidental de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Geo-Temas*, 6 (3), 135-138.
- Azañón, J.M., Azor, A., Booth-Rea, G., Torcal, F., 2004b. Small-scale faulting, topographic steps and seismic ruptures in the Alhambra (Granada, southeast Spain). *Journal of Quaternary Science*, 19, 219–227.
- Azañón, J.M., Azor, A., Pérez-Peña, J.V., Carrillo, J.M., 2005. Late Quaternary large-scale rotational slides induced by river incision: the Arroyo de Gor area (Guadix basin, SE Spain). *Geomorphology,* 69, 152–168.
- Azañón, J.M., Tuccimei, P., Azor, A., Sánchez-Almazo, I.M., Alonso-Zarza, A.M., Soligo, M., Pérez-Peña, J.V., 2006. Calcrete features and age estimates from U/Th dating: implications for the analysis of Quaternary erosion rates in the northern limb of the Sierra Nevada range (Betic Cordillera, southeast Spain. *Geology Society of America Special Paper*, 416, 223–239 (Boulder, Colorado).
- Azañón, J.M., Azor, A., Pérez-Peña, J.V., Tuccimei, P., Sánchez Almazo, I.M., Alonso Zarza, A.M., Soligo, M., 2007. Características petrográficas y datación U/Th de una calcreta laminar cuaternaria: implicaciones de la captura de la cuenca de Guadix-Baza por el río Guadalquivir. In C. Sanz de Galdeano, y J.A. Peláez. La cuenca de Guadix-Baza: Estructura, Tectónica activa, Sismicidad, Geomorfología y dataciones existentes, 75-95.

- Azañón, J.M., García Mayordomo, J., Insua, J.M., Rodríguez Peces, M.J., 2009. Could the Granada Fault produce a catastrophic earthquake? 8th International Workshop on Seismic Microzoning and Risk Reduction, Almería, Spain, 159-165.
- Azañón. J.M., 2009. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology*, 106, 218-231.
- Azañón, J.M., 2010. Regional-scale high-plasticity clay-bearing formation as controlling factor on landslides in Southeast Spain. *Geomorphology*, 120, 26-37.
- 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, 225–238, http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39214
- Azañón, J.M., Galve, J.P., Pérez-Peña, J.V., Giaconia, F., Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vázquez, M., Azor, A., Roldán, F.J., 2015. Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics.* http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015. (Article in press).
- Azema, J., 1965. Sur l´existence d´une zone intermediaire entre Prébétique et Subbétique dans les provinces de Murcie et d´Alicante (Espagne). *Comptes Rendus Académie Sciences*, 260, 4.020-4.023.
- Azema, J., Champetier, T., Foucault A., Fourcade E., Paquet, J., 1971. Le Jurasique dans la partie orientale des Zones Externes des Cordilleres Bétiques. Essai de coordination. *Cuad. Geol. Iber*., 2, 91-110.
- Azema, J., 1972. Nouvelles données sur le Crétacé prébétique entre Cieza y Salinas (Prov. De Alicante y Murcia. Espagne). Bulletin Societé Géologique France, 7. XIV, 110-120.
- Azema, J., Montenat, Ch., 1973. Mapa Geológico de España 1:50.000. Fortuna. Hoja nº 892. Ministerio Industria. IGME. Madrid.
- Azema, J., 1975. Le Prébétique el le Subbétique de Cieza á Alicante .Trab. de Cong. y Reun.Ser. 7. 1. E. N. Adaro, 210-281.
- Azema, J., 1977. Étude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). Tesis Doctoral. Univ. Paris VI, 393 pp.

- Balanyá, J.C., 1984. El Complejo Dorsaliano al Este de Granada: Relaciones estructurales con la Zona Bética y el Subbético Interno. I Congr. Esp. Geol. 3, 169-175.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., 1987. Les directions structurales du Domaine d'Alborán de part et d'autre du Dètroit de Gibraltar. *Comptes Rendus Académie Sciences*, 304, I, 929-934.
- Balanyá, J.C., 1991. Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 210 pp.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M., Sánchez-Gómez, M., 1997. Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics*, 16, 226-238.
- Banda, E., Ansorge, J., 1980. Crustal Structure under the central and eastern part of the Betic Cordilleras. *Geophys. J.R. Astron. Soc*. 63, 515-532
- Bellin, N., Vanacker, V., Kubik, P.W., 2014. Denudation rates and tectonic Geomorphology of the Spanish Betic Cordillera. *Earth Planet. Sci. Lett*., 390, 19–30.
- Booth-Rea, G., Azañón, J. M., Martínez-Martínez, J. M., Vidal, O., García-Dueñas, V., 2005. Contrasting structural and P-T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean). *Tectonics*. 24(2), 1-23.
- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martinez-Martinez, J.M., Grevemeyer, I., 2007. Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochem. Geophys. Geosyst*. 8. http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001639 (n/a-n/a)
- Borgh, M.M., Oldenhuis, R., Biermann, C., Smit, J.H.W., Sokoutis, D., 2011. The effects of basement ramps on deformation of the Prebetics (Spain): A combined field and analogue modelling study. *Tectonophysics*, 502, 62–74.
- Botero, P., García, L., Hernández, C., Sepúlveda, L., Torres, E., 2005. Evaluación de la actividad tectónica reciente del frente montañoso occidental de la Cordillera Central entre Calarcá y Pijao (Quindio-Colombia). *Revista Geográfica Venezolana*, 46, 57-68.
- Bouillin, J.P., Durand-Delga, M., Olivier, P., 1986. Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: Distinctive Features, Genesis and Development Stages. In: Wezel, F.C. (Ed.). The origin of arcs. Elsevier, Amsterdam, 281–304.

- Braga, J.C., Martín, J.M., Quesada, C., 2003. Patterns and average rates of late Neogene–recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology,* 50, 3–26.
- Buforn, E., Sanz de Galdeano, C., Udías, A., 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*. 248, 247-261.
- Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In D.O. Doehring (ed). Geomorphology in Arid Regions. Proceeding of the Eigth Annual Geomorphology Symposium. State University of New York at Binghamton, 115-138**.**
- Bull, W.B., 1977. Geomorphic tectonic activity classes of south front of the San Gabriel Mountains, California. *U.S. Geol. Surv. Contract Report,* 14-08-001-G-394. 59 p.
- Bull, W.B., 1978. Geomorphic tectonic classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California. *U.S. Geological Survey Contract Report*. 14-08-001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, Calif. 59 pp.
- Burbank, D.W., 1992. Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin. *Nature*, 357, 680–683.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2013. Tectonic Geomorphology. Second ed. Blackwell Science, Oxford. 472 p.
- Canon, P.J., 1976. Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of the Mill Creek drainage basin. *Oklahoma Geology Notes*, 36, 1, 3-16.
- Carvajal, R., Sanz de Galdeano, C., 2001. La red de drenaje del borde nororiental de la cuenca de Granada, del río Bermejo al Darro. Aplicación de índices geomorfológicos. La Cuenca de Granada. (Sanz de Galdeano C., Peláez Montilla J.A., y López-Garrido A.C. Eds.) Publ. Fac. Ciencias (Granada), 67-77.
- Carvajal, R., Sanz de Galdeano, C., 2008. Aplicación de índices geomorfológicos al estudio de la cuenca del río Adra (Almería). *Cuaternario y Geomorfología*, 22 (1-2), 17-31.
- Chacón, J., 1999. Riesgos naturales en el borde suroriental de la depresión de Granada. In Rivas Carrera, Pascual y Gómez-Caminero García, R. Edit. Ciclos Naturales y Desarrollo Sostenido. Grupo Editorial Universitario, Granada, 71-134.
- Cox, R.T., 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid techtenique to identify areas of possible quaternary tilt-blok tectonic: an example from de Mississippi embayment. *Geological Society of America bulletin*, 106, 571-581.

- Clark, S.J.P., Dempster, T.J., 2009. The record of tectonic denudation and erosion in an emerging orogen: an apatite fission-track study of the Sierra Nevada, Southern Spain. *Journal of the Geological Society*, 166, 87–100.
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M., García-Dueñas, V., 1994. Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain: Late folding of normal fault systems. *Tectonics*. 13, 78-88.
- Crespo-Blanc, A., González-Sánchez, A., 2005. Influence of indenter geometry on arcuate fold-and-thrust wedge: preliminary results of analogue modelling. *Geogaceta*. 37, 11-14.
- Crespo-Blanc, A., Frizon de Lamotte, D., 2006. Structural evolution of the external zones derived from the Flysch trough and the outh Iberian and Maghrebian paleomargins around the Gibraltar arc: A comparative study. *Bull. Soc. Geol. Fr*. 177, 267 – 282.
- Crespo-Blanc, A., 2007 Superimposed folding and oblique structures in the palaeomargin-derived units of the Central Betics (SW Spain). *Journal of the Geological Society*, London. V. 164, 621–636.
- Crespo-Blanc, A., 2008. Recess drawn by the internal zone outer boundary and oblique structures in the paleomargin-derived units (Subbetic Domain, central Betics): An analogue modelling approach. *Journal of Structural Geology*. 30, 65-80.
- De Ruig, M.J., 1992. Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain) – a study of stress fluctuations and foreland basin deformation. PhD thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Oláiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J., Fernández- Lozano, J., 2008. Inversion of moment tensor focal mechanisms from active stresses around Microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, TC1009.
- Delgado, F., Estévez, A., Martín, J.M., Martín Algarra, A., 1981. Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos alpujárrides (Cordilleras Béticas). *Estudios Geológicos,* 37, 45-57.
- Delgado, J., Alfaro, P., Galindo, J., Jabaloy, A., López-Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., 2002. Structure of the Padul-Nigüelas Basins (SE Spain) from H/V ratios of Ambient Noise: Application of the Method to Study Peat and Coarse Sediments. *Pure and Applied Geophysics*, 159, 2733-2749.

- Dimieri, L.V., Fortunatti, N.B., Nullo, F.E., 2005. Estructura dúplex plegada en el frente montañoso de la Cordillera Principal, río Atuel, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (4): 644-650.
- Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int*. 101, 425–478.
- Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., , Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett*. 21, 2191–2194.
- Durand-Delga, M., 1980. La Méditerranée occidentale: étapes de sa génèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Livre Jubilaire Soc. Géol. France. Mem. h. sér, 10, 203-224.
- El Hamdouni, R., 2001. Estudio de movimiento de ladera en la cuenca del río Ízbor mediante un SIG: contribución al conocimiento de la relación entre tectónica activa e inestabilidad de vertientes. Tesis Univ. Granada. 430 pp.
- Estévez, A., Sanz de Galdeano, C., 1983. Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Basins du Guadix-Baza et de Grenade). *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynamique,* Paris, 21, 23-34.
- Fernández Ibáñez, F., Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., González-Lodeiro, F., 2006. Caracterización morfo-estructural del borde occidental de Gádor (Cordillera Bética). *Geogaceta*, 40, 71-74.
- Fernández-Ibáñez, F., Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Soto, J.I., Azañón, J.M., 2010. Normal faulting driven by denudational isostatic rebound. *Geology,* 38, 643–646.
- Ferrater, M., Booth-Rea, G., Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Giaconia, F., Masana, E., 2015. From extension to transpression: Quaternary reorganization of an extensional-related drainage network by the Alhama de Murcia strike-slip fault (eastern Betics). *Tectonophysics.* http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.011. (Article in press).
- Flint, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10, 969 - 973.
- Foucault, A., 1965. Les rapports enttre la Prébétique dans la partie centrale de la province de Jaén (Espagne Méridionale). *C.R. Ac.Sc*. 260, 4.354-4.357.
- Foucault, A., 1971. Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaén et Grenade, Espagne méridionale). Tesis. Univ. Paris. 633 pp.

- Foucault, A., 1975. Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordilleres Bétiques. IV. Le Prebétique et le Subbétique de Cazorla a Huescar. Ier coloq de estrat. y paleog. del Cretácico de España. Emp. Nac. Adaro Serie 7. 1, 245-250.
- Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F., Jabaloy, A. 1993. Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics.* 227, 105-126.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González Lodeiro, F., Torcal, F., 1999. Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics*. 18, 686-702.
- García, A.F., Keller, E.A., Sanz de Galdeano, C., Chadwick, O., El Hamdouni, R., Chacón, J., 1998. Field evidence for Quaternary epeirogeny and extensional deformation in the Internal Zone of the Betic Cordillera, Spain. 94th Annual Meeting of the Geological Society of America. Abstracts with programs. 30, 5, 15.
- García, A.F., 2001. Quaternary stream incisión and topographic development in the eastern Alpujarran Corridor, Betic Cordillera, southern Spain (Almería). Tesis University of California Santa Bárbara, no publicada, 214 pp.
- García, A.F., Zhu, Z., Ku T.L., Sanz de Galdeano, C., Chadwick, O.A., Chacón Montero, J., 2003. Tectonically driven landscape development within the Eastern Alpujarran Corridor, Betic Cordillera, SE Spain (Almería). *Geomorphology* 50, 83–110.
- García-Alix, A., Minwer-Barakat, R., Martin, J.M., Martin-Suarez, E., Freudenthal, M., 2009. Dating the change from endorheic to exorheic conditions in the drainage system of the Granada basin (Southern Spain). *Palaios*, 24, 544–549.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J. C., Martínez-Martínez, J. M., 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin and their tectonic implications. *Geo Mar.Lett*. 12, 88 – 95.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C., Vera J.A., 1980. Mesozoic Paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordilleras. *Geol. Minjb*., 59 (2) ,155-169.
- García-Tortosa, F.J., Sanz de Galdeano, C., 2007. Evidencias geomorfológicas de actividad tectónica cuaternaria en el frente montañoso del borde sur de Sierra

Nevada: la falla normal de Laujar de Andarax. *Cuaternario y Geomorfología*, 21, 101-112.

- García-Tortosa, F.J., Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P., Ureña, M., 2007. El glacis de la cuenca de Guadix-Baza. Una superficie de referencia para el análisis tectónico y la evolución geomorfológica de la cuenca. In C. Sanz de Galdeano, y J.A. Peláez. La cuenca de Guadix-Baza: Estructura, Tectónica activa, Sismicidad, Geomorfología y dataciones existentes, 111-126.
- García-Tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., Gilbert, L., López-Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., Ureña, M., 2008. Geomorphologic evidence of the active Baza Fault (Betic Cordillera, South Spain). *Geomorphology,* 97, 374–391.
- Gardner, T.W., 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin,* 94, 664–672.
- Gao, M., Zeilinger, G., Xu, X., Wang, Q., Hao, M., 2013. DEM and GIS analysis of geomorphic indices for evaluating recent uplift of the northeastern margin of the Tibetan Plateau, China. *Geomorphology,* 190, 61-72. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.02.008
- Geel, T., Roep, T.B., 1998. Oligocene to Miocene basin development in the eastern Betic Cordilleras, SE Spain (Velez Rubio Corridor- Espuña): reflections of Wesr Mediterranean plat tectonic reorganization. *Basin Research*, 10, 325-343.
- Geel, T., Roep, T.B., 1999. Oligocene to Middle Miocene basin development in the Velez Rubio Corridor - Espuña (Internal-External Zone boundary; Eastern Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. Mijnbouw*, 77, 39-61.
- Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Palade, B., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F., 2012. The deglaciation of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 159-160, 93-105.
- Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar (Armijo, R., Benkhelil, J., Bousquet, J.C., Estévez, A., Guiraud, R., Montenat, C., Pavillon, M.J., Philip, H., Sanz de Galdeano, C., Viguier, C.), 1977. L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. *Bull. Soc. géol. France, Paris*, (7), XIX, 3, 575-614.

- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*. 30(12), 1071-1074.
- Gutscher, M.A., Domínguez S., Westbrook G.K., Gente P., Babonneau, N., Mulder, T., Gonthier, E., Bartolome, R., Luis, J., Rosas, F., Terrnha, P., 2009. Tectonic shortening and gravitational spreading in the Gulf of Cadiz accretionary wedge: Observations from multi-beam bathymetry and seismic profiling. *Marine and Petroleum Geology*. 26, 647-659.
- Hack, J.T., 1957. Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland, *U.S. Geological Survey Professional Paper,* 294-B, p. 97.
- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U. S. Geological Survey* 1, 421-429
- Hare, P. W. Gardner, T. W., 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica, In: Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, (Eds) Morisawa, M. and Hack, J. T., September 1984, Allen and Unwin, Boston, 90–104.
- Hermes, J.J., 1.985. Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios Geológicos*, 41, 157-176.
- Johnson, C., Harbury, N., Hurford, A.J., 1997. The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*. 16, 189-204.
- Keller, E.A., 1986. Investigation of active tectonics: Use of surficial earth process. In: Active tectonics (R.E. Wallace Ed.). Studies in Geophysics. Nat. Acad. Press. Washington D.C. 136-147.
- Keller, E.A., Pinter, N., 1996a. Aplicación de índices geomorfológicos al estudio de la actividad tectónica de una región. Gradiente-longitud de cauces (SL) en el conjunto de Sierra Nevada, 124-127-128.
- Keller, E.A., Pinter, N., 1996b. Active Tectonics (Earthquakes, Uplift and Landscape). Prentice-Hall Inc. New Jersey. 338 pp.
- Kirby, E., Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29, 415-418.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J. Struct. Geol*., 44, 54–75.

- Mancilla, F.d.L., Stich, D., Berrocoso, M., Martín, R., Morales, J., Fernández-Ros, A., Páez, R., Pérez-Peña, A., 2013. Delamination in the Betic Range: deep structure, seismicity, and GPS motion. *Geology*, 41, 307–310.
- Martín-Algarra, A., 1987. Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral. Univ. Granada, 1171 pp.
- Martín-Rojas, I., Martín-Martín, M., Sanz de Galdeano, C., 2001. Índices geomorfológicos de los frentes montañosos del borde occidental de Sierra Nevada (Granada — España). In: Peláez Montilla, J., López Garrido, A.C. (Eds.), La Cuenca de Granada. In: Sanz de Galdeano, C. (Ed.), Estructura, Tectónica Activa, Sismicidad, Geomorfología y Dataciones Existentes. Universidad de Granada, Granada, 59–66.
- Martínez-Díaz, J.J., 1998. Neotectónica y Tectónica Activa del sector centro-occidental de la región de Murcia y sur de Almería. 2 tomos. Tesis Univ. Complutense, Madrid, 466 p.
- Martínez-Díaz, J.J., 2000a. Análisis sismotectónico de la serie sísmica de Adra: mecanismos de terremotos compuestos como respuesta a la interacción entre fallas activas en el sureste de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 13, 1, 31-44.
- Martínez-Díaz, J.J., 2000b. Indicios geomorfológicos indicativos de tectónica activa en el sector Lorca-Totana de la falla de Alhama de Murcia. *Bol. Geol. Min*., 111-1, 67-76.
- Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L., 2004. Neotectonics and morphotectonics of the Southern Almería (Betic Cordillera-Spain). Kinematics implications. *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch),* 93-189-206.
- Martínez-Martínez J.M. y Azañón J.M., 1997. Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alboran orogenic system. Tectonics. 16, 205-225.
- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I., Balanyá, J.C., 2002. Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongate dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*. 21 (3): art. Nº. 1012. http://dx.doi.org/10.1029/2001TC001283.
- Martínez-Martínez, J.M., 2006. Lateral interaction between metamorphic core complex and less-extended, tilt block domains: the Alpujarras strike-slip transfer fault zone (Betics, SE Spain). *Journal of Structural Geology*, 28, 602-620.

- Martínez-Martínez J.M., Booth-Rea G., Azañón J.M., Torcal F. 2006. Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. Tectonophysics, 422, 159-173.
- Masana, E., 1995. L´activitat neotectónica a les Cadenes Costaneres Catalanes. Tesis Univ. Barcelona, no publicada, 444 p.
- Masek, J.G., Isacks, B.L., Gubbels, T.L., Fielding, E.J., 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *J. Geophys. Res*., 99, 13,941–13,956.
- Matoš, B., Tomljenović, B., Trenc, N., 2014. Identification of tectonically active areas using DEM: a quantitative morphometric analysis of Mt. Medvednica, NW Croatia. *Geological Quarterly,* 58, 1-19. DOI: 10.7306/gq.1130
- Meijninger, B.M.L., Vissers, R.M.L. 2007. Miocene extensional basin development in the Betic Cordillera, SE Spain, revealed through analysis of the Alhama de Murcia and Crevillente Faults. *Basin Research*, 18, 547–571.
- Molin, P., Pazzaglia, F., Dramis, F., 2004. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *Am. J. Sci.,* 304, 559–589.
- Monié, P., Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro F., Goffé B., Jabaloy, A., 1991. 40Ar/39Ar geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 148, 289-297.
- Ohmori, H., 1993. Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology*, 8, 263-277
- Orozco, M., 2006. Las alpujarras, al sur de granada. Interpretaciones sobre su estructura e influencia de las mismas en las propuestas de evolución tectónica del extremo occidental del cinturón alpino mediterráneo. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19(1-2), 113-141.
- Pedrera, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J.M., Azor, A., 2009. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology*, 105, 218-231. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.09.026
- Pedrera, A., Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlouf, M., Akil, M., López-Garrido, A.C., Chabli, A. Ahmamou, M., González-Castillo, L., 2011. Is there an

active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *Journal of Geodynamics*, 52, 2, 83 – 96

- Peláez, J.A., Sanz de Galdeano, C., López Casado, C., 2001. Potencialidad sísmica de las fallas de la cuenca de Granada. In C. Sanz de Galdeano, J.A. Peláez, y A.C. López Garrido. La cuenca de Granada: Estructura, Tectónica activa, Sismicidad, Geomorfología y dataciones existentes, 158-174.
- Peper, T., Cloetingh, S., 1992. Lithosfere dymamic and tectono-stratigraphic evolution of the Mesozoic Betic rifted margin (southeastern Spain). *Tectonophysics*, 203, 345-361.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Delgado, J., 2004. Metodología para el análisis de redes de drenaje mediante índices geomorfológicos y su relación con la tectónica activa. *Geo-Temas*, 6(4), 259-262.
- Pérez-Peña, J.V., 2005. Estudio de las estructuras neógenas de un sector del borde nororiental de la depresión de Granada. DEA. Univ. Granada, 62 pp
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A., González-Lodeiro, F., 2007. Análisis de la erosión diferencial producida en las sub-cuencas de Guadix y Baza a partir de la reconstrucción del relieve en el Pleistoceno superior. Resúmenes XII Reunión Nacional de Cuaternario, Ávila.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A., 2008a. CalHypso: Un programa para extraer curvas hipsométricas y sus momentos estadísticos en ArcGIS. Ejemplo de aplicación en Sierra Nevada, SE de España. *Geo-Temas*, 1227–1230.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Azor, A., Delgado, J., González-Lodeiro, F., 2008b. Integral hipsométrica de la Cuenca de Granada determinada usando índices locales de autocorrelación espacial con SIG. *Geo-Temas,* 10, 723-726.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A., Delgado, J., González-Lodeiro, F., 2009a. Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. *Earth Surf. Process. Landforms*, 34, 16-25, doi: 10/1002/esp.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Azor, A., Delgado J., 2009b. Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. *Journal of Geophysical Research,* 114, F02018, doi: 10.1029/2008JF001092.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A., Tuccimei, P., Della Seta, M., Soligo, M., 2009c. Quaternary landscape evolution and erosion rates for an intramontane

Neogene basin (Guadix–Baza basin, SE Spain). Geomorphology 106 (3-4), pp. 206–218.

- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M., Keller, E., 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119, 74–87.
- Platt, J., Whitehouse, M.J., 1999. Early Miocene high-temperature metamorphism exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U-Pb zircon age. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 171, 591-605.
- Platt, J.P., Argles, T.W., Carter, A., Kelly, S.P., Whitehouse, M.J., Lonergan, L., 2003. Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P-T-time array. *Jour. Geol. Soc. (London),* 160, 655-676.
- Platt, J., 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.
- Ramírez-Herrera, M.T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23,317-332.
- Rehault, J.P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The western Mediterranean basin geological evolution. *Mar. Geol*., 55, 447-477.
- Reicherter, K.R., Peters, G., 2005. Neotectonic evolution of the Central Betic Cordilleras (Southern Spain). *Tectonophysics*, 405, 191– 212.
- Reinhardt, L.J., Bishop, P., Hoey, T.B., Dempster, T.J., Sanderson, D.C.W. (2007): Quantification of the transient response to base-level fall in a small mountain catchment: Sierra Nevada, southern Spain. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 112, F03S05. doi: 10.1029/2006JF000524.
- Rockwell, T.K., Keller, E.A., Johnson, D.L., 1984. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. En: Morisava, M. y Hack, T.J. (Eds.). Tectonic Geomorphology. Publ. in Geomorphology, State University of New York at Binghmanton, 183-204.
- Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., 1990. Le couloir des alpujarras. Documents et travaux IGAL, París. 12-13, 87-100.
- Rodríguez-Fernández, J., Martín-Penela, A., 1993. Neogene evolution of the Campo de Dalías and the surrounding offshore areas (Northeastern Alboran Sea). *Geodinamica Acta*. 6, 255-270.

- Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C., 2006. Late orogenic intramontane basin development: the Granada basin, Betics (southern Spain). *Basin Research*, 18, 85-102.
- Rodríguez-Fernández, J., Azor-Pérez, A., Azañón-Hernández, J.M., 2012a. The Betic Intramontane Basins (SE Spain): Stratigraphy, Subsidence, and Tectonic History. Tectonics of Sedimentary Basins. John Wiley & Sons Ltd., pp. 461–479.
- Rodríguez-Fernández, J., Azor-Pérez, A., Azañón-Hernández, J.M., 2012b. The Betic Intramontane Basins (SE Spain): Stratigraphy, Subsidence and Tectonic History. In: Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Busby, C. and Azor, A. Editors. ISBN: 978-1-4051-9465-5. Wiley-Blackwell.
- Roldán García, F.J., Mateos Ruíz, R.M., Rodríguez-Fernández J., Azañón, J.M. ,2009. Anatomía de los deslizamientos de la vertiente sur de Sierra Nevada. VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. (E. Alonso, J. Corominas y M. Hürlimann. Eds.)
- Ruiz-Ortiz, P.A., 1983. A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, southern Spain. Sedimentology, 30, 33-48.
- Santanach, P., Sanz de Galdeano, C., Bousquet, J.C., 1980. Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Boletín del Instituto Geológico y Minero,* 91-92, 417-440.
- Sanz de Galdeano, C., 1976. Datos sobre las deformaciones neógenas y cuaternarias del sector del Padul (Granada). Reunión Sobre la Geodinámica de las Cordilleras Béticas y el Mar de Alborán. Univ. Granada, Granada, pp. 197–218.
- Sanz de Galdeano, C. ,1983. Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol*., 39, 157-165.
- Sanz de Galdeano, C., Rodríguez Fernández, J., López Garrido, A.C., 1985. A strike-slip fault corridor within the Alpujarra Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geol. Rundschau*. 74, 3, 641-655.
- Sanz de Galdeano, C., Rodríguez Fernández, J. y López Garrido, A.C., 1986. Tectonosedimentary evolution of the Alpujarran corridor (Betic Cordilleras, Spain). *Giornale di giologia Bologna*, 48, 1-2, 85-90.
- Sanz de Galdeano, C., 1988. The fault system and the Neotectonic features of the Betic Cordilleras. In: Fifth E.G.T.Workshop ‘‘The Iberia Peninsula’’. Estoril (Ed By E. Banda & V. Mendes). Eur. Sci. Found. 99-109.

- Sanz de Galdeano, C., 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the western Mediterranean, Miocene to the present. Tectonophysic, 172, 107-119.
- Sanz de Galdeano, C., 1996. Datos sobre las deformaciones neógenas y cuaternarias del sector del Padul (Granada). 1a Conferencia Internacional Sierra Nevada. Publicaciones Universidad de Granada, Granada, 219–231.
- Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C., 1999a. Estratigrafía y estructura de las unidades alpujárrides en el borde occidental de Sierra Nevada (Granada, España). Rev. Soc. Geol. *España*, 12/2, 187-198.
- Sanz de Galdeano, C., López Garrido, A.C., 1999b. Nature and impact of the Neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain). Geomorphology, 30/3, 259-272.
- Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C., 2000. Las fallas tortonienses a cuaternarias entre Granada y la Costa: el límite occidental del Nevado-Filábride y de las unidades alpujárrides inferiores. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4), 519-528.
- Sanz de Galdeano, C., 2001. Las fallas del sector nororiental de la cuenca de Granada. In C. Sanz de Galdeano, J.A. Peláez, y A.C. López Garrido. La cuenca de Granada: Estructura, Tectónica activa, Sismicidad, Geomorfología y dataciones existentes, 117-120.
- Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P., 2004. Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63, 178-190.
- Sanz de Galdeano, C., 2007. Introducción a la cuenca de Guadix-Baza: su localización geográfica y geológica. In C. Sanz de Galdeano, y J.A. Peláez. La cuenca de Guadix-Baza: Estructura, Tectónica activa, Sismicidad, Geomorfología y dataciones existentes, 3-9.
- Sanz de Galdeano, C., Delgado, J., Galindo-Zaldívar, J., Marín-Lechado, C., Alfaro, P., García Tortosa, F.J., López-Garrido, A.C., Gil, A.J., 2007. Anomalías gravimétricas de la cuenca de Guadix-Baza (Cordillera Bética, España). *Boletín Instituto Geológico y Minero,* 118, 763-774. ISSN: 0366-0176
- Sanz de Galdeano, C., 2008. La Cordillera Bética: Una cadena fragmentada. *Geo-temas,* 10, 413-416.
- Sanz de Galdeano, C., Peláez, J.A. (Eds.) 2011. Fallas activas de la Cordillera Bética. Una aproximación a partir de la información tectónica y sísmica. Editorial Universidad de Granada, 287 pp. I.S.B.N.: 978-84-338-5195-6. Depósito legal: Gr./367–2011. LibroEbook-9788433852410.html

- Sanz de Galdeano, C., García-Tortosa, F.J., Peláez, J.A., Alfaro, P., Azañón, J.M., Galindo- Zaldívar, J., López Casado, C., López Garrido, A., Rodríguez-Fernández, J., Ruano P., 2012. Principales fallas activas de las cuencas de Granada y Guadix-Baza (Cordillera Bética). *Journal of Iberian Geology*, 38, 209-223. http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39215.
- Scotti, V.N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M., Casas-Sainz, A., 2014. The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis and geochronology. *Geomorphology,* 206, 37-57. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.09.017
- Siddiqui, S., Soldati, M., 2014. Appraisal of active tectonics using DEM-based Hypsometric integral and trend surface analysis in Emilia-Romagna Apennines, northern Italy. *Turk. J. Earth Sci*., 23, 277–292.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Dabrio, C.J., Lario, J., 1992. Evaluación geomorfológica de la actividad cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. III Congreso Geológico de España, VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, 2, 96-100.
- Silva Barroso, P., 1994. Evolución geodinámica de la depresión del Guadalentín desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología. Tesis Univ. Complutense. Madrid, 642p.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology* 50, 203–225.
- Stoke, M. 2008. Plio-Pleistocene drainage development in an inverted sedimentary basin: Vera Basin, Betic Cordillera, Se Spain. *Geomorphology.* 193–211.
- Strahler A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 63, 1117–1142.
- Valle-Hernández, M., Rivas, M.R., Lucini, M., Ortiz, J.E., Torres, T., 2003. Interpretación paleoecológica y paleoclimática del tramo superior de la turbera de Padul. Granada, España. *Polen,* 13, 85-95.
- Van der Beek, P., Braun, J., 1998. Numericalmodeling of landscape evolution on geological time-scales: a parameter analysis and comparison with the south-eastern highlands of Australia. *Basin Research*. 10, 49–68.

- Vázquez, M., Jabaloy, A., Barbero, L., Stuart, F., 2011. Deciphering tectonic and erosion driven exhumation of the Nevado–Filábride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain) by low temperature thermochronology. Terra Nova 23, 257–263.
- Vera, J.A., Martín-Algarra, A., 2004. Divisiones mayores y nomenclatura de la Cordillera Bética. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME. Madrid. 348-350.
- Viseras, C., Calvache, M., Soria, J., Fernández, J., 2003. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology,* 50, 181–202.
- Watts, A.B., Platt, J.P., Buhl, P., 1993. Tectonic evolution of the Alboran Sea Basin. *Basin Research*, 5, 153-177.
- Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, C.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Nelson, K., Ritter, J.B., Wesling, J.R., 1988. Regional Variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, 1, 239-265.
- Whipple, K.X., DiBiase, R.A., Crosby, B.T., 2013. Bedrocks rivers. In: Shroder, J.F. (Ed.), Treatise on Geomorphology. Elsevier, Poland, pp. 550–573.
- Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algerie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys*. 24, 201-297.
- Willgoose, G., Hancock, G., 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surf. Process. Landf*., 23, 611–623.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006a. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. In: Willett S.D., Hovius N., Brandon M.T., Fisher D.M. (Eds.), Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. Geological Society of America Special Paper, 398, pp. 55e74.
- Wobus, C.W., Crosby, B.T., Whipple, K.X., 2006b. Hanging valleys in fluvial systems: controls on occurrence and implications for landscape evolution. Journal of *Geophysical Research-Earth Surface,* 111, F02017.
- Wobus, C.W., Tucker, G.E., Anderson, R.S., 2006c. Self-formed bedrock channels. *Geophysical Research Letters,* 33, L18408.

❖ Wobus, C.W., Whipple, K.X., Hodges, K.V., 2006d. Neotectonics of the central Nepalese Himalaya: constraints from geomorphology, detrital 40Ar/29Ar thermochronology, and thermal modeling. *Tectonics,* 25, TC4011.

ANEXO I: RELIEVE Y EVOLUCIÓN DEL DRENAJE DURANTE LA EXHUMACIÓN DE SIERRA NEVADA (SE ESPAÑA)

Tectonophysics xxx (2015) xxx–xxx

Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto

Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?

J.M. Azañón [a,b,*], J.P. Galve [a], J.V. Pérez-Peña [a,c], F. Giaconia [a], R. Carvajal [a], G. Booth-Rea [a,b], A. Jabaloy [a], M. Vázquez [d,e], A. Azor [a], F.J. Roldán [f]

[a] Departamento de Geodinámica, Campus de Fuentenueva, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain
[b] Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Avd. Palmeras, 4, Armilla, Granada, Spain
[c] Instituto Andaluz de Geofísica, Campus Universitario de Cartuja, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain
[d] Andean Geothermal Center of Excellence (CEGA), Universidad de Chile, Santiago, Chile
[e] Department of Geology, Universidad de Chile, Santiago, Chile
[f] Instituto Geológico y Minero de España, Urb Alcázar del Genil, 4 Edf. Zulema bajo, Granada, Spain

ARTICLE INFO

Article history:
Received 26 December 2014
Received in revised form 4 May 2015
Accepted 13 June 2015
Available online xxxx

Keywords:
Denudation rates
Unroofing processes
Drainage network analysis
Uplift pattern mapping

ABSTRACT

We have performed a geomorphic analysis of the Sierra Nevada, the highest range of the Betic Cordillera (SE Spain), with the aim to elucidate its late Miocene to present-day exhumation history. The qualitative and quantitative analysis is based on filtered topography, local relief, swath-profile analysis, anomalies on stream orientation, bulk erosion volume, hypsometry, and steepness index (k_{sn}). All these parameters are intimately linked to river incision and development of drainage pattern, having been calculated to assess the role of folding and faulting on the evolution of the Sierra Nevada. Moreover, uplift rates in the core of the Sierra Nevada have been deduced from an extrapolation of the position of Late Tortonian to Pliocene coastline deposits. These data have been compared to apatite (U–Th)/He, fission-track and ^{10}Be cosmogenic data from SE Spain in order to evaluate the consistency among uplift, thermal histories and denudation rates. Our preferred tectonic scenario is one that favors fast exhumation of the western Sierra Nevada in a NW–SE overall compressive setting produced by the convergence between the Nubia and Africa plates. Sub-perpendicular to this compression, a westward 4 mm/year extensional hanging-wall displacement promotes uplift and unroofing of the western part of Sierra Nevada.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

In orogenic areas with low to moderate tectonic activity, landscape analysis provides one of the best approaches for characterizing recent mountain belt evolution (e.g., Molin et al., 2004; Dumont et al., 2005; Necea et al., 2005). This analysis combined with radiometric techniques provides quantitative key insights on the spatial and temporal pattern of denudation and uplift of the relief (e.g., Burbank et al., 1996; Whipple, 2004).

The estimation of denudation and uplift rates must follow a multidisciplinary approach, since very diverse processes can produce similar results (e.g., Burbank and Anderson, 2013). In this regard, the assimilation of denudation rates to surface uplift rates related to tectonic movements is especially illustrative. In fact, besides tectonics, a number of factors related to fluvial dynamics can be responsible for river entrenchment, namely discharge variations, bed load decrease, and base level lowering. Some of these factors may be climatically controlled, while others are mostly controlled by river-bed lithology (Dethier et al., 2014).

For landscapes in steady state conditions river incision is commonly argued to regulate the overall rate of erosion (Burbank and Anderson, 2013). Power law scaling rules for river in dynamic equilibrium can be used to determine rock uplift rates (Wobus et al., 2006; Kirby and Whipple, 2012; Whipple et al., 2013; Burbank and Anderson, 2013; Bellin et al., 2014; Scotti et al., 2014). However, transient landscapes responding to changes in the rate of base-level fall, tectonic uplift and/or precipitation may generate convex rivers for which these assumed scaling rules may be inappropriate (Whittaker et al., 2007). Therefore, attribution of river incision to active tectonics is not straightforward and requires determining the right landscape evolution model.

Long-term topographic steady-state has been suggested for some active mountain ranges worldwide; the Central Range of Taiwan (Whipple, 2001), the Central and Western Alps (Wittmann et al., 2007), the Northern Apennines (Cyr and Granger, 2008), and the Olympic Mountains (Pazzaglia and Brandon, 2001), whereas transient landscapes often are found in young mountain topography (Densmore et al., 2007) or related to increases in tectonic uplift (Whittaker et al., 2007; Harkins et al., 2007).

* Corresponding author.
E-mail address: jazanon@ugr.es (J.M. Azañón).

http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015
0040-1951/© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

In steady-state mountain belts, incised rivers and active landsliding could be considered, in a first approach, as topographic expressions of high denudation rates due to uplift induced by active tectonics. This may be accompanied by a perturbation of the drainage network causing wind and water gaps (e.g., Babault et al., 2012) or by landslide erosion (Larsen and Montgomery, 2012). In this sense, drainage network analysis and stream incision estimations have become one of the classical issues concerning tectonic geomorphology (e.g., Burbank et al., 1996; Azor et al., 2002; van der Beek et al., 2002; Wegmann and Pazzaglia, 2002; Dadson et al., 2003; Zhang et al., 2004; Pérez-Peña et al., 2010).

The aim of this contribution is twofold: first, to characterize qualitatively the spatial pattern of uplift and subsidence in an area of moderate-tectonic activity on the basis of a number of qualitative and quantitative tools, including topographic metrics of hillslope, catchment and channel morphology; second, to derive approximate denudation and uplift rates from morphometric indexes and to compare them

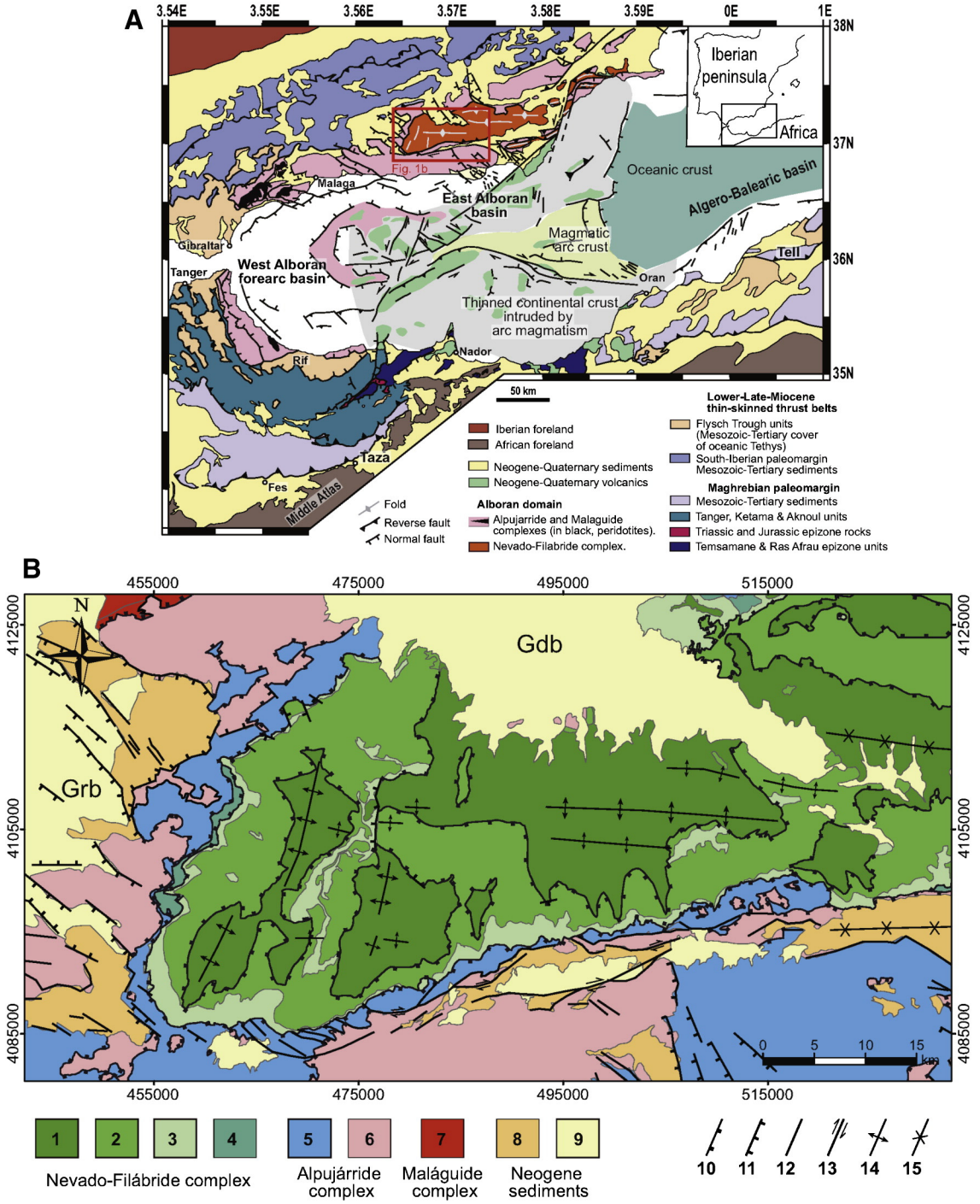


Fig. 1. A) Simplified geological map showing the tectonic domains of the Gibraltar Arc and the Alboran and Algero–Balearic basins [modified from Comas et al., 1999; Booth-Rea et al., 2003; Giaconia et al., 2012]. The inset shows the main tectonic structures of the study area together with sedimentary basins and antiformal ridges. B) Litho-structural map of the study area (modified from Martínez-Martínez, 2006). *Nevado Filabride complex*: (1) Ragua unit, (2) and (3) Calar–Alto unit, Palaeozoic and Permo–Triassic rocks, respectively, and (4) Bédar–Macael unit. *Alpujarride complex*: (5) Lújar–Gador unit and (6) upper Alpujárride units. *Malaguide complex*: (7) undifferentiated. *Neogene sediments*: (8) Miocene and (9) Pliocene to Quaternary. 10) Low-angle inactive normal fault, 11) high angle normal fault, 12) high angle normal fault (undifferentiated), 13) strike-slip fault, 14) anticline, and 15 syncline. Gdb: Guadix basin and Grb: Granada basin.

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

ARTICLE IN PRESS

with previous published data. The study area is focused on the Sierra Nevada, i.e., the highest mountain range of the Betic Cordillera (SE Spain). This range is in the central portion of the 300-km-wide tectonic zone between Eurasia and Africa that accommodates a present-day convergence rate of 4–5 mm/year (DeMets et al., 1990, 1994). Previous studies have confirmed the moderate-deformation rate of specific structures in this sector of the Betics (Masana et al., 2004; Morales et al., 2013). Our study evaluates if (1) there is equilibrium between denudation and uplift processes and (2) the estimated rates are consistent to the regional stress field and structural framework.

2. Geologic and tectonic setting

2.1. The Betic–Rif cordillera: the western termination of the Alpine orogen

The Betic–Rif cordillera (Fig. 1) forms the western termination of the peri-Mediterranean Alpine orogen, being related on a broad scale to the northwest-directed dextrally oblique convergence between Africa and Iberia (DeMets et al., 2010; Koulali et al., 2011; Platt et al., 2013). The kinematic picture of this orogenic belt is rather complicated because of the presence of a continental micro-plate that has migrated westwards, colliding in Eocene–early Oligocene times with the margins of southern Iberia and northern Africa, thus forming the arcuate Gibraltar arc system (Balanyá and García-Dueñas, 1987; DeMets et al., 1994; Lonergan, 1993; Platt et al., 2005). Thus, the Betic–Rif cordillera is made up of two external zones (the South Iberian margin in Spain and the Maghrebian margin in northern Morocco) with one internal zone in-between (the so-called Alborán Domain). The Alborán Domain is formed by several complexes that are distinguished by their stratigraphy, degree of metamorphism, and structural position (e.g., Booth-Rea et al., 2004, 2005). The early compressional tectono-metamorphic evolution of the Alborán Domain is partially obliterated by pervasive extensional tectonics, which occurred since Early–Middle Miocene times (e.g., Platt and Vissers, 1989; García-Dueñas et al., 1992; Lonergan and Platt, 1995; Martínez-Martínez and Azañón, 1997; Platt et al., 2013). This extension is responsible for ductile shear zones and low- and high-angle normal faults, as well as for the initial development of Neogene–Quaternary sedimentary basins. The largest of these sedimentary basins is the Alborán Sea (Watts et al., 1993; Comas et al., 1999), which was formed over the metamorphic rocks of the internal zone, separating the Rif in Northern Morocco from the Betics in Southern Spain (Fig. 1). The extensional tectonics seems to have occurred coevally with N–S oriented compressional structures also active since the Late Miocene and responsible for large-scale E–W oriented folds (Martínez-Martínez et al., 2002). These folds are responsible for the most outstanding topographic features in the internal zone of the Betic Cordillera: the antiforms coincide with the main ranges, which, thus, can be said to be antiformal ridges, while the synforms coincide with Neogene–Quaternary sedimentary basins (Fig. 1).

2.2. Exhumation of the Sierra Nevada in the last 15–18 Ma

The Sierra Nevada mountain range (Fig. 1) is formed by metamorphic rocks belonging to the Nevado–Filabride Complex, which has undergone a HP metamorphism of low to moderate temperature dated at 15–18 Ma (U–Pb ages on metamorphic zircons, (Sánchez-Vizcaino et al., 2002; Gómez-Pugnaire et al., 2012, and Lu–Hf ages from garnets in eclogites, Platt et al., 2006). After continental subduction at depths below 50 km, the Nevado–Filabride Complex was rapidly exhumed to shallow crustal levels, reaching the surface at 12–8 Ma (Johnson et al., 1997; Vázquez et al., 2011). Recently, Behr and Platt (2012) have proposed a two-fold exhumation model in a subduction channel. Actually, these authors claim that the Nevado–Filabride Complex was exhumed in the second stage of their model by a low-angle detachment fault rooted in the middle crust that produced the final exhumation with a westwards mean slip rate around 5 mm/year (Behr and Platt, 2012).

Major detachments and associated high-angle faults have a critical role in the most recent exhumation of the Nevado–Filabride Complex. Thus, this complex is separated from the overlying Alpujarride Complex by a detachment fault with brittle fault rocks in the hanging wall and mylonitic rocks in the footwall (Galindo-Zaldívar et al., 1989; Jabaloy et al., 1992; Visser et al., 1995; Martínez-Martínez et al., 2004). On the other hand, the western border of the Sierra Nevada is bounded by NW–SE striking normal faults (Fig. 1) that bound the sediments of the Neogene–Quaternary Granada sedimentary basin. These faults clearly indicate activity in Quaternary times, as deduced from seismicity and deformed Pleistocene–Holocene alluvial fans (Calvache and Viseras, 1997; Alfaro et al., 2001; Viseras et al., 2003). Some authors have proposed Quaternary slip rates of 0.6–0.8 mm/year for these faults (Sanz de Galdeano, 1996).

Coeval with the extensional structures, large-scale open antiformal folds have favored the exhumation of the whole extent of the Nevado–Filabride Complex outcropping in the Sierra Nevada. Galindo-Zaldívar et al. (2003) considered the antiformal ridge related to a blind-thrust buried under the northern E–W oriented mountain front of the Sierra Nevada, while the normal faults would be coeval and related to extension sub-perpendicular to the NNW–SSE axis of maximum shortening (Africa–Iberia present-day vector of convergence). However, Martínez-Martínez et al. (2002) proposed that the present-day topography of the Sierra Nevada is due to the interference of two orthogonal sets of Miocene–Pliocene, large-scale open folds trending roughly E–W and NNE–SSW. They suggested that the NNE–SSW folds were generated by a rolling-hinge mechanism, while the E–W folds were formed by shortening perpendicular to the direction of extension (Martínez-Martínez et al., 2002, 2004).

The northern and southern borders of the Sierra Nevada present very different tectonic activity (Pérez-Peña et al., 2010). The southern border is bounded by a WSW–ENE sub-vertical dextral strike-slip fault zone that has been active since the Miocene (Martínez-Martínez et al., 2006). On the contrary, the northern mountain front corresponds to the northern limb of an E–W fold, with the Neogene–Quaternary sediments of the Guadix–Baza basin unconformably overlaying the metamorphic rocks of the Sierra Nevada (Azañón et al., 2006; Pérez-Peña et al., 2009c; Sanz de Galdeano et al., 2012).

2.3. Denudation and uplift rates in the central and eastern Betics

Zircon fission-track (ZFT) and Apatite fission-track (AFT) data show that the Eastern parts of the Betics were exhumed earlier than the Central part (Johnson, 1997; Johnson et al., 1997; Reinhardt et al., 2007; Clark and Dempster, 2009; Vázquez et al., 2011). On the other hand, minimum denudation rates derived from these data range between 500–1800 m Ma^{-1} in the western Sierra Nevada (Johnson, 1997; Reinhardt et al., 2007; Vázquez et al., 2011). Johnson (1997) found that the AFT ages from the western Sierra Nevada are negatively correlated with their elevation and deduced a complex denudation history. This author proposed a first initial phase of tectonic denudation corresponding to the previously mentioned Tortonian to Messinian tectonic unroofing of the Nevado–Filabride complex, followed by a younger rapid cooling stage at around 5–3 Ma (Pliocene).

Concerning estimations derived from ^{10}Be concentrations on alluvial quartz, Bellin et al. (2014) determine very recent denudation rates for several catchments in the eastern Betics at time-scales of 103–105 years. They found relatively low denudation rates, though with a large variation (64 ± 54 m Ma^{-1}). Bellin et al. (2014) also indicate the consistence between these values and the uplift rates derived from uplifted marine deposits and fission tracks ages, which indicate a steady-state topography where rock uplift is balanced by denudation in the eastern Betics. By contrast, in the central Betics, data from ^{10}Be concentrations on alluvial sediments are limited to a single catchment in the western termination of the Sierra Nevada. The catchment-wide denudation rates were estimated in 1600 m Ma^{-1} (Reinhardt et al., 2007).

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

However, these very high rates could be explained by the progression of the incision wave due to the recent activity of an important normal fault that controls the local base level of this catchment (Padul–Nigüelas fault) (Reinhardt et al., 2007). The highest denudation rates calculated by Bellin et al. (2014) also coincide with catchments influenced by active faulting.

The most useful information on uplift rates in the Betics comes from the data compiled by Braga et al. (2003). These authors calculated uplift rates from the elevation of tectonically raised coastal deposits of known age. Thus, they estimated long-term average uplift rates from Late Tortonian to present-day of up to 0.28 mm/year (Sierra de Gádor). All these values lie well below denudation rates estimated by using fission-track methods, but they are coherent with the catchment-wide ^{10}Be-derived denudation rates of Bellin et al. (2014). The main limitation of the long-term rates is the spatial distribution of the data, since the deposits have only been preserved around the mountain ranges and there is no information in the high mountain areas. To sum up, the recent uplift and exhumation history of the central and eastern Betics is poorly constrained and several tentative models of exhumation have been proposed. Changes over time in cooling and denudation rates as well as potential differences in the exhumation history between diverse sectors of the Cordillera should be confirmed with new studies and radiometric age determinations. In this work, we assume that hillslope and channel morphology of the rivers exert a first order control on denudation rates and, therefore, could be excellent tools to investigate the apparent denudation rate differences between the Eastern and Central Betics. Accordingly, if the Betic Cordillera is a transient landscape or conversely the orogen is a steady-state topography are topics of current debate that can be solved by analyzing the relationships between uplift and denudation histories.

3. Methodology

We have applied diverse landscape analysis techniques that include local relief and minimum bulk erosion (E_{bulk}) estimation, swath profiles and catchment asymmetry evaluation, hypsometric analysis and normalized steepness index. The results of these methods have been contrasted with the patterns recognized in the drainage network. This qualitative assessment was completed by two additional analyses: (1) estimation of denudation rates on the basis of the correlation between the normalized steepness index and ^{10}Be-derived denudation rates; and (2) mapping the spatial pattern of uplift rates according to the data compiled by Braga et al. (2003).

3.1. Relief analysis

3.1.1. Local relief and swath profiles

In order to analyze the spatial variation of fluvial dissection along the Sierra Nevada, we have performed swath profiles and extracted the local relief. We followed the general approach proposed by Molin et al. (2004) to estimate the local relief, computing the remaining residual topography between a relief envelope and sub-envelope. The relief envelope is the upper surface that connects ridges and peaks, while the relief sub-envelope is the lower surface that link valley bottoms. These surfaces were derived from a smoothed model of the topography that represents the mountain range removing the lateral valleys.

To study the relief pattern of the Sierra Nevada, we have obtained six swath profiles across the mountain range: a W–E longitudinal profile, three N–S transversal profiles, and two oblique profiles in the western termination oriented SW–NE and NW–SE. All the swath profiles are 6 km wide and they have been generated by sampling elevation values along six parallel lines spaced 1 km. Maximum, minimum and mean elevation, as well as local relief (maximum minus minimum elevation) were projected into the plane of the profiles (Masek et al., 1994).

3.1.2. Hypsometric analysis

The hypsometric curve and the hypsometric integral (HI) are valuable tools for characterizing topography because they are correlated with the erosional stage of the landscape (Strahler, 1952; Willgoose and Hancock, 1998; Pérez-Peña et al., 2009a,b). In this work, we have followed the methodology proposed by Pérez-Peña et al. (2009b) to spatially analyze hypsometry. This methodology computes HI values for regular squares instead of values for basins and sub-basins, and then applies spatial-autocorrelation techniques to recognize possible spatial patterns. Since we did not use drainage basins, HI values do not strictly represent a measure of dissection but instead, how rapidly elevation changes within each square (van der Beek and Braun, 1998). This method has shown to be very useful to analyze the topographic signal produced by active tectonic structures and it is thought to be capable to identify areas with different uplift rates (Pérez-Peña et al., 2009b; Siddiqui and Soldati, 2014). We have selected a grid size of 1.5 km and used a DEM of 10 m of pixel resolution to derive HI values. This grid size is half the average mean-width of the analyzed basins (Table 1) in order to better characterize slope features at basin scale. We have used a DEM of 10 m of pixel resolution provided by the Junta de Andalucía regional government. This DEM was obtained by photogrammetry using 1:20,000 aerial photographs taken between 2001 and 2002. Once HI values were computed from the grid squares, we performed a hot-spot analysis by calculating the Getis-Ord spatial statistics with a threshold search distance of 20 km. This distance corresponds to the North–South width of the Sierra Nevada.

Table 1
Numerical values of morphometric indexes of the Sierra Nevada catchments.

Basin Id	Area (Km^2)	L (Km)	W (Km)	Ksn[a]	Fit θ	Ebulk[b]	|AF − 50|	Drainage
N01	34.47	11.22	3.07	29.45	0.24	9.74	18.34	North
N02	28.87	13.03	2.22	79.93	0.39	4.96	17.20	North
N03	53.08	17.21	3.08	121.49	0.54	12.03	12.01	North
N04	14.27	8.41	1.70	97.18	0.48	8.23	0.37	North
N05	23.55	11.03	2.14	188.36	0.48	9.84	24.47	North
N06	26.76	10.37	2.58	139.55	0.45	15.90	4.74	North
N07	17.83	9.44	1.89	143.40	0.45	10.35	6.32	North
N08	15.51	8.55	1.82	130.34	0.48	12.22	9.61	North
N09	14.51	8.12	1.79	94.10	0.31	10.07	1.13	North
N10	29.07	9.77	2.98	124.49	0.45	16.72	32.55	North
N11	17.74	9.34	1.90	105.83	0.41	11.71	3.65	North
N12	14.08	9.16	1.54	111.92	0.45	10.96	1.29	North
N13	33.64	11.48	2.93	112.98	0.44	13.78	3.05	North
N14	39.08	14.02	2.79	114.83	0.51	15.65	0.54	North
N15	60.00	15.53	3.86	119.84	0.42	15.39	4.28	North
N16	22.35	9.67	2.31	70.30	0.30	11.09	8.00	North
S01	32.99	17.18	1.92	184.69	−0.08	21.84	2.97	South (W)
S02	27.88	13.05	2.14	202.21	0.06	14.62	12.11	South (W)
S03	91.43	19.28	4.74	280.23	0.33	34.48	14.14	South (W)
S04	150.19	33.82	4.44	196.13	0.40	32.16	22.25	South (W)
S05	67.27	18.28	3.68	161.20	0.13	21.34	23.78	South (W)
S06	50.67	17.43	2.91	146.10	0.21	16.45	20.13	South (E)
S07	63.77	16.53	3.86	156.98	0.18	17.99	13.71	South (E)
S08	24.29	13.75	1.77	153.95	0.23	13.88	5.37	South (E)
S09	49.75	16.33	3.05	166.07	0.27	20.64	15.13	South (E)
S10	44.99	14.71	3.06	161.52	0.34	19.08	3.39	South (E)
S11	49.59	12.04	4.12	159.00	0.41	17.66	6.49	South (E)
S12	37.35	15.01	2.49	140.99	0.13	13.92	5.00	South (E)
S13	28.54	14.46	1.97	117.61	0.21	12.11	1.69	South (E)
W01	80.96	20.22	4.00	61.95	0.27	10.83	6.31	West
W02	140.04	26.16	5.35	96.87	0.17	18.38	10.53	West
W03	185.84	27.56	6.74	160.01	0.41	42.29	9.84	West
W04	57.78	20.59	2.81	174.22	0.34	20.00	2.11	West
W05	46.13	21.37	2.16	154.22	0.25	18.15	11.85	West
W06	47.13	17.82	2.64	175.04	0.24	18.59	10.87	South (W)
W07	22.94	9.81	2.34	204.71	0.38	15.09	8.64	South (W)

[a] θref: 0.45.
[b] 10^7 m^3/km^2.

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

3.1.3. Minimum bulk erosion (E_{bulk})

In order to determine long-term erosion at catchment scale, we have computed E_{bulk} (Menéndez et al., 2008; Giaconia et al., 2012; Azañón et al., 2012; Bellin et al., 2014). To do so, we have obtained a theoretical pre-incision surface for each catchment by interpolating elevations from present-day lateral divides. Bulk erosion is then calculated by computing the volume between this surface and present-day topography, which was normalized by catchment area. Minimum bulk erosion underestimates long-term erosion at basin scale, since it does not take into account interfluves lowering (Brocklehurst and Whipple, 2002; Pérez-Peña et al., 2010).

3.1.4. Asymmetry factor (AF)

The asymmetry factor (AF) of catchments was used to detect asymmetric catchments at the scale of the whole range (Keller and Pinter, 2002; Pérez-Peña et al., 2010). Asymmetric catchments can respond to tectonic tilting, lithologic fabric and/or capture processes. AF has been traditionally defined as:

$$AF = 100(Ar/At)$$

being Ar the area of the basin to the right (facing downstream) of the trunk channel and At the total area of the catchment. AF values greater

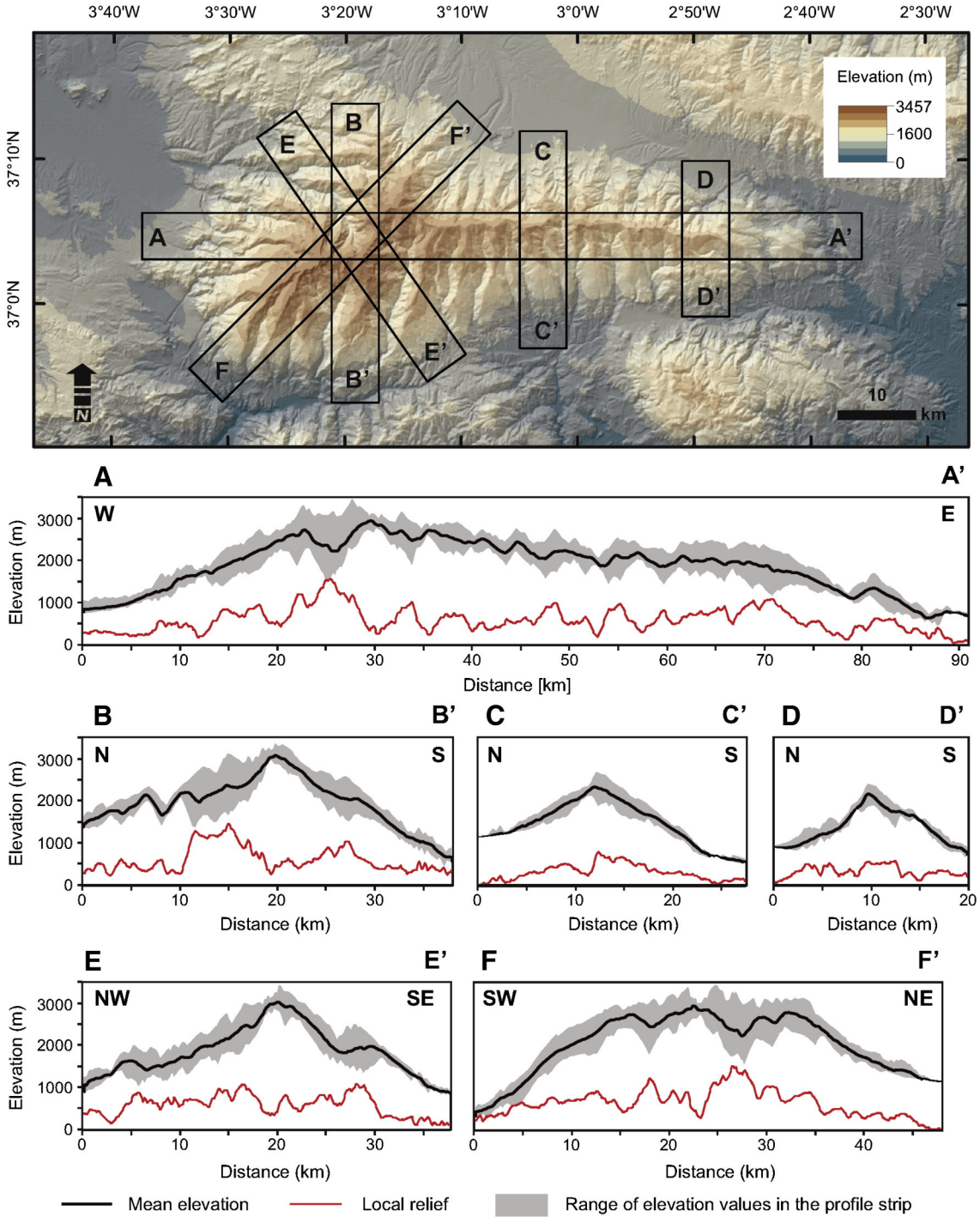


Fig. 2. DEM of the Sierra Nevada with location of the six swath profiles. Swath profiles showing the trend of the maximum, minimum, and mean topography of the Sierra Nevada. In each profile local relief has been computed by subtracting the minimum from the maximum elevation.

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

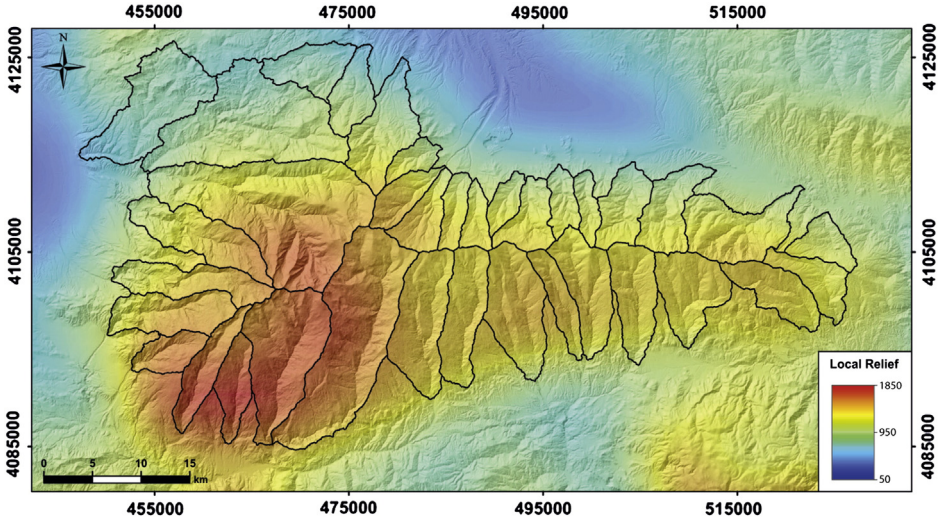


Fig. 3. DEM of the Sierra Nevada showing local relief calculation. The highest values are spatially correlated with the most elevated areas where the steepest gradients are observed.

or less than 50 may indicate tilt to the left or to the right respectively (Keller and Pinter, 2002). However, in order to avoid possible confusions between catchments located at the northern and southern slopes of the Sierra Nevada, we followed the methodology proposed by Pérez-Peña et al. (2010). We expressed the asymmetry as the absolute deviation of a perfect symmetric channel (AF = 50) together with an arrow indicating the asymmetry direction.

$$AF* = |50-(Ar/At)*100| + \text{orientation indicator (arrow)}$$

We have divided AF* values in four classes: AF < 5 (symmetric basins), AF = 5–10 (gently asymmetric basins), AF = 10–15 (moderately asymmetric basins), and AF > 15 (strongly asymmetric basins).

3.1.5. Normalised steepness index and concavity index

Graded rivers show an exponential relationship between channel slope (S) and up-stream area (A) (Hack, 1957). This well-known relation is described by the power-law:

$$S = k_s A^{-e}$$

where k_s is the channel steepness-index and Θ the concavity index (Flint, 1974). When slope and area data are represented in logarithmic-scale plots, this power relation yields a straight line that can be used to derive k_s and Θ by linear regression. This power-law relation has been used in several tectonic studies, since different area-slope relations can be due to active tectonics, changes in river bed lithology, and/or climate (Wobus et al., 2006; Kirby and Whipple, 2012; Whipple et al., 2013; Burbank and Anderson, 2013; Bellin et al., 2014; Scotti et al., 2014).

Some studies have proposed that the concavity index (Θ) varies in most natural channels in a narrow range between 0.4 and 0.6, being relatively insensitive to differences in uplift rate, lithology and/or climate at steady-state (Kirby and Whipple, 2012; Whipple et al., 2013). By contrast, the steepness index (ks) is highly sensitive to all the mentioned factors. In practice, the use of a normalized steepness index (k_{sn}) is preferred to avoid the strong correlation of k_s and Θ. The k_{sn} index is computed by considering a fixed concavity (Θ_{ref}) (Wobus et al., 2006; Kirby and Whipple, 2012; Whipple et al., 2013; Burbank and Anderson, 2013). Several studies have proposed a strong correlation between k_{sn} and uplift rate (e.g., Kirby and Whipple, 2012; Bellin et al., 2014).

We have derived the k_{sn} index for all the analyzed basins in the Sierra Nevada mountain range by regression of slope-area plots with the aid of open-source codes available from http://www.geomorphtools.org. We have used a Θ_{ref} of 0.45, as proposed in recent studies in the eastern Betics (Bellin et al., 2014) and NE Spain (Scotti et al., 2014).

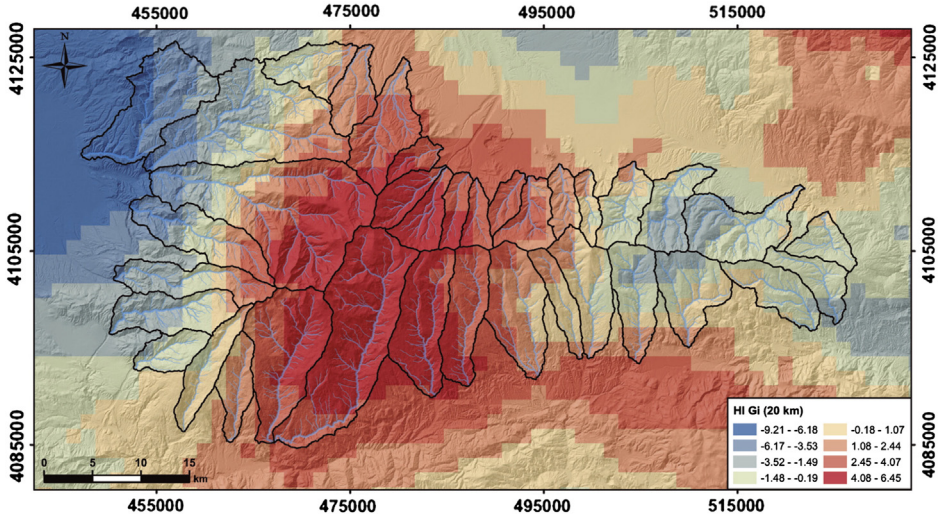


Fig. 4. Hypsometrical integral estimates on DEM of Sierra Nevada. HI has been calculated by pixels of 2.25 km^2 (see explanation on the text). The zones potentially influenced by tectonics are distinguished by the highest values.

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

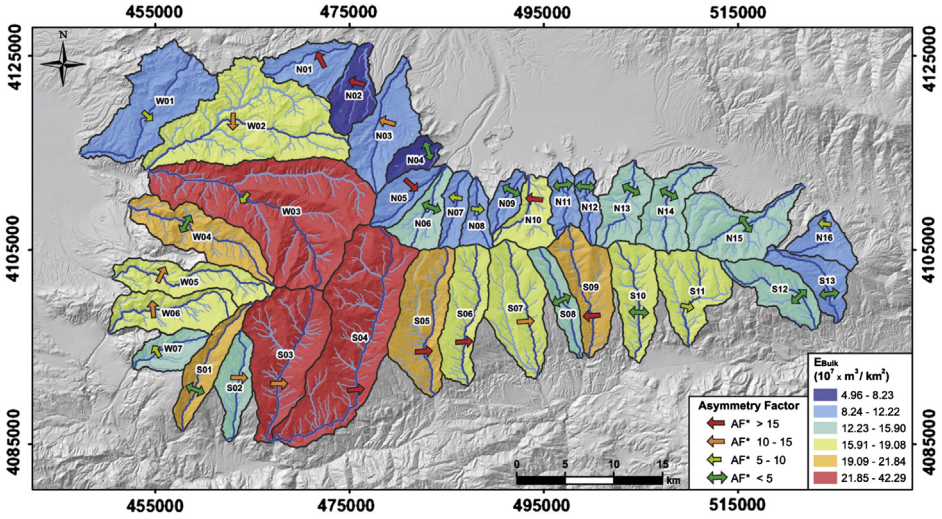


Fig. 5. Minimum bulk erosion (E_{bulk}) estimates on river catchments of Sierra Nevada. Asymmetry Factor (AF*) values in all the river catchments of Sierra Nevada. AF* has been calculated as the absolute deviation of a perfect symmetric channel with AF = 50 (see explanation in the text).

3.2. Drainage network analysis

The general drainage pattern of the Sierra Nevada has been analyzed through the study of preferential orientations. To perform the drainage orientation analysis, we have divided the Sierra Nevada in four parts attending the main topographic features: "Sierra W" includes the western termination with the highest elevations, "Sierra E" represents the eastern termination and the lowest elevations of the mountain range, "Sierra Central" represents the central part with intermediate elevation, and "Sierra NW" includes the northwesternmost termination where the boundary of the mountain range is more diffuse and lower elevation and gentler gradients dominate.

The drainage network analysis has not been yet carried out in Sierra Nevada and the conventional technique has been improved adding a novel calculation. Firstly, the drainage network has been generalized by simplifying the flow lines with a specified maximum offset tolerance, thus removing the sinuosity of the channels. This operation transforms the undulating drainage network into rectilinear segments that represent the dominant orientations. Then, the resulted segments have been divided in equal length stretches of 50 m. The orientation of each segment has been calculated and rose diagram plots have been produced.

We have carried out a supplementary calculation in addition to the conventional methodology. We have verified if the simplified (rectilinear) flow lines follow the theoretical steepest direction through the mountain range. This has been defined as "the orientation parallel to the slope aspect of a simplified model of the relief". That simplified model may be a filtered topography model or a relief envelope. If the direction of a channel segment is offset from the direction of the slope aspect of the simplified topography by a specified azimuth angle, this segment is considered "anomalous". These anomalous segments may reveal orientations related to wind gaps or rivers conditioned by lithological contacts or tectonic structures that affect the rock massif. The described method acts as a filter of information that helps in the interpretation of lineaments associated to the drainage network. The method is based implicitly on the following assumption: the erosion follows the steepest slope as analogue and numerical (see e.g., Babault et al., 2012) models indicate. The main drawback of the method is that it does not detect anomalous orientations parallel to the slope aspect. Thus, anomalous and non-anomalous channels have been represented

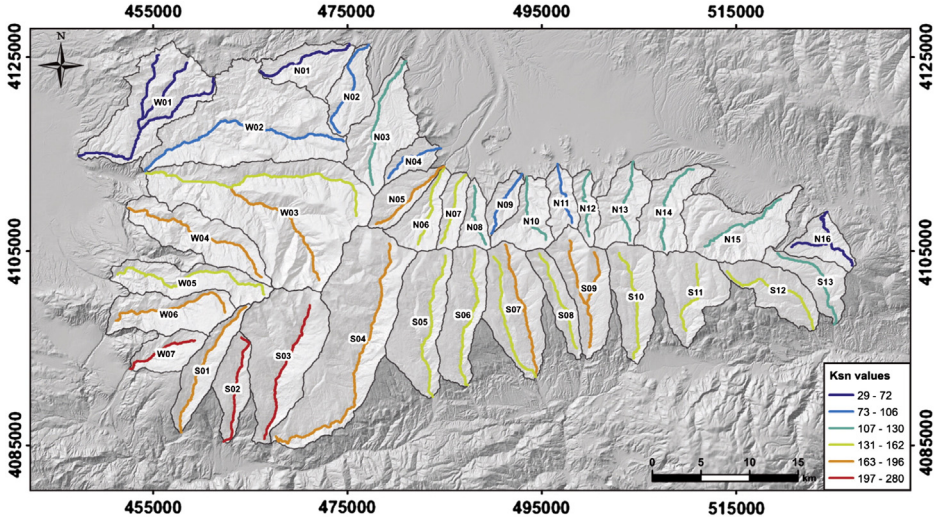


Fig. 6. Map of channel normalized steepness indices (k_{sn}) extracted throughout the Sierra Nevada. To derive k_{sn} values we used a Θ_{ref} of 0.45, as proposed in recent studies in the eastern Betics (Bellin et al., 2014) and NE Spain (Scotti et al., 2014).

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

together in the rose diagrams to identify preferential orientations not defined as anomalous but possibly related to structural elements or lithological contacts.

In order to evaluate possible anomalous channels in the Sierra Nevada, we have derived the regional slope of this mountain range by using the same relief envelope as in the case of the local relief (see Section 3.1). This envelope connects maximum topographic elevations with a smoothed surface that removes the roughness and curvature produced by river incision. Channels with azimuths that deviate from regional slope orientation more than 45° are considered as channels with anomalous orientation.

3.3. Denudation rates and uplift pattern mapping

In order to obtain numerical denudation rates, we use the compilation by Kirby and Whipple (2012), where these authors plot the relationships

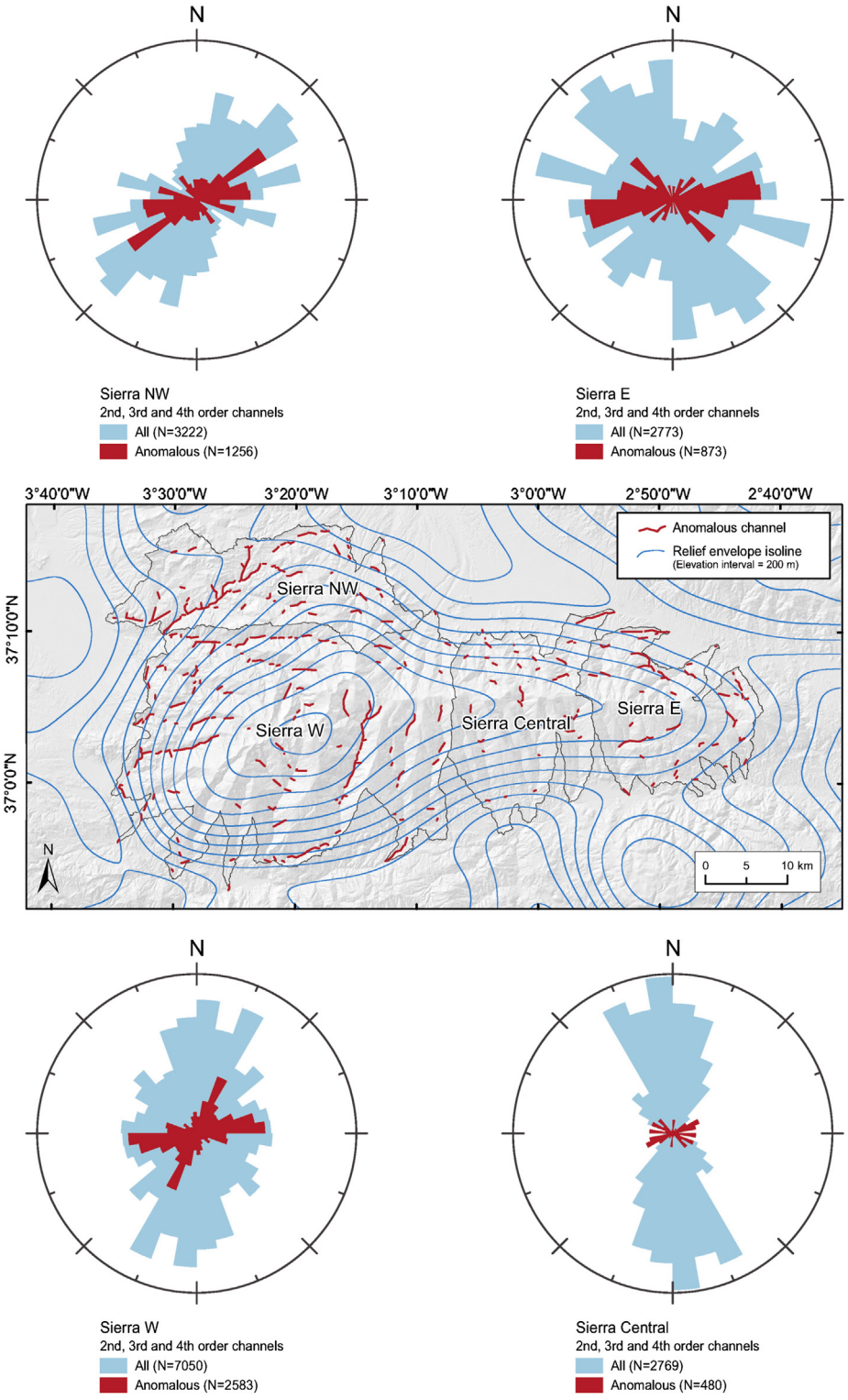


Fig. 7. Relief envelope isoline map showing anomalous channel orientation (>45°) respect to expected stream azimuths assuming as normal flow in the main regional slope direction. The change from an E–W to NE–SW main divide between the central and western Sierra Nevada is related to the active NE–SW oriented antiform.

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

between normalized channel steepness values and denudation rates, extracted from ^{10}Be estimations, for a variety of active orogens. Denudation rates obtained in this way were compared with long term uplift rates (Braga et al., 2003). We have applied the Universal Kriging method for mapping the spatial pattern of these uplift rates. This method interpolates spot values of a dependent variable on the basis of auxiliary variables. In our case, the dependent variable is the uplift rate and the auxiliary variable is the elevation. Thus, the elevation can be used to predict uplift rates in areas without information, because both parameters directly correlate. On the other hand, the outcrops studied by Braga et al. (2003) have been used to make a spatial interpolation in the landscape and the DEM. The solution applied to this problem was to use a relief envelope as the auxiliary variable to adjust reasonably well to uplift values. The prediction model of these uplift rates in raster format was generated by SAGA (System for Automated Geoscientific Analyses). The isolines map that represents an estimate of the mean uplift rates in the study area has been derived from that model.

4. Geomorphic autopsy of the Sierra Nevada based on topographic metrics and drainage network analysis

4.1. Relief analysis

Regarding the swath profiles, the Sierra Nevada E–W longitudinal profile shows that the highest elevations and local relief values are reached in the W sector (A–A′ in Fig. 2). The altitude values along the profile allow differentiating two sectors: the elevation in the western high mountain area is mainly concentrated between 2000 and 3000 m, whereas altitude values of the headwaters in the E sector fall in the range 1500–2500 m. On the other hand, the westernmost side shows a straight slope leading into the Granada basin (local base-level at about 650 m), while the easternmost slope exhibits a convex hillside that connects to the Nacimiento River (with a base-level in the Mediterranean Sea). N–S and oblique profiles (B–B′, C–C′, D–D′, E–E′ and F–F′ in Fig. 2) show straight to concave slopes in the N slope leading into the Guadix basin (a local base-level at about 1000 m) and convex hillsides in the S slope (connected to the rivers that flow into the Mediterranean Sea). Local relief and hypsometric analysis in the Sierra Nevada bring similar results, which are also compatible with erosion bulk and k_{sn} data. The highest values of local relief (Fig. 3) are in the southwestern part of the Sierra Nevada, in accordance with the area of maximum altitudes. Mediterranean draining catchments at the central and eastern parts of the Sierra Nevada present intermediate values. The lowest values are associated to the Atlantic draining catchments located at the northern slope of the Sierra Nevada where there is a local base-level of around 1000 m.

In the same way, the hypsometric analysis yields a clear cluster located in the western part of the Sierra Nevada, including a wide area of approximately 30 km North–South and 20 km East–West (Fig. 4). The center of this cluster coincides with the highest elevations. Apart of this main cluster, the northern and southern borders of the Sierra also present different HI patterns. The southern slope (Mediterranean catchments) matches with high values, whereas such pattern is not observed at the northern slope (Atlantic catchments).

The general pattern of minimum erosion bulk values in the Sierra Nevada (Fig. 5) is also similar to local relief and HI results. The lowest values are associated with the Atlantic catchments draining to the Guadix basin, whereas the highest values concentrate in the western part coinciding with the highest elevations of the mountain range. In this sector, there are three catchments (W03, S03 and S04 in Fig. 5) with extremely high values of this parameter, which could be related to a high rate of erosion on the fold hinge area of a NE–SW oriented active fold (Azañón et al., 2012). Intermediate values of minimum erosion bulks appear in the Mediterranean catchments of the southern Sierra Nevada and in the Atlantic catchments draining to the Granada Basin.

AF values in the western Sierra Nevada present a pattern with opposite asymmetries at both sides to the Lanjarón River (Pérez-Peña et al., 2010; Azañón et al., 2012), thus coinciding with the fold hinge of a NE–SW oriented antiform (Table 1, Fig. 5). In the eastern Sierra Nevada, AF values do not show a defined pattern, with the majority of the basins being symmetric (AF < 5).

The highest values of K_{sn} are located at the western part of the mountain range. Furthermore, northern (Atlantic) catchments have generally lower values of k_{sn} than southern (Mediterranean) ones (Fig. 6). The lowest values of k_{sn} are located at the easternmost end of the Sierra Nevada and along two catchments of the northern mountain front (W01, N01); these values are comparable to those calculated for the eastern Betics by Bellin et al. (2014).

4.2. Drainage network analysis

The eastern Sierra Nevada streams present a clear E–W trend in anomalous channel orientation (Fig. 7). These transverse anomalous channels run parallel to E–W striking compressional structures. Gentler regional slope in this part of the mountain range could be counteracted by structure-controlled local slopes, as has been proposed for streams of

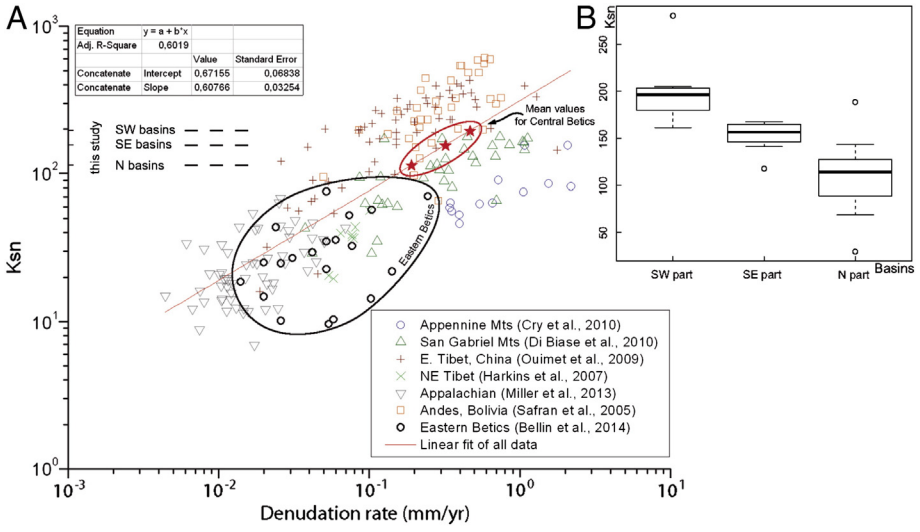


Fig. 8. A) Empirical scaling relationships between normalized steepness channels (k_{sn}) and denudation rates from a variety of active orogens (figure adapted from Kirby and Whipple (2012). Data from Eastern Betics have been extracted from Bellin et al. (2014). B) Mean values of k_{sn} for Sierra Nevada.

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

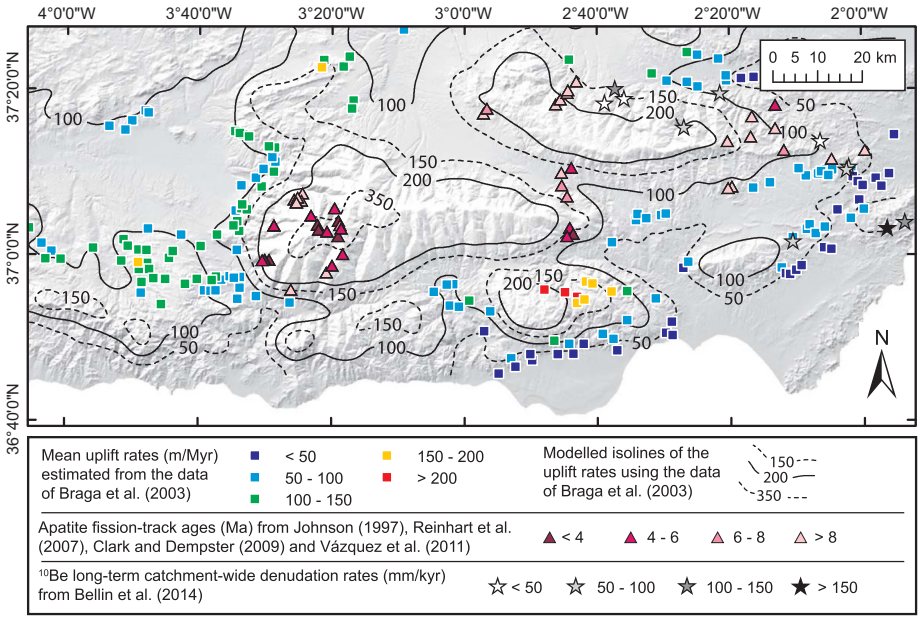


Fig. 9. Modeled isolines for uplift rates using the data from Braga et al. (2003) (see text for explanation). Apatite fission-track ages (Ma) are derived from Johnson (1997), Reinhardt et al. (2007), Clark and Dempster (2009) and Vázquez et al. (2011). ^{10}Be long-term catchment-wide denudation rates (mm/year) are taken from Bellin et al. (2014).

the Atlas by Babault et al. (2012). In the central Sierra Nevada there are also E–W directed anomalous channels, but they are considerably less frequent, probably due to the steeper regional slope in this sector. The western Sierra Nevada presents two anomalies oriented NNE–SSW and E–W. These anomalous channels are transverse to the NE–SW active fold, probably representing a progressive river network adaptation to the new regional slope promoted by this active structure (Azañón et al., 2012). Finally, NE–SW oriented anomalies in the NW Sierra Nevada could respond to structure-controlled segments related to an active NE–SW oriented synform.

Uplift pattern mapping, which is derived from the location of Tortonian coastal deposits, shows highest mean values for the western

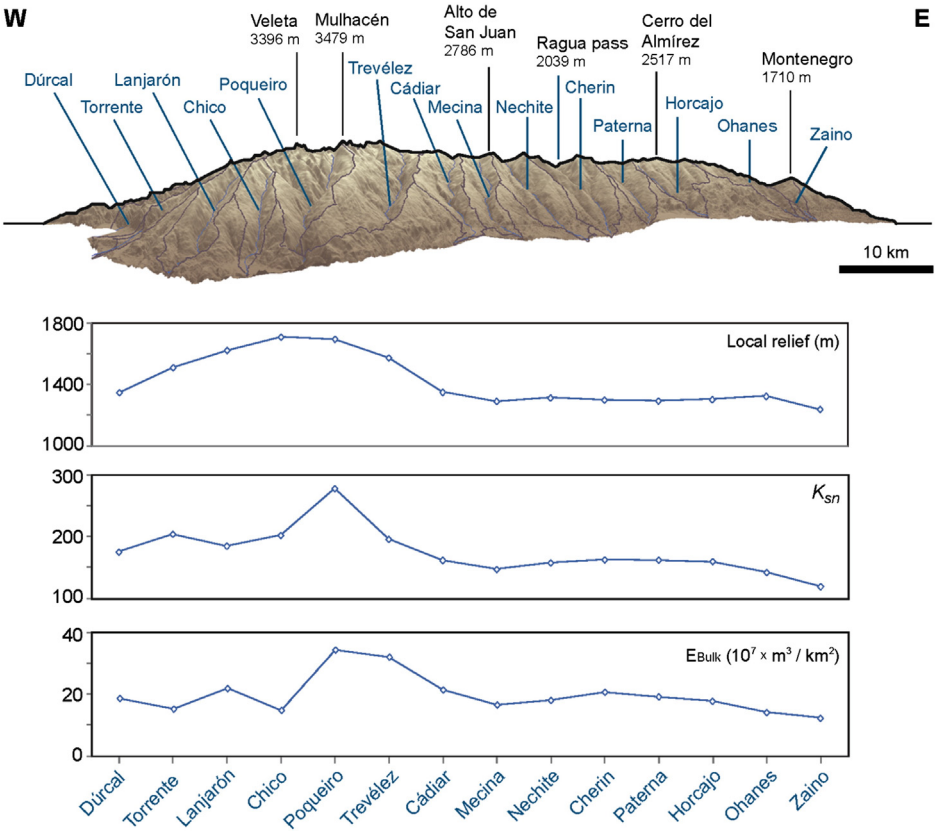


Fig. 10. Local relief, Normalized steepness channels and minimum bulk erosion values along the southern catchments of Sierra Nevada. This plot represents the changes of the mentioned indexes along the basins of the South margin of the Sierra, i.e., in equal hydrological and geological setting. Thus, the observed variation should be related to tectonic activity because the other parameters that may condition the values of the indexes are roughly similar throughout this margin of the Sierra.

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

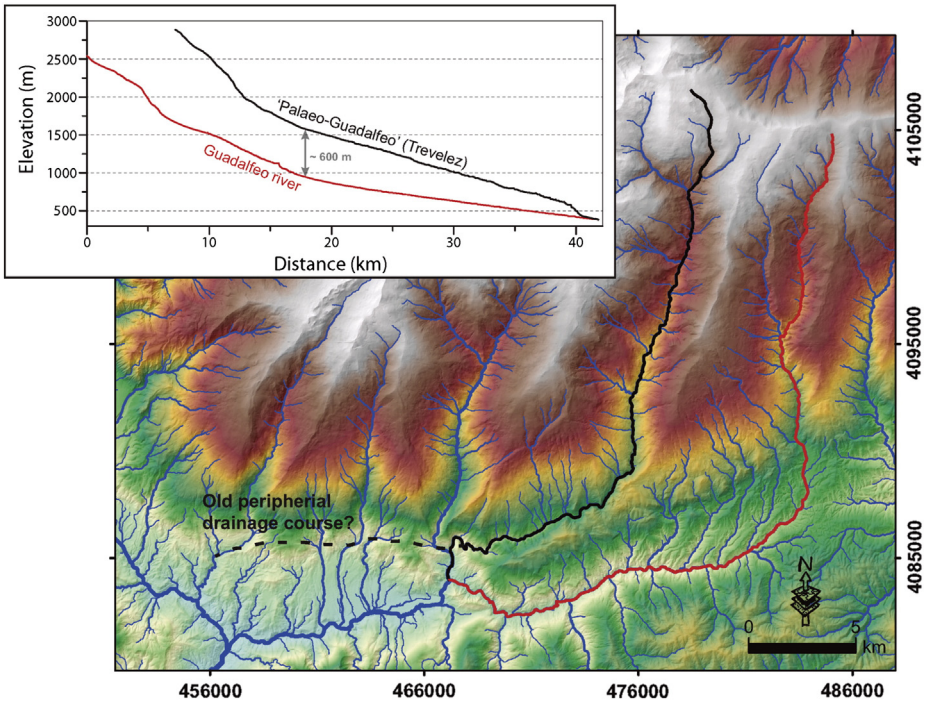


Fig. 11. DEM of the western sector of Sierra Nevada showing the southern (Trevelez) E–W rivers as a water-gap raised 600 m from the current position of the Guadalfeo river (local base level).

sector of the Sierra Nevada. Mean values in this sector are between 0.4 and 0.5 mm/year, whereas values from the eastern sector are between 0.15 and 0.2 mm/year (Fig. 8). Values for the easternmost sector of the Betic Cordillera obtained by ^{10}Be are between 0.015 and 0.15 mm/year (Bellin et al., 2014). The isolines map shows that the highest average uplift rates (>0.35 mm/year) concentrate in the same sector, where the most recent AFT ages have been obtained (references included in Fig. 9).

5. Discussion

Since river erosion is driven by the constant competition between uplift and climate (Burbank, 1992), the variation of relief incision in an area with almost constant climate indicates the rivers' response to different tectonic inputs. However, local circumstances, such as lithological changes, structural and mechanical discontinuities and the presence of local base-levels are proxies that should be considered in

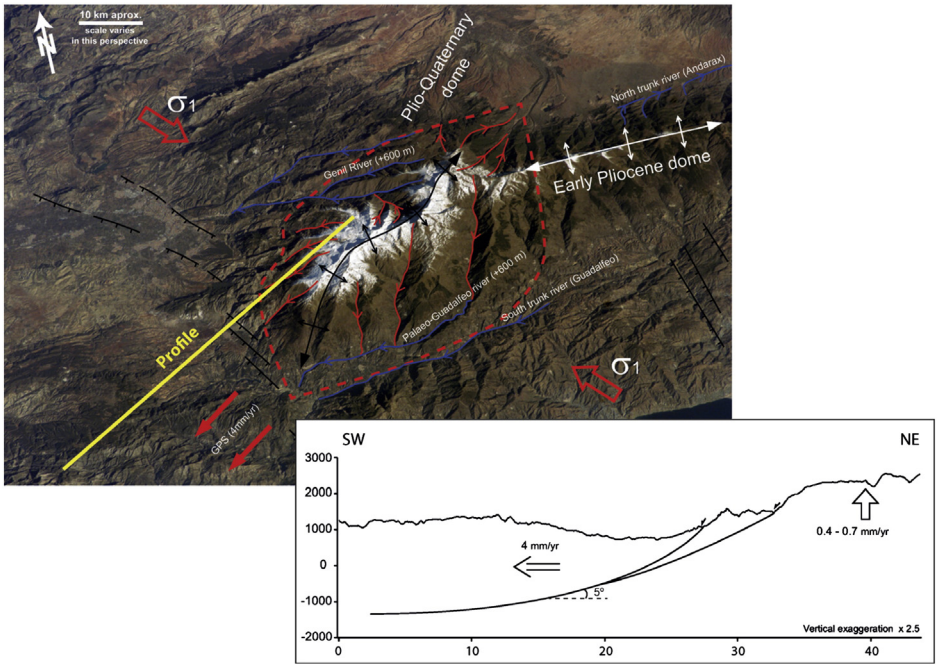


Fig. 12. Cartoon of the western sector of Sierra Nevada showing the relationships between the Plio-Quaternary NE–SW fold, NW–SE westward extensional faults, σ1 regional stress and the drainage pattern.

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

order to evaluate the role of tectonics. In terms of lithology, the Sierra Nevada has a relative homogeneity because it is mostly formed by graphite schists and quartzites from the Nevado–Filabride Complex. However, regional scale structures and local base-levels could explain some of the variations in the evolution of the drainage pattern and the denudation parameters. Thus, the northern and southern mountain fronts of the Sierra Nevada (excluding the western termination) are very different from structural and geomorphic points of view. The northern mountain front corresponds with a discordance between the Guadix basin sediments and the Nevado–Filabride metamorphic basement, whereas the southern border one is structurally controlled by E–W strike-slip transfer faults (Martínez-Martínez et al., 2006; Pérez-Peña et al., 2010) that link to NW–SE westward-directed normal faults outcropping in the western border. The geomorphic characteristics of rivers north and south of the Sierra Nevada are also quite different; the northern rivers local base level is located at ~1000 m Guadix basin (with an endorheic character until the Late Pleistocene; Azañón et al., 2005; Azañón et al., 2006; García-Tortosa et al., 2008; Pérez-Peña et al., 2009c; Fernández-Ibañez et al., 2010) and drainage flows to the Atlantic through the Guadalquivir River, whereas in southern rivers local base-level is located at ~500 m and drainage is finally directed to the Mediterranean Sea, located less than 25 km south of the Sierra Nevada southern mountain front. Local base level at the western border is also controlled by NW–SE oriented active normal faults that individualize Sierra Nevada from the Granada basin (~600 masl). This basin has also been endorheic until Early Pleistocene (e.g., Azañón et al., 2004; García-Alix et al., 2009).

These differences in the local base-level between the northern, southern and western slopes of the Sierra Nevada are controlling the results of topographic metrics. Thus, northern catchments draining to the Guadix basin show the lowest values of bulk erosion and steepness parameters. Moreover, bedrock river profiles draining to the north show significant differences of concavity with respect to rivers draining to the south (B–B′, C–C′ and D–D′ in Fig. 2). Northern bedrock river profiles have the typical geometry of highly eroded catchments with a high concavity, whereas the southern ones have a convex geometry, which is usually associated with rejuvenated topography.

The variations in local base-level around the Sierra Nevada have been previously explained by the contrast in the tectonic activity between its borders (Pérez-Peña et al., 2010). The western and southern edges host active faults, whereas the northern border is an unconformity that probably underwent the most recent part of the uplift history of Sierra Nevada. Therefore, contrasting results observed in the concavity, steepness and bulk erosion values between northern and southern slopes appear to be chiefly controlled by local base-levels, which are directly related to the most recent tectonic history of Sierra Nevada.

5.1. Differential tectonic activity along the Sierra Nevada

All the morphometric parameters extracted from topography and streams show highest values in the western Sierra Nevada (Figs. 4 to 7). To avoid the influence of local base levels in the variations between the western, central and eastern Sierra Nevada, we have decided to restrict our analysis to southern catchments, which have also a uniform lithology and climate characteristics. In Fig. 10, we compare local relief, K_{sn} and E_{bulk} erosion in those basins. The highest values of the three parameters are concentrated between the Lanjarón and Cádiar river catchments in the western Sierra Nevada, where HI index also indicates the highest anomaly. Thus, we conclude that the highest denudation indicators are measured in the western Sierra Nevada coinciding with the hinge area of the NE–SW oriented active antiform. AFT data are also consistent with the presence of this NE–SW fold (Fig. 5), which would be younger than the E–W oriented Pliocene open fold.

The western Sierra Nevada concentrates most part of the anomalous streams (Fig. 7). We interpreted all these alterations of the drainage pattern linked to: (1) water gaps inherited from the recent elevation of the longitudinal drainage belonging to the outer areas of the E–W oriented Sierra Nevada antiformal ridge; and (2) structural features that control the drainage network (i.e., folds, faults or tensional joints). In this sense, the change from an E–W to NE–SW main divide between the central and western Sierra Nevada is related to the active NE–SW oriented antiform.

Coming back to the first hypothesis on western anomalous streams, we consider northern and southern main rivers of the western Sierra Nevada as trunk axial rivers of an E–W range that have been raised in a younger uplift phase. This is the case of the Genil river in the north and the so-called palaeo-Guadalfeo (lower part of the Trevélez river) in the south (Fig. 11). Both rivers have an anomalous E–W orientation, parallel to the main axis of the Sierra Nevada dome. The Genil river has a mean elevation 600 m higher than the Andarax river, which is the current axial trunk river of the northeastern termination of the Sierra Nevada dome. In the southern flank of Sierra Nevada, the so-called palaeo-Guadalfeo river has a differential elevation respect to current Guadalfeo River that ranges between 600 and 1000 m (Fig. 11).

5.2. Uplift and folding of the westernmost Sierra Nevada related to orthogonal westward extensional detachments

Our results indicate that the western sector of the Sierra Nevada concentrate the most recent tectonic activity. Thus, a NE–SW active open fold, which is sub-perpendicular to the current σ1 regional stress, is causing stream deflections and wind gaps on the old longitudinal drainage pattern (Fig. 12). This fold also controls the position of the main divide of the western ending of Sierra Nevada. This active structure is also compatible with extensional listric faults that constitute the edge between Sierra Nevada and the Granada basin (Fig. 12).

Current GPS movements (Mancilla et al., 2013) in the Granada basin (3–4 mm/year in WSW-ward direction) contrast with no relative movements of the Sierra Nevada in this direction (Fig. 12). Consequently, we can hypothesize that listric normal faults of the western edge of Sierra Nevada are producing this displacement. As can be seen in the cross-section of Fig. 12, derived from the interpretation of reflection seismic profiles, these faults have a listric geometry rooting in a flat extensional detachment (e.g., Rodríguez-Fernández and Sanz de Galdeano, 2006; Rodríguez-Fernández et al., 2012). Therefore, a mean dip between 5–10° can be a realistic value for these faults. In this case, a relative uplift of 0.4–0.7 mm/year for the footwall will be concordant with a westward movement of 3–4 mm/year for the hanging wall.

6. Conclusions

a) River incision in Sierra Nevada is mainly conditioned by tectonics and local or regional base level. Northern bedrock river profiles have a high index of concavity whereas the southern ones have a convex geometry, which is commonly associated to rejuvenated topography. Normalized steepness channels index and minimum bulk erosion also indicate a sharp contrast between northern and southern river catchments of Sierra Nevada, presenting the northern ones the lowest values of these parameters. Active tectonics in the southern and western borders of Sierra Nevada and, mainly, the presence of Guadix basin (northern sector) ~400–500 m higher than Granada basin (western sector) or Guadalfeo river (southern sector) induce different river profile evolutionary histories. This geomorphic analysis provides a very consistent general framework of relief erosion and river incision controlled by local base levels. However, once this factor has been discounted, outstanding differences regarding recent tectonic activity between the western and eastern Sierra Nevada emerge.

b) The western sector of Sierra Nevada, where main elevations are concentrated, presents the highest values of all topography depending parameters (Local relief, k_{sn}, Erosion volume, HI). Normalized steepness channel values in this sector, which have empirically

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

been correlated with denudation rates (Kirby and Whipple, 2012), show a remarkable difference from the Eastern Betics (Bellin et al., 2014). Concerning the southern river catchments of Sierra Nevada, where lithology, climatology and base-level are uniform, the gradual eastward decrease of the denudation rates has been observed. On the other hand, mean values of uplift, collected from current elevation of coastal deposits from Late Tortonian (Braga et al., 2003), of the western sector are comprised between 0.3–0.4 mm/year whereas in the eastern sector are comprised between 0.1–0.2 mm/year. Active folding, sub-perpendicular to the current maximum regional shortening, and compatible westward extensional faulting could be the cause of this anomalous uplift and denudation rates of the western sector.

c) The recent uplift of the western sector in Sierra Nevada transforms old longitudinal drainage of this area in water gaps (Genil river to the north and the so-called "paleo-Guadalfeo" to the south that are hanging around 600 m above their original altitudes) or produced deflections in the drainage pattern linked to a NE–SW active folding.

d) Our quantitative results show that denudation rate values in Sierra Nevada are consistent with mean uplift values that have been obtained by an independent method. Consequently, we can conclude that there is a steady-state between uplift and denudation in the Central Betic Cordillera.

e) GPS results (Mancilla et al., 2013) agree with faulting style and orientation inferred from moment tensor inversion. While compression along the convergent limit aligns with Nubia–Eurasia relative plate motion, extension in the central Betics cannot be understood in terms of plate convergence and thin-shell tectonics, confirming that sub-crustal geodynamics operate here.

Acknowledgments

This study was supported by research projects CGL-2011-29920, TOPOIBERIA CONSOLIDER-INGENIO 2010 from the Spanish Ministry of Science and Innovation and the RNM-148 Research Group from the Junta de Andalucía. Spanish "Juan de la Cierva" grants support one of the researchers of this study. Authors also wish to acknowledge the review of two anonymous reviewers and guest-editor Javier A. Pulgar.

References

Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., López-Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., 2001. Evidence for the activity and paleoseismicity of the Padul fault (Betic Cordillera, southern Spain). Acta Geol. Hisp. 36, 283–295.

Azañón, J.M., Azor, A., Booth-Rea, G., Torcal, F., 2004. Small-scale faulting, topographic steps and seismic ruptures in the Alhambra (Granada, southeast Spain). J. Quat. Sci. 19, 219–227.

Azañón, J.M., Azor, A., Pérez-Peña, J.V., Carrillo, J.M., 2005. Late Quaternary large-scale rotational slides induced by river incision: the Arroyo de Gor area (Guadix basin, SE Spain). Geomorphology 69, 152–168.

Azañón, J.M., Tuccimei, P., Azor, A., Sánchez-Almazo, I.M., Alonso-Zarza, A.M., Soligo, M., Pérez-Peña, J.V., 2006. Calcrete features and age estimates from U/Th dating: implications for the analysis of Quaternary erosion rates in the northern limb of the Sierra Nevada range (Betic Cordillera, southeast Spain. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), Paleoenvironmental record and applications of calcretes and palustrine Carbonates. Geology Society of America Special Paper 416, pp. 223–239 (Boulder, Colorado).

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. J. Iber. Geol. 38, 225–238.

Azor, A., Keller, E.A., Yeats, R.S., 2002. Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain–Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. Geol. Soc. Am. Bull. 114, 745–753.

Babault, J., Van Den Driessche, J., Teixell, A., 2012. Longitudinal to transverse drainage network evolution in the High Atlas (Morocco): the role of tectonics. Tectonics 31, TC4020.

Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., 1987. Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. C. R. Acad. Sci. 304, 929–932.

Behr, W.M., Platt, J.P., 2012. Kinematic and thermal evolution during two-stage exhumation of a Mediterranean subduction complex. Tectonics 31, TC4025.

Bellin, N., Vanacker, V., Kubik, P.W., 2014. Denudation rates and tectonic geomorphology of the Spanish Betic Cordillera. Earth Planet. Sci. Lett. 390, 19–30.

Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Augier, R., 2003. Uppermost Tortonian to Quaternary depocentre migration related with segmentation of the strike-slip Palomares Fault Zone, Vera Basin (SE Spain). Compt. Rendus Geosci. 335, 751–761.

Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V., 2004. Extensional tectonics in the north-eastern Bethics (SE Spain): case study of extension in a multilayered upper crust with contrasting rheologies. J. Struct. Geol. 26, 2039–2058.

Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Martínez-Martínez, J.M., Vidal, O., García-Dueñas, V., 2005. Contrasting structural and P–T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean). Tectonics 24, TC2009.

Braga, J.C., Martín, J.M., Quesada, C., 2003. Patterns and average rates of late Neogene–recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. Geomorphology 50, 3–26.

Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X., 2002. Glacial erosion and relief production in the Eastern Sierra Nevada, California. Geomorphology 42, 1–24.

Burbank, D.W., 1992. Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin. Nature 357, 680–683.

Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2013. Tectonic Geomorphology. second ed. Blackwell Science, Oxford.

Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. Nature 379, 505–510.

Calvache, M.L., Viseras, C., 1997. Long-term control mechanisms of stream piracy processes in southeast Spain. Earth Surf. Process. Landf. 22, 93–105.

Clark, S.J.P., Dempster, T.J., 2009. The record of tectonic denudation and erosion in an emerging orogen: an apatite fission-track study of the Sierra Nevada, southern Spain. J. Geol. Soc. 166, 87–100.

Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B., 1999. The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from Leg 161 results. Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results, pp. 555–580.

Cyr, A.J., Granger, D.E., 2008. Dynamic equilibrium among erosion, river incision, and coastal uplift in the northern and central Apennines, Italy. Geology 36, 103–106.

Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Hsieh, M.-L., Willett, S.D., Hu, J.-C., Horng, M.-J., Chen, M.-C., Stark, C.P., Lague, D., Lin, J.-C., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. Nature 426, 648–651.

Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. Geophys. J. Int. 101, 425–478.

Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. Geophys. Res. Lett. 21, 2191–2194.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. Geophys. J. Int. 181, 1–80.

Densmore, A.L., Gupta, S., Allen, P.A., Dawers, N.H., 2007. Transient landscapes at fault tips. J. Geophys. Res. 112, F03S08. http://dx.doi.org/10.1029/2006JF000560.

Dethier, D.P., Ouimet, P.R., Bierman, D.H., Rob, D.H., Balco, G., 2014. Basins and bedrock: spatial variation in ^{10}Be erosion rates and increasing relief in the southern Rocky Mountains, USA. Geology 42, 167–170.

Dumont, J.F., Santana, E., Vilema, W., 2005. Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador). Geomorphology 65, 223–239.

Fernández-Ibañez, F., Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Soto, J.I., Azañón, J.M., 2010. Normal faulting driven by denudational isostatic rebound. Geology 38, 643–646.

Flint, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. Water Resour. Res. 10, 969–973.

Galindo-Zaldívar, J., Gonzalez-Lodeiro, F., Jabaloy, A., 1989. Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada, (Betic Cordilleras, Spain). Geodin. Acta 3, 73–85.

Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Sanz de Galdeano, C., 2003. Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). J. Geodyn. 36, 239–250.

García-Alix, A., Minwer-Barakat, R., Martin, J.M., Martin-Suarez, E., Freudenthal, M., 2009. Dating the change from endorheic to exorheic conditions in the drainage system of the Granada basin (Southern Spain). Palaios 24, 544–549.

García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., Martínez-Martínez, J.M., 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. Geo-Mar. Lett. 12, 88–95.

García-Tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., Gibert, L., López-Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., Ureña, M., 2008. Geomorphologic evidence of the active Baza Fault (Betic Cordillera, South Spain). Geomorphology 97, 374–391.

Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V., Pérez-Romero, J., Villegas, I., 2012. Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). Geomorphology 145–146, 90–106.

Gómez-Pugnaire, M.T., Rubatto, D., Fernández-Soler, J.M., Jabaloy, A., López-Sánchez-Vizcaíno, V., González-Lodeiro, F., Galindo-Zaldívar, J., Padrón-Navarta, J.A., 2012. Late Variscan magmatism in the Nevado-Filábride Complex: U–Pb geochronologic evidence for the pre-Mesozoic nature of the deepest Betic complex (SE Spain). Lithos 146–147, 93–111.

Hack, J.T., 1957. Studies of longitudinal profiles in Virginia and Maryland. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 294-B.

Harkins, N., Kirby, E., Heimsath, A., Robinson, R., Reiser, U., 2007. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. J. Geophys. Res. 112, F03S04. http://dx.doi.org/10.1029/2006JF000570.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., González-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. Lett. 12, 96–103.

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

ARTICLE IN PRESS

Johnson, C., 1997. Resolving denudational histories in orogenic belts with apatite fission-track thermochronology and structural data: an example from southern Spain. Geology 25, 623–626.

Johnson, C., Harbury, N., Hurford, A., 1997. The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). Tectonics 16, 189–204.

Keller, E.A., Pinter, N., 2002. Active Tectonics. second ed. Prentice Hall, New Jersey.

Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. J. Struct. Geol. 44, 54–75.

Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R.W., Vernant, P., Reilinger, R.E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M., Amraoui, N., 2011. New GPS constraints on active deformation along the Africa–Iberia plate boundary. Earth Planet. Sci. Lett. 308, 211–217.

Larsen, I.J., Montgomery, D.R., 2012. Landslide erosion coupled to tectonics and river incision. Nat. Geosci. 5, 468–473. http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1479.

Lonergan, L., 1993. Timing and kinematics of deformation in the Malaguide Complex, internal zone of the Betic Cordillera, southeast Spain. Tectonics 12, 460–476.

Lonergan, L., Platt, J.P., 1995. The Malaguide–Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. J. Struct. Geol. 17, 1655–1671.

Mancilla, F.d.L., Stich, D., Berrocoso, M., Martín, R., Morales, J., Fernández-Ros, A., Páez, R., Pérez-Peña, A., 2013. Delamination in the Betic Range: deep structure, seismicity, and GPS motion. Geology 41, 307–310.

Martínez-Martínez, J.M., 2006. Lateral interaction between metamorphic core complexes and less-extended, tilt-block domains: the Alpujarras strike-slip transfer fault zone (Betics, SE Spain). J. Struct. Geol. 28, 602–620. http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2006.01.012.

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, 205–225.

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. http://dx.doi.org/10.1029/2001TC001283.

Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I., Balanyá, J.C., 2004. Special paper 380: gneiss domes in orogeny. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 380, 243–265.

Martínez-Martínez, J.M., Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Torcal, F., 2006. Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. Tectonophysics 422, 159–173.

Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L., Santanach, P., 2004. The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: seismotectonic implications for the Ibero–Magrebian region. J. Geophys. Res. B: Solid Earth 109, B01301.

Masek, J.G., Isacks, B.L., Gubbels, T.L., Fielding, E.J., 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. J. Geophys. Res. 99, 13,941–13,956.

Menéndez, I., Silva, P.G., Martín-Betancor, M., Pérez-Torrado, F.J., Guillou, H., Scaillet, S., 2008. Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). Geomorphology 102, 189–203.

Molin, P., Pazzaglia, F., Dramis, F., 2004. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. Am. J. Sci. 304, 559–589.

Morales, J., Cantavella, J.V., de Lis Mancilla, F., Lozano, L., Stich, D., Herraiz, E., Martín, J.B., Lopez-Comino, J.A., Martinez-Solares, J.M., 2013. The 2011 Lorca seismic series: temporal evolution, faulting parameters and hypocentral relocation. Bull. Earthq. Eng. 12, 1871–1888.

Necea, D., Fielitz, W., Matenco, L., 2005. Late Pliocene–Quaternary tectonics in the frontal part of the SE Carpathians: insights from tectonic geomorphology. Tectonophysics 410, 137–156.

Pazzaglia, F.J., Brandon, M.T., 2001. A fluvial record of long-term steady-state uplift and erosion across the Cascadia forearc high, western Washington State. Am. J. Sci. 301, 385–431.

Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A., 2009a. CalHypso: an ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. Comput. Geosci. 35, 1214–1223.

Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A., Tuccimei, P., Della Seta, M., Soligo, M., 2009b. Quaternary landscape evolution and erosion rates for an intramontane Neogene basin (Guadix–Baza basin, SE Spain). Geomorphology 106, 206–218.

Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Azor, A., Delgado, J., 2009c. Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. J. Geophys. Res. 114, F02018.

Pérez-Peña, J., Azor, A., Azañón, J., Keller, E., 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. Geomorphology 119, 74–87.

Platt, J.P., Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. Geology 17, 540.

Platt, J.P., Kelley, S.P., Carter, A., Orozco, M., 2005. Timing of tectonic events in the Alpujárride Complex, Betic Cordillera, southern Spain. J. Geol. Soc. Lond. 162, 1–12.

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, 981.

Platt, J.P., Behr, W.M., Johanesen, K., Williams, J.R., 2013. The Betic–Rif Arc and its orogenic hinterland: a review. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 41, 313–357.

Reinhardt, L.J., Dempster, T.J., Shroder, J.F., Persano, C., 2007. Tectonic denudation and topographic development in the Spanish Sierra Nevada. Tectonics 26, TC3001.

Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C., 2006. Late orogenic intramontane basin development: the Granada basin, Betics (southern Spain). Basin Res. 18, 85–102.

Rodríguez-Fernández, J., Azor, A., Miguel Azañón, J., 2012. The Betic Intramontane Basins (SE Spain): Stratigraphy, Subsidence, and Tectonic History. Tectonics of Sedimentary Basins. John Wiley & Sons Ltd., pp. 461–479.

Sánchez-Vizcaíno, V., López Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M.T., Trommsdorff, V., Müntener, O., 2002. Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride Complex, SE Spain. Terra Nova 13, 327–332.

Sanz de Galdeano, C., 1996. The E–W segments of the contact between the external and internal zones of the Betic and Rif cordilleras and the E–W corridors of the internal zone (a combined explanation). Estud. Geol. 52, 123–136.

Sanz de Galdeano, C., García-Tortosa, F.J., Peláez, J.A., Alfaro, P., Azañón, J.M., Galindo-Zaldívar, J., López Casado, C., López Garrido, A.C., Rodríguez-Fernández, J., Ruano, P., 2012. Main active faults in the Granada and Guadix–Baza Basins (Betic Cordillera). J. Iber. Geol. 38, 209–223.

Scotti, V.N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M., Casas-Sainz, A., 2014. The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): quantitative geomorphological analysis and geochronology. Geomorphology 206, 37–57.

Siddiqui, S., Soldati, M., 2014. Appraisal of active tectonics using DEM-based hypsometric integral and trend surface analysis in Emilia-Romagna Apennines, northern Italy. Turk. J. Earth Sci. 23, 277–292.

Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Geol. Soc. Am. Bull. 63, 1117–1142.

Van der Beek, P., Braun, J., 1998. Numerical modeling of landscape evolution on geological time-scales: a parameter analysis and comparison with the south-eastern highlands of Australia. Basin Res. 10, 49–68.

van der Beek, P., Champel, B., Mugnier, J.-L., 2002. Control of detachment dip on drainage development in regions of active fault-propagation folding. Geology 30, 471–474.

Vázquez, M., Jabaloy, A., Barbero, L., Stuart, F., 2011. Deciphering tectonic and erosion-driven exhumation of the Nevado–Filábride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain) by low temperature thermochronology. Terra Nova 23, 257–263.

Viseras, C., Calvache, M., Soria, J., Fernández, J., 2003. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. Geomorphology 50, 181–202.

Visser, S.M., Platt, J.P., Van der Wal, D., 1995. Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: a lithospheric view. Tectonics 14, 786–803.

Watts, A.B., Platt, J.P., Bulh, P., 1993. Tectonic evolution of the Alboran Sea basin. Basin Res. 5, 153–177.

Wegmann, K.W., Pazzaglia, F.J., 2002. Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics: the Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. Geol. Soc. Am. Bull. 114, 731–744.

Whipple, K.X., 2001. Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation? Am. J. Sci. 301, 313–325.

Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 32, 151–185.

Whipple, K.X., DiBiase, R.A., Crosby, B.T., 2013. Bedrocks rivers. In: Shroder, J.F. (Ed.), Treatise on Geomorphology. Elsevier, Poland, pp. 550–573.

Whittaker, A.C., Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E., Roberts, G.P., 2007. Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: new field observations from the Central Apennines, Italy. Basin Res. 19 (4), 529–556.

Willgoose, G., Hancock, G., 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. Earth Surf. Process. Landf. 23, 611–623.

Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Kruesmann, T., Norton, K.P., Kubik, P.W., 2007. Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland. J. Geophys. Res. 112, F04010.

Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Synder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. In: Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D.M. (Eds.), Tectonics, Climate and Landscape Evolution. Geology Society of America Spatial Papers, pp. 55–74.

Zhang, K., Liu, K., Yang, J., 2004. Asymmetrical valleys created by the geomorphic response of rivers to strike-slip fault. Quat. Res. 62, 310–315.

Please cite this article as: Azañón, J.M., et al., Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift?, Tectonophysics (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015

ANEXO II: APLICACIÓN DE ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS AL ESTUDIO DE LA CUENCA DEL RÍO ADRA (ALMERÍA)

ISSN: 0214-1744

Revista C&G

APLICACIÓN DE ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS AL ESTUDIO DE LA CUENCA DEL RÍO ADRA (ALMERÍA)

Application of Geomorphic indices to the study of the basin of the river Adra (Almería)

Índices geomorfológicos en la cuenca del río Adra

Carvajal, R.[1] y Sanz de Galdeano, C.[2]

[1] *SACYR, S.A.U. Centro de Conservación A-92, P.K. 230+400. 18320 Santa Fe (Granada) rcarvajal@gruposyv.com*
[2] *Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Univ. Granada). Facultad de Ciencias, 18071. Granada csanz@ugr.es*

Resumen: La aplicación de índices geomorfológicos indicadores de actividad tectónica (Sinuosidad del frente montañoso, índices del gradiente longitudinal del río, de encajamiento del río y de la forma de la cuenca) en la cuenca de Adra muestra la existencia de sectores tectónicamente activos. Destaca la presencia de dos frentes montañosos, el del sur de Sierra Nevada y el de Berja, directamente al oeste de Sierra de Gádor. En particular, el del sur de Sierra Nevada presenta importantes gradientes en los perfiles longitudinales de los ríos que lo cruzan, además de altos valores de encajamiento y cuencas muy alargadas. Estos resultados muestran el progresivo levantamiento de las sierras Nevada y Gádor. Destaca también la existencia de una zona de falla situada en el borde sur del corredor de las Alpujarras, bien marcada por varios índices y un proceso de antecedencia en la estructura anticlinal situada al sur de la presa de Benínar, que se encuentra transversalmente cortada por el río Adra y que da valores muy altos en los perfiles longitudinales de los afluentes que allí desembocan.

Palabras clave: índices geomorfológicos, Tectónica reciente, cuenca de Adra, Almería, Cordillera Bética.

Abstract: The application of geomorphic indices indicators of active tectonics (*Mountain-front Sinousity index, Stream-length gradient index, Ratio of Valley floor widht / Valley height, Ratio of basin wide*) in the Adra Drainage basin shows the occurrence, from the tectonic point of view, of several especially active sectors. Particularly stand out two mountainous fronts, in the south of Sierra Nevada and in the western border of Sierra de Gádor. That of the south of Sierra Nevada presents high gradients in the longitudinal profiles of the rivers crossing it, moreover high values in the ratios of valley-floor width to valley height and very elongated basins. These results indicate the progressive uplift of both sierras. Also stand out the existence of a fault zone situated in the south border of the Alpujarran Corridor, well marked by several indices and a process of antecedence in an anticlinal structure situated to the south of the Benínar damp, cut by the river Adra, showing very high values in the stream length-gradient index of the tributaries there flowing.

S.E.G. AEQUA

R. Carvajal & C. Sanz de Galdeano (2008). Aplicación de índices geomorfológicos al estudio de la cuenca del río Adra (Almería). *Rev. C. & G.*, 22 (1-2), 17-31.

Key words: Geomorphic indices, Recent Tectonics, Adra basin, Almeria, Betic Cordillera.

1. Introducción

El río Adra se sitúa en el sector sudoccidental de la provincia de Almería (Fig. 1). Por el norte su cuenca abarca parte de las laderas meridionales del sector central de Sierra Nevada, los límites este y oeste están formados respectivamente por las sierras de Gádor y de Contraviesa y al sur desemboca en el Mediterráneo en las proximidades de Adra.

Esta cuenca es la que se pretende analizar a través de la aplicación de varios índices geomorfológicos, con el fin de deducir la influencia respectiva de la estructura del sector, de su litología y de la actividad tectónica que le afecta.

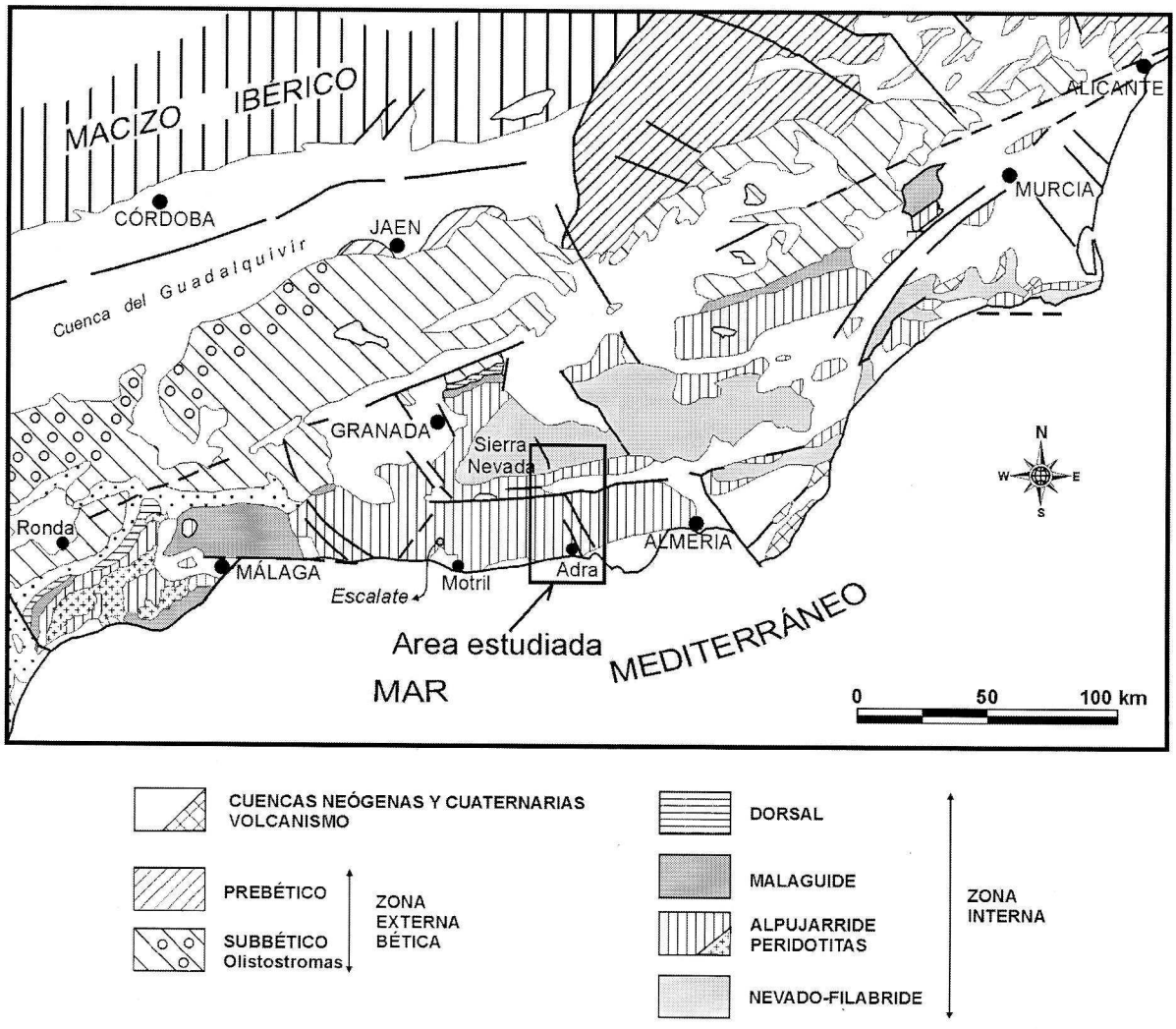


Figura 1. Localización de la cuenca hidrográfica de Adra en la Cordillera Bética. El recuadro marca la posición de la figura 2.
Figure 1. Situation of the hydrographic basin of the Adra River in the Betic Cordillera. The square marks the position of figure 2.

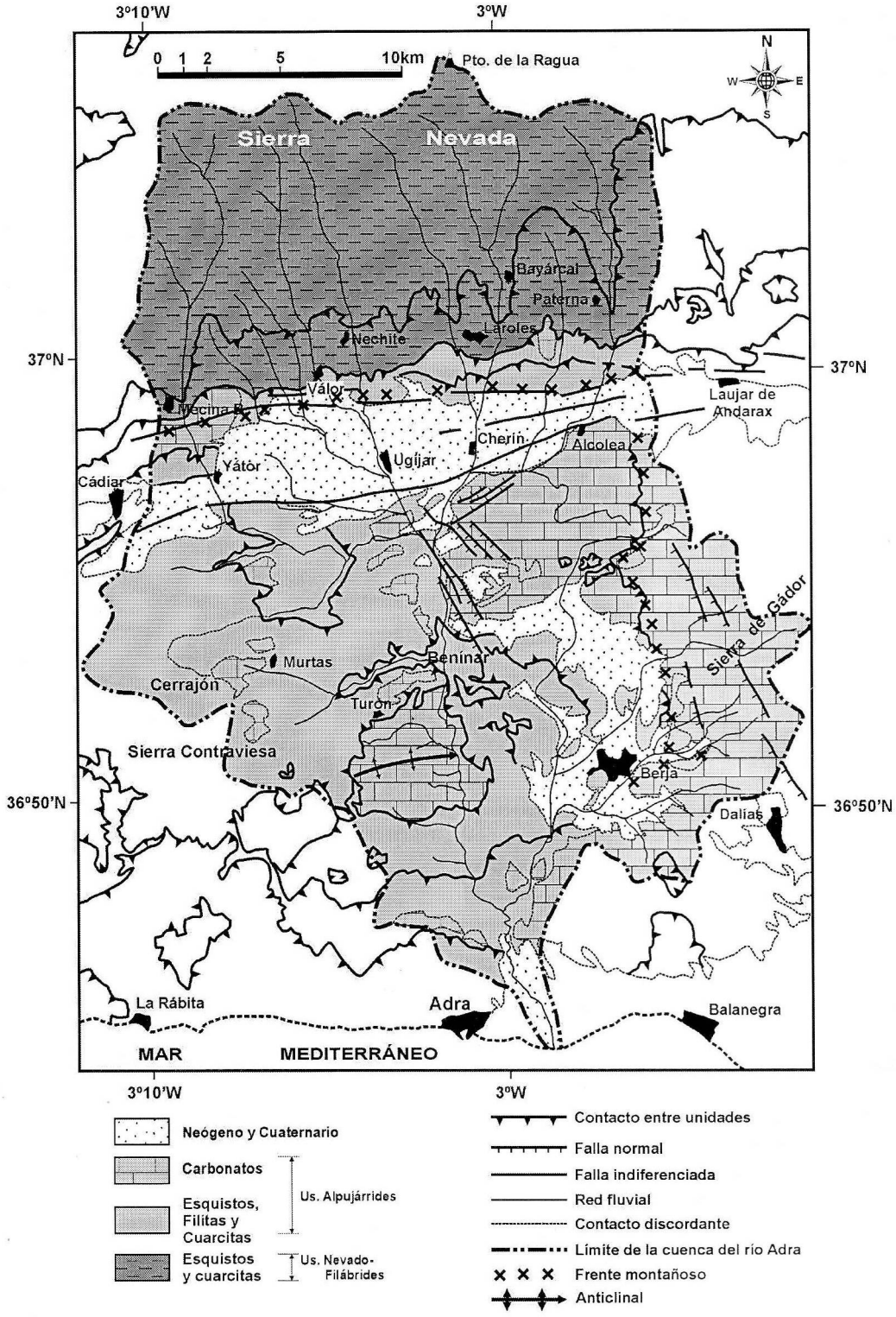


Figura 2. Esquema geológico del área ocupada por la cuenca de Adra. Su situación se señala en el recuadro de la figura 1.
Figure 2. Geological scheme of the basin of the Adra river. Its situation is marked in the square of figure 1.

La aplicación de índices geomorfológicos al estudio de la actividad tectónica de una región es una herramienta generalizada hoy día (Rockwell et al., 1984 y Keller y Pinter, 1996). En concreto, en la Cordillera Bética ya han sido utilizados por diversos autores entre los que destacamos Silva (1994) en el área de Murcia, Silva et al. (2003) en el SE de España, incluido el sur de Sierra de Gádor, El Hamdouni (2001) en el sector de Dúrcal, al SE de Granada, Martínez Díaz (2000 a y b) en el SE de la península, en parte coincidiendo con el área ahora estudiada, además de otros como Carvajal y Sanz de Galdeano (2001) y Azañón et al. (2004) en el borde oriental de la cuenca de Granada. Generalmente se han aplicado a frentes montañosos activos o que al menos lo han sido durante el periodo neotectónico, unos 8 millones de años en la región (esta edad que abarca desde parte del Tortoniense a la actualidad, es la que generalmente se acepta para el periodo neotectónico en la Cordillera Bética y en general para el Mediterráneo (Groupe de Recherche Néotectonique, 1977). En esa edad se instauraron las condiciones geodinámicas que *grosso modo* existen aún en la actualidad).

1.1. Contexto geológico

El río Adra se sitúa en la Zona Interna Bética, la cual está formada por cuatro complejos, superpuestos tectónicamente, que de muro a techo son el Nevado-Filábride, el Alpujarride, el Maláguide y la Dorsal. Este último no aparece en el área estudiada y el Maláguide tan solo en pequeños afloramientos sin verdadero valor morfológico. Por eso no se han considerado en este estudio. Los dos primeros complejos han sido fuertemente afectados por la orogenia Alpina y están formados por rocas metamórficas: esquistos, cuarcitas, anfibolitas y algunos mármoles al techo en el Nevado-Filábride y los mismos materiales, además de filitas al techo de los esquistos, en el Alpujarride. En este último complejo, en este sector concreto, los mármoles están mejor representados.

El Nevado-Filábride aflora en Sierra Nevada y en este sector del norte de la cuenca del río Adra está formado por dos unidades tectónicas, (Fig. 2). Sierra Nevada se ha levantado fundamentalmente a partir del Tortoniense, Mioceno superior (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004), dando al tiempo un gran antiforme de dirección E-O. La edad de este levantamiento queda demostrada por el hecho de que existen en las faldas de Sierra Nevada afloramientos tortonienses marinos someros a alturas cercanas a 1900 m, discordantes sobre el Alpujárride y los sedimentos de las cuencas situadas en sus bordes no recogen restos heredados de su núcleo nevado-filábride hasta el Tortoniense (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). Este proceso de elevación continúa en la actualidad. Las alturas que alcanzan los sectores más altos del borde de la cuenca de Adra son próximas a 3000 m.

Al sur de Sierra Nevada (Fig. 2) se encuentra el corredor de las Alpujarras, sector netamente deprimido según la dirección E-O y limitado y cortado por fallas de desgarre dextrorsas E-O (Sanz de Galdeano et al., 1985; Martínez-Martínez, 2006), algunas de las cuales también presentan movimientos verticales, de falla normal. Este corredor se formó en materiales alpujárrides y se encuentra parcialmente relleno por otros del Mioceno medio y superior y del Plioceno, estos últimos quizás alcanzando también a parte del Pleistoceno y corresponden a conglomerados. Existen también depósitos fluviales ligados directamente a los cauces actuales. Sin embargo, abanicos aluviales o sedimentos de ladera bien diferenciados, no simples derrubios sin consolidar, no se conservan más que en las proximidades de Laujar de Andarax, prácticamente en el borde de la cuenca del río Adra donde la erosión ascendente de los tributarios del río Adra por el Sur y el Oeste y los del Andarax por el Este, aún no han llegado a hacerlos desaparecer. Están allí cortados por la falla de Laujar (García-Tortosa y Sanz de Galdeano, 2007). En el resto de la cuenca del río Adra, dentro del corredor de las Alpujarras, han sido erosionados. Las alturas del corredor oscilan entre los 900 m en numerosos puntos de las faldas de Sierra Nevada a los 375 m al SE de Ugíjar.

Al sur del corredor, el Alpujárride y algunos materiales del Mioceno superior y Pliocuaternario son los que conforman el sector situado entre las sierras Contraviesa y Gádor, ambas también alpujárrides. En este complejo se identifican varias unidades tectónicas, superpuestas previamente y sometidas a extensión con posterioridad, que han sido plegadas según laxos pliegues E-O a partir del

Mioceno superior, al igual que Sierra Nevada. Las alturas alcanzadas en Sierra de Gádor en su sector occidental, rebasan los 2000 m, mientras que en la Contraviesa son menores, pues el punto más alto se encuentra en el Cerrajón de Murtas con una altitud de 1.400 m. Numerosas fallas de dirección NNO-SSE limitan el borde oriental de la sierra de Gádor (Fig. 2). En este borde hay algunos depósitos de laderas y otros localmente ligados a los barrancos. Ya en el valle los depósitos aluviales y coluviales son más abundantes y en general se encuentran cultivados.

Principales rasgos morfológicos de la cuenca del río Adra: Esta cuenca, en congruencia con el contexto geológico, presenta en su sector norte, en Sierra Nevada, un conjunto de afluentes subparalelos y fuertemente encajados, dando subcuencas muy estrechas (Figs. 2 y 3). Todos ellos cruzan más o menos perpendicularmente el frente montañoso del sur de Sierra Nevada, donde producen roturas de pendiente importantes al llegar al corredor de las Alpujarras que constituye un sector deprimido, muy especialmente con respecto a Sierra Nevada. Ya en el corredor, los afluentes confluyen progresivamente. Primero se reúnen en dos grupos (Río Yátor con el de Ugíjar, y el río Alcolea con el de Lucainena al sur de Cherín) para finalmente confluir todos al sur de la localidad de Ugíjar, ya fuera del corredor.

A partir del punto donde se unen los cauces que descienden de Sierra Nevada, el río Adra se individualiza claramente, toma una dirección en conjunto N-S y comienza a recibir aguas de los afluentes del este (del fuerte relieve de Sierra de Gádor) y del oeste de la cuenca (del sector de Murtas, que da relieves menos importantes). Estos afluentes forman barrancos localmente encajados que erosionan fuertemente los materiales alpujárrides y que a su vez en no pocos casos están colgados con respecto al cauce principal que está en muchos puntos encajado, con fuertes incisiones locales y bruscas variaciones de pendiente, particularmente al sur de Benínar.

Ya cercano a su desembocadura el río Adra sigue excavando el cauce, si bien en la desembocadura ha formado depósitos que dan un delta en cuyo sector oriental presenta dos lagunas costeras.

2. Índices geomorfológicos indicadores de actividad tectónica

Hay numerosos índices geomorfológicos que permiten detectar la presencia de deformaciones tectónicas actuales. En este trabajo se usan aquellos que dan mejor información en dicho aspecto. Las escalas de los mapas usados suelen ser detalladas a medias. En el presente trabajo se ha utilizado la escala 1:25000. Los índices tratados son los siguientes:

a.-Sinuosidad del frente montañoso (Índice definido por Bull (1977, 1978) y Bull y MacFadden (1977) como *Mountain-front Sinousity index*).

$$S_{mf} = L_{mf} / Ls$$

Donde S_{mf} es el valor de la sinuosidad, L_{mf} es la longitud total real del frente montañoso y L_s es la longitud en línea recta medida entre los extremos del frente. Se define por tanto como la razón existente entre la longitud total del frente y la longitud del mismo medida a lo largo de una línea recta paralela al mismo. Este índice cuantifica la proximidad del frente a una morfología rectilínea, de tal forma que *cuanto más cercano al valor 1 se encuentre su valor, mayor será la actividad de la falla,* ya que ésta al actuar da lugar a un frente aproximadamente recto, que se hará más sinuoso a medida que pase el tiempo debido a la erosión que sufre. Es especialmente útil a la hora de clasificar los frentes según su actividad tectónica relativa, debido a su sencillez, y a que está sujeto a una escasa subjetividad, aunque a veces no es fácil determinar cuál es el frente montañoso o hasta dónde se considera el frente. Los valores obtenidos varían con la escala utilizada, siendo generalmente mayores en escalas pequeñas, pues las irregularidades se perciben menos.

b.-Índice del gradiente del perfil longitudinal del cauce del río

$$SL = (\Delta h / \Delta l)\, L$$

Donde SL significa *Stream-length gradient index*, definido por Hack (1973) es decir el Índice del gradiente del perfil longitudinal del río. Δh es el incremento (en realidad es un incremento negativo/disminución) de la altura (se puede tomar por

ejemplo una diferencia de 50 metros en cada caso) y Δl es la distancia en horizontal que corresponde en cada caso al Δh, y L es la longitud acumulada desde el punto inicial, cabecera del río, hasta el punto medio del intervalo considerado en cada caso. El índice SL es muy sensible a los cambios de pendiente del cauce, lo que permite la evaluación de las relaciones entre la actividad tectónica, la litología –mayor o menor resistencia de las rocas a la erosión– y la topografía. Con la representación del perfil del río podría bastar pues ahí se ven los cambios de pendiente, pero el interés del índice es que "exagera o detecta", mostrando mucho mejor la posición de esos cambios de pendiente, e incluso dando un valor numérico del valor del cambio de gradiente.

Este índice se complementa con la representación semilogarítmica de un perfil longitudinal teórico del río. Tiene la siguiente fórmula:

$$\mathbf{H = C - K\ lnL}$$

Donde H es la altura, L la distancia desde la cabecera del río, y C y K son constantes. K se refiere a la pendiente del canal teórico y es el índice de gradiente, y responde a la fórmula:

$$\mathbf{K = Hi - Hj\ /\ lnLj - lnLi}$$

Donde i y j son dos puntos escogidos a lo largo del perfil del río.

Silva (1994) construye mapas de contornos de SL. Para ello une puntos de valores similares de SL lo que da curvas de diferentes valores. Naturalmente, las de mayores valores corresponden a lugares donde hay que buscar una mayor actividad tectónica actual o semiactual. Hack (1973) explica bien el método y sus rasgos asociados.

c. Relación anchura/altura del valle

O sea, es la relación entre la anchura del fondo del valle y la altura de las laderas del valle, medidas en una sección transversal. Fue definido por Bull (1977, 1978) y Bull y McFadden (1997) como *Ratio of Valley floor widht / Valley height.*

$$\mathbf{V_f = 2V_{fw} / [(E_{ld}\text{-}E_{sc}) + (E_{rd}\text{-}E_{sc})]}$$

Donde V_f es el índice a obtener, o valor del encajamiento, V_{fw} es la anchura del cauce del río (se suele tomar un valor mínimo de ancho de cauce, en nuestro caso hemos tomado el valor de 20 m al trabajar con escalas de 1:25.000), $(E_{ld}\text{-}E_{sc})$ es la diferencia de cota máxima de la ladera derecha del valle, en la transversal realizada, menos la cota a la que allí está el cauce del río; y $(E_{rd}\text{-}E_{sc})$ es lo mismo, pero en la ladera izquierda. Es obvio que cuanto más ancho sea el río y menos altas las divisorias de su cuenca de drenaje, mayor será el valor del índice obtenido. Valores menores a 1 pueden ser indicativos de actividad tectónica. Naturalmente, en un mismo río, los valores de este índice cambian según las transversales, de modo que para caracterizar un río de una forma representativa habría que hacer varias.

Para que haya homogeneidad de datos conviene obtener el índice en puntos equivalentes de los ríos. Al contrario de lo que ocurre con el Índice del gradiente, cuanto más alto sea el Índice de encajamiento de un río menor actividad neotectónica indica; por el contrario, los valores más bajos son los que indican mayor excavación del mismo.

d. Índice de la forma de la cuenca

$$\mathbf{B_s = B_l / B_w}$$

Donde B_s es el índice de la forma de la cuenca, en planta, y B_l y B_w son respectivamente la longitud y la anchura de la cuenca. Cuanto mayor sea el valor obtenido en el índice (cuencas alargadas), más jóvenes son las cuencas, lo cual suele estar ligado a una mayor actividad tectónica del tipo que sea. Con el tiempo y conforme la erosión avanza, las cuencas tienden a ser más amplias en relación a su longitud. Fue definido por Canon (1976) y Ramírez-Herrera (1998).

Medimos la longitud mayor de la cuenca y su anchura media para calcular el valor del Bs según la dirección predominante de la misma. En algunos casos existen importantes cambios de dirección que se tienen en cuenta, calculando un nuevo valor del índice para esa nueva dirección o rumbo. El cálculo de la medida de la longitud y de la anchura de cada cuenca se ha hecho tomando valores intermedios. Sobre todo en el caso de la anchura, que es la que más irregularidades presenta normalmente. Los valores más altos corresponden a una mayor actividad tectónica: coinciden con formas alargadas de la cuenca.

3. Aplicación de los índices geomorfológicos en la cuenca del río Adra

a.- Sinuosidad del frente montañoso:

En la cuenca del río Adra se definen dos frentes montañosos (Fig. 3): del sur de Sierra Nevada, de dirección aproximada E-O y de Berja, casi N-S en su conjunto.

El frente del sur de Sierra Nevada

Se encuentra en el borde norte del corredor de las Alpujarras, con una dirección aproximada E-O a ENE-OSO y se prolonga al este y al oeste de la cuenca del río Adra. Desde Lanjarón a Alboloduy tiene una longitud aproximada de 113,1Km, considerando todas sus sinuosidades en un mapa de escala 1:25.000, y la línea recta imaginaria paralela es de 78,3km, lo que da un S_{mf} medio de 1,44. Dentro del área estudiada, la longitud del frente montañoso da un valor de 31,125km y la línea recta paralela al frente su longitud es de 22,5km. El resultado del índice Smf es de 1,38 en el sector de la cuenca del río Adra.

La distribución de la red de drenaje cambia mucho del norte al sur de este frente. En él o en sus proximidades se encuentra el paso del Nevado-Filábride al Alpujárride que sigue aproximadamente la traza de una banda de fallas dextrorsas casi E-O (Fig. 2) que pone en contacto diversas unidades tectónicas, con diferentes litologías, lo que produce netas diferencias topográficas.

Conviene señalar que en el borde sur del corredor de las Alpujarras existen fallas importantes que, sin formar un verdadero frente, controlan parte de dirección de los ríos y del propio relieve (Figs. 3 y 4).

El frente de Berja

Este frente se observa desde las proximidades de Berja hacia el norte y se desarrolla en el borde occidental de la Sierra de Gádor. Limita al norte con el corredor de las Alpujarras, desde donde toma una dirección N-S (Fig. 3); más al sur pasa a tener una dirección aproximada a N125° E; más adelante vuelve a ser N-S pero bastante más sinuosa, para terminar bifurcándose en una nueva dirección N 72° E, constituyendo el límite con la *cuenca del Campo de Dalías*.

La longitud de este frente montañoso da los siguientes valores: L_{mf} igual a 34,625km, L_s de 21km, lo que da un índice S_{mf} igual a 1,65.

Lo atraviesan barrancos de dirección predominante de E-O, que al llegar a materiales neógenos en las inmediaciones de Berja, desvían su curso a una nueva dirección NE-SO ó N-S, paralela al río principal: río Grande o río Adra. Este frente está formado por la combinación del contacto entre unidades alpujárrides y las fallas NNO-SSE de ese sector. En este frente se encajan profundamente varios de los ríos que lo atraviesan, algunos de los cuales tiene localmente depósitos detríticos, generalmente coluviones, que en algún caso forman terrazas colgadas varios metros (estos coluviones y otros depositados en laderas están cortados algún caso por las fallas citadas, tal como se observa en dos puntos de la pista principal que asciende por el SE de la Sierra de Gádor).

Con los anteriores datos, el frente de Sierra Nevada es el que tiene una mayor actividad, aunque todos ellos muestran escarpes de falla que afectan a depósitos recientes, tal como se acaba de indicar en el frente de Berja o como observa en el frente de Sierra Nevada, en la falla de Laujar (García-Tortosa y Sanz de Galdeano, 2007).

b.- Índice del gradiente del perfil longitudinal del cauce del río

Los valores más altos de los índices se dan en el entorno del frente montañoso del sur de Sierra Nevada (Figs. 3 y 5), siendo el mayor de ellos de 3.258 cerca de la localidad de Paterna situada en la zona nororiental de la cuenca del río Adra y sobre el río del mismo nombre, seguido de otros valores también altos como son: 2.742, 2.677 (junto a Mecina Bombarón), 2.554, 2.158 (cerca de Laroles), además de otros que superan valores superiores a 2.000 y de 1.500.

Estos valores altos coinciden principalmente con dos rasgos: A) cambios litológicos dentro del Nevado-Filábride, así la existencia de paquetes importantes de niveles cuarcíticos intercalados entre los esquistos. B) el contacto entre los mantos del Veleta y del Mulhacén (Fig. 5, perfiles 1, 3, 4 y 5), éste situado sobre el anterior, y el que corresponde a las fallas E-O que en algunos sectores separan exactamente el Nevado-Filábride y Alpujárride y en otros se sitúan cerca de ese con-

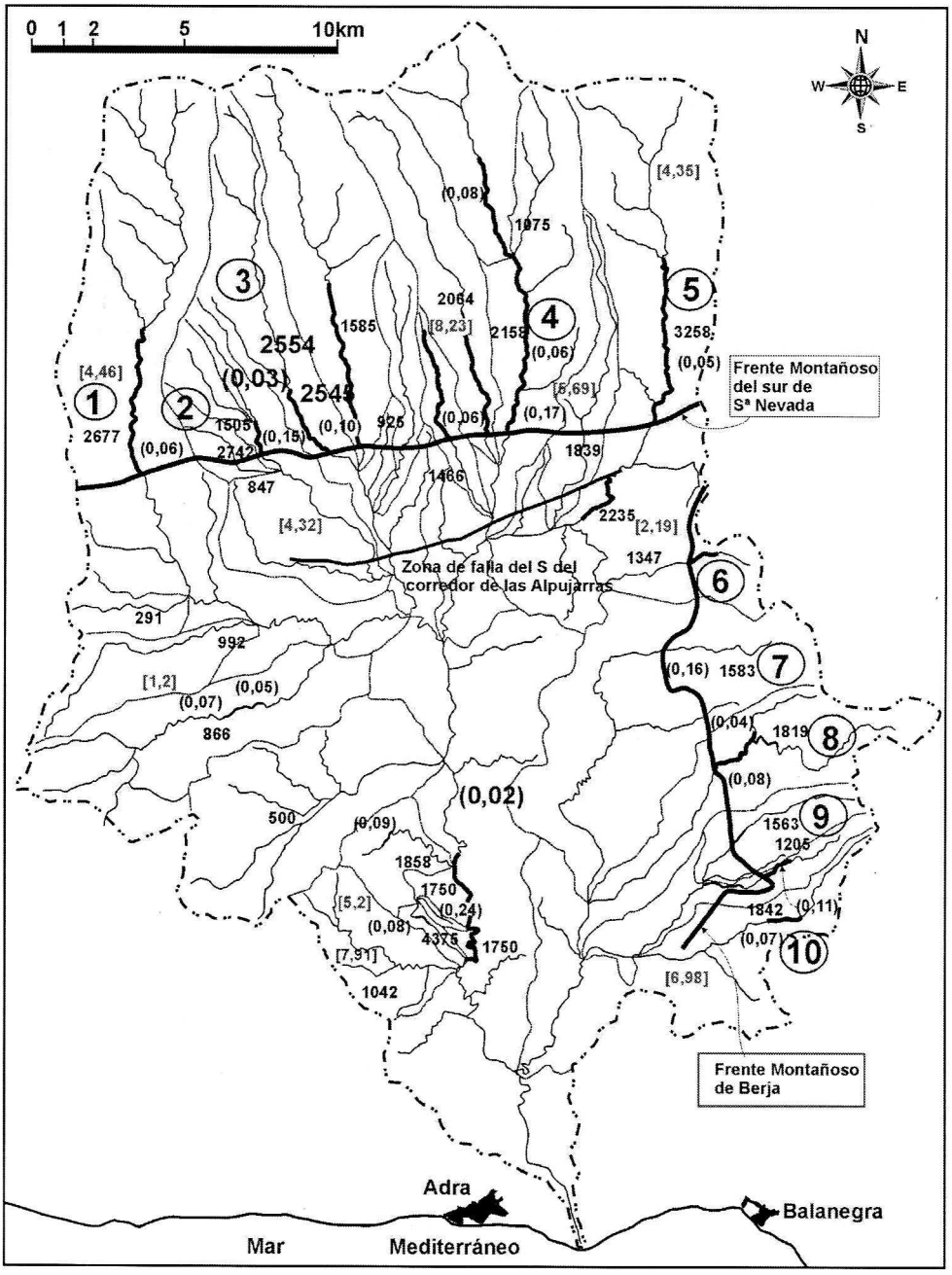


Figura 3. Localización de los frentes montañosos distinguidos, valores más destacados del índice del gradiente del perfil longitudinal de los ríos, sectores más encajados de los mismos (cauces marcados más gruesos) y formas de las cuencas de los afluentes del río Adra. Los índices de SL corresponden a los números solos. Los valores de los índices de encajamiento, E, están entre corchetes, los de la forma de la cuenca (Fc) entre paréntesis y los valores correspondientes al río principal se indican con mayor tamaño. En círculos se marcan los ríos cuyos perfiles longitudinales se muestran en las figuras 4 y 5.

Figure 3.- Situation of the mountain-fronts distinguished, more important values in the stream length-gradient indices (SL) of the rivers, more incised sectors (marked with thicker lines) and form of the basin of the tributaries of the river Adra. The indices of SL correspond to the numbers alone. The values of the indices of incision, E, are between clasps, those corresponding to the form of the basin (Fc) are between parentheses and the values of the main river are indicated with a bigger size. The circled numbers indicate the rivers which longitudinal profiles are showed in figures 4 and 5.

tacto. Los valores elevados que se dan en este último sector dependen de las diferentes litologías que atraviesa el río y de los escalones producidos por las fallas, coincidiendo en no pocos casos el cambio litológico con la posición de sus planos. También se producen realces de esos gradientes sobre los sedimentos neógenos del perfil 5 debido al contraste litológico existente a ambos lados de una falla de desgarre E-O.

El sector occidental de Gádor está cruzado por barrancos que presentan índices con valores no superiores a 2.000 (los más importantes son: 1.842, 1.819, 1.583 y 1.563). La mayoría de estos barrancos descienden hacia el oeste y SO; en uno de ellos su último tramo va hacia el NE y al desembocar en el río Alcolea su perfil del índice del gradiente se eleva hasta el valor de 2.235. En realidad está ligado al encajamiento del río Alcolea, ya rebasado netamente el frente de Berja, en materiales neógenos separados por una falla E-O de mármoles alpujárrides (Fig. 3 y perfil 6 de la Fig. 6).

Estos valores altos del gradiente en el frente de Berja coinciden con dos situaciones tectónicas y litológicas diferentes: el cabalgamiento de unidades alpujárrides (Murtas sobre Gádor) con esquistos y filitas sobre mármoles en algunos casos (perfiles 7, algo del 8 y el 9 de la Fig. 6) y las fallas normales muchas de ellas activas tal como se deduce de sus escarpes recientes formados en mármoles y los piedemontes afectados (perfiles 7, 8, 9 y 10 de la Fig. 6). En el perfil 6 (Fig. 6) se presenta una elevación del índice del gradiente (con valor de 1347, Fig. 3) en los mármoles calizos de la unidad de Murtas sin que se observe una clara fractura, aunque coincide con la prolongación hacia el norte del frente montañoso.

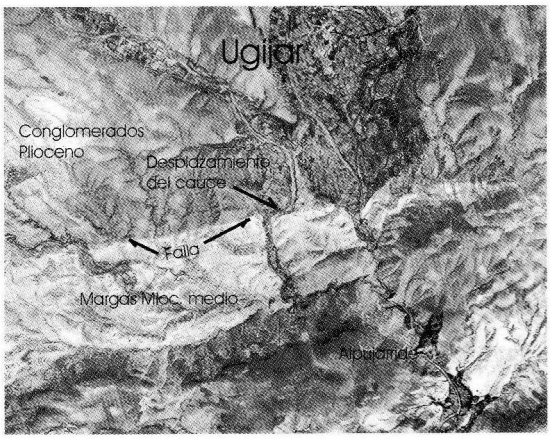


Figura 4. Vista parcial de las fallas del borde sur del corredor de las Alpujarras en el sector de Ugíjar donde se ve claramente un cauce desplazado

Figure 4. Detail of the faults of the south border of the Alpujarran Corridor in the Ugijar sector. It is possible to see there the displacement of a riverbed.

Además de los datos ligados a los dos frentes anteriores hay que destacar los altos valores que dan los afluentes en su desembocadura en el río Adra o Grande, al sur del embalse de Benínar; el más significativo es el de 4.375, el mayor con diferencia, de toda la cuenca (Fig. 3). Se produce porque el río Adra corta allí a un anticlinal constituido por mármoles de una unidad alpujárride inferior; la fuerte erosión ha dejado colgados una serie de barrancos que recogen aguas desde el Cerrajón de Murtas y corren hacia el E. Estos barrancos, prácticamente perpendiculares al río principal tienen cuencas muy pequeñas, por tanto con capacidad de erosión limitada, por lo que la combinación entre el encajamiento del río principal y esa limitada capacidad de erosión ha provocado que los índices longitudinales de éstos sean muy altos. Otros valores altos que se presentan por esta razón son: 1.858 y 1.750 (Fig. 3).

c.- Índice de encajamiento del río

Según nuestro estudio, los valores más bajos de la cuenca los presenta en general el río principal, manifestados en dos cortes transversales; uno de ellos pasa por el Cerrajón de Murtas y continúa en las proximidades de la cerrada del embalse de Benínar presenta un valor de 0,02. El segundo se ha realizado a 1 kilómetro, aguas arriba, del frente montañoso de SierraNevada, con un valor de 0,03, junto a la localidad de Válor, en el río del mismo nombre (Figs. 2 y 3). En este frente tenemos otros valores también bajos, entre los que destacamos los siguientes: 0,05 (sobre el río Paterna, junto al pueblo del mismo nombre; perfil 5 de la Fig. 5) , 0,06 (en el río de Mecina, también cerca de la localidad que le da nombre al río, sobre el río Bayárcal y sobre el río Laroles, junto al pueblo; perfil 1 de la Fig. 5), 0,08 (a más de 5 kilómetros, aguas arriba, del frente montañoso; perfil 4 de la Fig. 5), y 0,10 (en el río Nechite, al sur de esta localidad; Figs. 2 y 3).

En total se ha obtenido el valor de este índice Vf en los 13 barrancos que cortan al frente montañoso del sur de Sierra Nevada (Fig. 7). La media aritmética de los distintos valores de Vf es de 0,14, con una desviación estándar de 0,09.

En el frente de Berja tenemos el tercer valor más bajo de la relación anchura/altura del valle de entre los medidos en toda la cuenca: 0,04. Otros valores bajos calculados en este frente del borde occidental de Gádor son: 0,07 y 0,11 (Fig. 7). La media aritmética de los distintos valores de Vf es de 0,16, con una desviación estándar de 0,1.

También se reflejan los fuertes encajamientos de algunos de los barrancos afluentes del río principal pasado el embalse de Benínar, y sobre los afluentes derechos del río Yátor, al norte del Cerrajón de Murtas. Así se tiene un valor de 0,05 al N del Cerrajón y otros de 0,07.

d.- Índice de la forma de la cuenca

El valor más elevado se presenta en una de las ramblas que cruza el frente montañoso de Sierra Nevada, calculado en 8,23. Otros valores destaca-

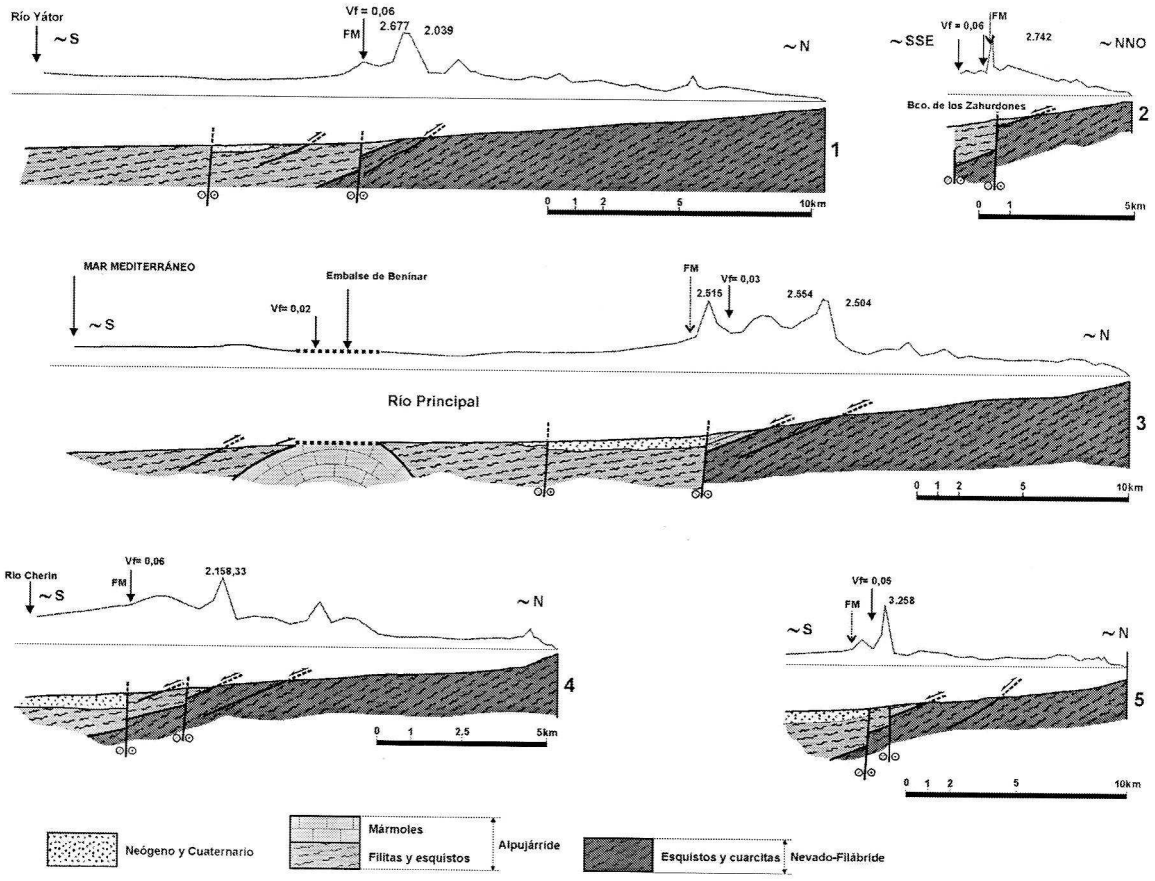


Figura 5. Perfiles de algunos ríos que cruzan el frente montañoso del sur de Sierra Nevada en los que el índice del gradiente del perfil longitudinal es mayor. Se muestra su relación con el frente montañoso (F.M.). A puntos se muestra el índice del gradiente longitudinal. La posición de los ríos se marca en la figura 3. En los perfiles se incluyen datos sobre la geología pero téngase en cuenta que no corresponden a una línea recta como en los cortes habituales, sino a un curso de río cuya dirección cambia.

Figure 5. Profiles of several rivers crossing the mountain-front of the south of Sierra Nevada and presenting the greater values of the gradient profile (SL). Their relation with this mountain-front (F.M.) is indicated. Dotted line indicates the longitudinal gradient. The position of these rivers is marked in Fig. 3. In these profiles some geologic data are included but observe that they do not correspond to a straight line as in the usual cross-sections but to a river course which strike change.

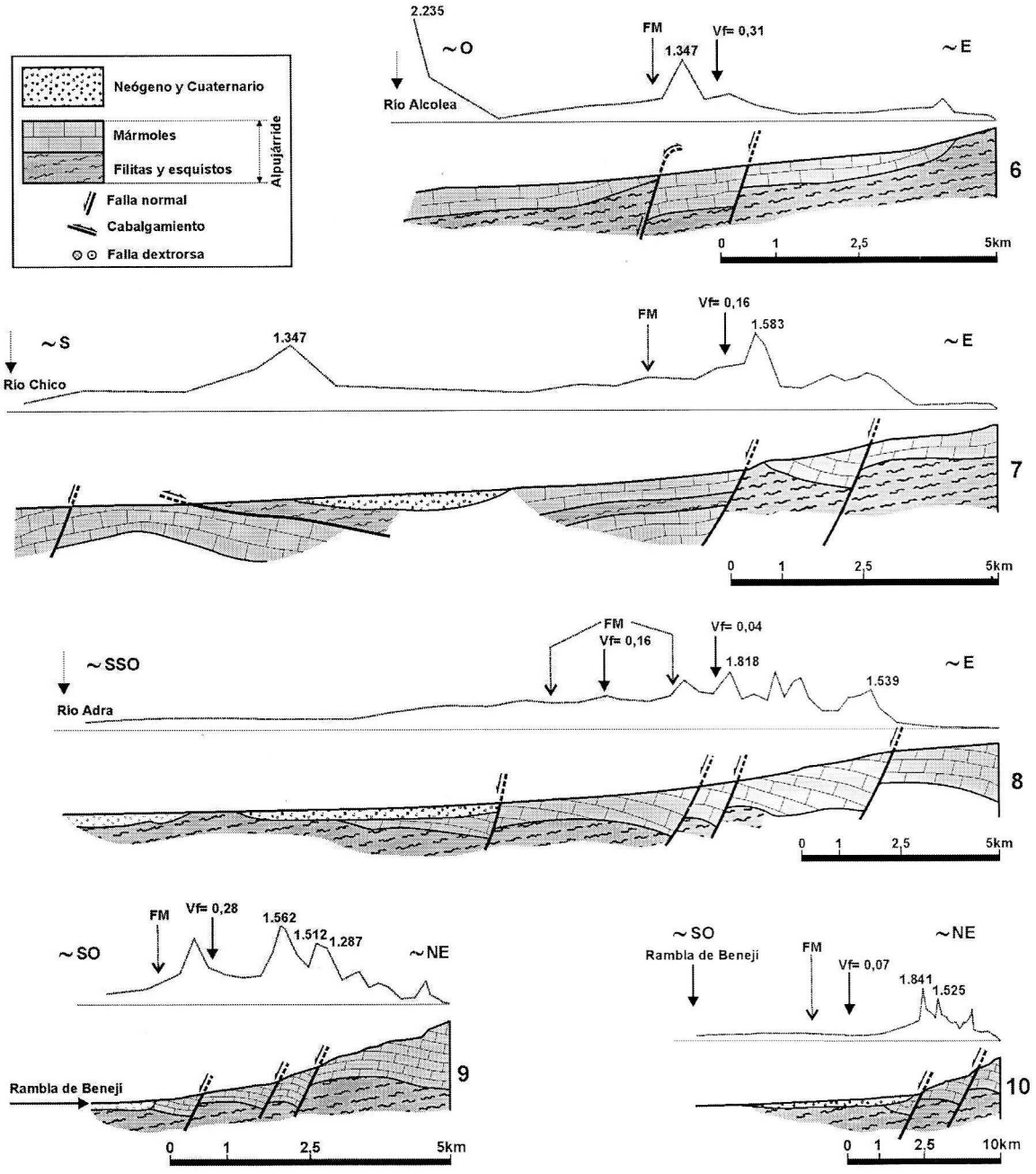


Figura 6. Perfiles de algunos ríos que cruzan el frente montañoso de Berja en el que los que índice del gradiente del perfil longitudinal es mayor. Se muestra su relación con el frente montañoso (F.M.). A puntos se muestra el índice del gradiente longitudinal. La posición de los ríos se marca en la figura 3. En los perfiles se incluyen datos sobre la geología pero téngase en cuenta que no corresponden a una línea recta como en los cortes habituales, sino a un curso de río cuya dirección cambia.

Figure 6. Profiles of several rivers crossing the mountain-front of Berja and presenting the greater values of the gradient profile (SL). Their relation with this mountain-front (F.M.) is indicated. Dotted line indicates the longitudinal gradient. The position of these rivers is marked in Fig. 3. In these profiles some geologic data are included but observe that they do not correspond to a straight line as in the usual cross-sections but to a river course which strike change.

bles de este frente son: 5,69, 4,46 (río Yátor), 4,35 (río de Alcolea) y 4,32 (Fig. 3).

Entre los barrancos que cruzan el frente de Berja hay uno con valor de 6,98. Aparte de éste, los demás no superan el valor de 2,50.

En cuanto a los afluentes del río principal pasado el embalse de Benínar, entre los más destacables, tenemos los valores de 7,91 y de 5,2.

Además de los anteriores sectores, conviene señalar que en el borde sur del corredor de las Alpujarras, desde el río Ugíjar hacia el este, hay varios barrancos que desvían su curso hacia el SO. Este desvío sigue una línea coincidente con fallas (Figs. 2 y 3), que va desde Alcolea hacia el sur de Cherín y Ugíjar. Esta línea se prolonga el oeste, provocando en este caso el desvío de otros barrancos. Estos rasgos van acompañados en numerosos puntos por un neto contraste morfológico y por variaciones en varios de los índices geomorfológicos usados.

e.- Relación entre los índices S_{mf} y V_f y V_f y B_s

Con el fin de evaluar el grado de actividad tectónica, Bull y McFadden (1977) compararon los índices S_{mf} y V_f y clasificaron los frentes montañosos en tres grados de actividad. Los frentes activos (Clase 1) tienen valores de S_{mf} inferiores a 1,6 y los de V_f inferiores a 0,5. Los frentes de moderada actividad (Clase 2) tienen valores de S_{mf} cercanos o algo superiores a 2 y los de V_f pueden ser de hasta 1,4. Diversos autores (Rockwell et al., 1984; Silva et al., 2003) aceptan que para la Clase 1 el levantamiento tectónico esperable es superior a 0, 5 m/ka y para la Clase 2 está comprendido entre 0,5 y 0,05 m/ka. La Clase 3 corresponde a frentes tectónicamente inactivos con valores altos de dichos índices y su levantamiento tectónico es inferior a 0,05 m/Ka. En su conjunto, con esta clasificación se obtiene una información semi-cuantitativa del grado relativo de la actividad tectónica de los frentes.

Según dicha clasificación, el frente sur de Sierra Nevada se sitúa claramente dentro de los de Clase 1, dado que su valor de Smf es de 1,44 y los de Vf de los barrancos que lo cruzan no superan la mayoría el valor de 0,10, teniendo algunos de ellos un valor de 0,03 (véanse estos valores de Vf en la figura 7).

Por su parte, el valor del frente montañoso de Berja (S_{mf} = 1,65) y los de Vf ligados (oscilan entre 0,07 y 0,11) hacen que quede situado muy próximo a la clase 1, ligeramente menos activo que el anterior frente.

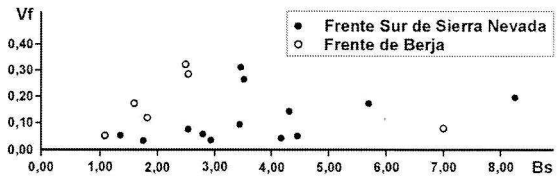


Figura 7. Relación entre los valores de los índices Vf y Bs en los frentes montañosos del sur de Sierra Nevada (FSN) y de Berja (FB). Se han estudiado 13 barrancos que cruzan el frente de Sierra Nevada (mostrados por un punto) y 6 que lo hacen al frente de Berja (mostrados por un círculo hueco). En estos frentes los valores de los índices son: FSN: Smf = 1,44, Vf = 0,14 (media aritmética) y 0,09 (desviación estándar) y Bs = 3,73 y 1,73. FB: Smf = 1,65, Vf = 0,16 y 0,1 y Bs = 2,72 y 1,97.

Figure 7. Relations between the indexes Vf and Bs in the mountain-fronts of the South of Sierra Nevada FSN) and Berja (FB). 13 riverbanks crossing the front of Sierra Nevada (indicated by a point) and 6 crossing the front of Berja have been studied (indicated by a circle). In these mountain-fronts the values of the indexes are: FSN: Smf = 1.44, Vf = 0.14 (arithmetic mean) and 0.09 (standard deviation) and Bs = 3.73 and 1.73. FB: Smf = 1.65, Vf = 0.16 and 0.1 and Bs = 2.72 and 1.97.

La relación entre V_f y B_s se muestra en el diagrama de la Fig. 7. En ese diagrama se observa que, en su conjunto, los 13 barrancos que cruzan el frente del sur de Sierra Nevada combinan valores de V_f menores que los de los 6 barrancos del frente de Berja con valores mayores de B_s que los de este último frente. Esto conduce también a la conclusión de que los barrancos que cruzan el frente de Sierra Nevada se están encajando más enérgicamente que los del frente de Berja, lo que es también congruente con la mayor actividad tectónica deducida de la comparación de los índices Smf y Vf.

Discusión de los resultados

De la aplicación de los índices geomorfológicos a la cuenca del río Adra resulta lo siguiente:

a.- El frente de Sierra Nevada con un valor del índice S_{mf} de 1,44, con bastantes tramos rectos, lo que indica actividad reciente, se acompaña además con índices longitudinales altos que responden a netos saltos en el perfil topográfico de los barran-

cos representados, coincidentes además con zonas cercanas al frente (Figs. 3 y 5). A esto se suma que las formas de las cuencas situadas al norte son alargadas y estrechas, y sus encajamientos son de cierta relevancia. Por tanto en este frente se deduce que el levantamiento es importante, que continúa en la actualidad. Es un frente netamente activo.

Se observa además que los barrancos que desembocan en el río principal incrementan sus índices longitudinales en mayor o menor grado al llegar a su confluencia y en general, salvo el sector del sur de Benínar, tanto más cuanto más al norte de la cuenca se esté. Este dato confirma a la vez que: a) el principal se está actualmente encajando; b) el sector situado hacia la cabecera se levanta relativamente más con respecto a su nivel de base, con el consiguiente incremento de erosión. Este levantamiento es por tanto más marcado en Sierra Nevada, y se deja notar especialmente en las proximidades del referido frente. En el campo se observa que fallas E-O prácticamente coinciden con la posición del frente, al que controlan

b.- Las fallas del sur del corredor de las Alpujarras, sin formar un verdadero frente, controlan también la dirección local de los ríos y marcan cambios en los valores de los índices, especialmente en los longitudinales. En esta línea se observan algunos valores altos de índices longitudinales, en particular en el río Alcolea, donde se detecta un índice de 3.258. A la vez los ríos cambian su dirección localmente para pasar a ser E-O (Figs. 2 y 4). La acción conjunta de fallas E-O y la litología de los materiales neógenos, más fácilmente erosionables, determina que los sectores deprimidos se sitúen generalmente al norte de estas fallas.

c.- El frente de Berja, en el borde occidental de la Sierra de Gádor es más sinuoso que el del sur de Sierra Nevada, lo que indica menor actividad neotectónica; tiene índices longitudinales de relativa importancia también cercanos al frente montañoso y de ellos se deducen actividad reciente. Esto concuerda en general con los datos de Martínez Díaz (2000b) quien ya señaló la actividad reciente de algunas de las fallas de este borde de Sierra de Gádor. Coinciden en muchos casos estos valores mayores con la presencia de fallas NO-SE de ese borde, algunas de las cuales cortan a los derrubios de ladera actuales o subactuales. En conjunto, se está produciendo un levantamiento de la sierra de Gádor, según lo refleja la presencia de fallas normales en este frente de Berja.

Si comparamos el frente de Sierra Nevada con el de Berja, se observa que el primero presenta mayores valores, pero en ambos se reflejan movimientos verticales recientes debido a un levantamiento de las cabeceras de sus ríos, una intensa erosión aguas arriba de los mismos frentes y perfiles transversales con formas de "V". Este levantamiento continúa actualmente tal como lo muestran prácticamente todos los cursos fluviales, encajados varios metros dentro de sus propios cauces. Esto es más notable en Sierra Nevada.

d.- La influencia de la litología se deja ver en el valor de algunos índices longitudinales, tal como se ha señalado previamente (véase por ejemplo los perfiles 1, 3 y 4 de la Fig. 4 donde esto es muy notorio). En algunos casos, son los contactos tectónicos entre unidades y las fallas los que influyen poniendo juntas litologías diferentes lo que, junto al propio desplazamiento de las fallas, conduce a la creación de fuertes pendientes que, consecuentemente, dan valores altos del índice longitudinal.

También la litología debe influir a la hora de comparar los valores de los distintos índices ligados a los dos frentes montañosos. Los barrancos del frente del sur de Sierra Nevada cortan mayoritariamente a esquistos y cuarcitas, mientras que los de Berja lo hacen a mármoles. Sin duda, para que una comparación se hiciera con una fiabilidad total, debería poderse hacer con frentes de litologías similares, lo que claramente no es el caso. Aún así, pensamos que, en su conjunto, las estimaciones obtenidas reflejan la diferente actividad tectónica de los dos frentes estudiados.

e.- En el sector del sur del embalse de Benínar el río se ha encajado cortando a una estructura anticlinal previa (véase la Fig. 2, al sur de Benínar y Turón). Es un proceso de antecedencia que dio por resultado un neto encajamiento (no es el único en la región pues más al oeste de Motril, en el sector llamado Escalate –Fig. 1–, de la carretera de Granada a la costa, el río Guadalfeo corta igualmente a una estructura anticlinal). Los bordes de ese barranco se mantienen prácticamente verticales pues los valles laterales que en ellos desembocan son muy pequeños, con una capacidad erosiva igualmente pequeña lo que da índices enormes a sus afluentes. Por tanto, estos índices no son debi-

dos a la presencia de ningún frente activo en el área, sino a la excesiva erosión del río principal sobre las calizas y dolomías del Manto de Lújar.

f.- El análisis de los índices geomorfológicos muestra un rasgo que conviene señalar finalmente: es el hecho de que prácticamente todos los cursos fluviales actuales, muy en particular los de Sierra Nevada se encuentran sobre-encajados. Es decir, dentro del valle fluvial es absolutamente corriente que el cauce del río, a veces tan solo arroyos estacionales, se encuentre encajado varios metros dando netas hombreras. Es este un hecho que muestra bien a las claras que el proceso de levantamiento prosigue con fuerza en la actualidad. Sin embargo, conforme el río Adra se acerca al mar este nuevo encajamiento en el fondo del valle es en general menos patente y, además, lo que allí se observa puede estar ligado al descenso eustático producido en la última etapa glacial.

En conjunto, los resultados muestran el enorme levantamiento que aún está sufriendo Sierra Nevada en relación con el resto de la cuenca sin que por ello sea pequeño el que se aprecia en la Sierra de Gádor. Este levantamiento está en buena parte facilitado por las fallas descritas, en particular las E-O que se muestran de gran importancia. Martínez-Díaz (2000b) señala su posible papel como fallas de transferencia de la extensión regional ENE-OSO, producida por las fallas NNO-SSE. En el reciente trabajo de Martínez-Martínez et al. (2006) se calculan numerosos mecanismos focales ligados a estas fallas E-O, muchos de ellos de desgarre, algunos de falla normal. Es interesante que muchos de estos terremotos tienen hipocentros situados a profundidades superiores a 10 km, lo que claramente indica que estas fallas, que sobre el terreno alcanzan más de 100 km de longitud, rebasando grandemente al E y al O la cuenca de Adra, llegan a cortar a la corteza prácticamente entera. Probablemente no es aplicable esto a las fallas NNO-SSE, que deben ligarse a niveles de despegue menos profundos. El conjunto de estas fallas facilitan los levantamientos diferenciales, en particular el de Sierra Nevada y en menor proporción el de Gádor. Todos estos levantamientos diferenciales hay que inscribirlos en el levantamiento regional que afecta a la Cordillera desde el Mioceno superior (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004).

5. Conclusiones

En la aplicación de los índices geomorfológicos se ha mostrado que la litología y la estructura previa tienen notoria influencia en los distintos valores obtenidos de los índices. Pero a estos factores se le superponen netamente las deformaciones recientes producidas por la tectónica ligada sobre todo a fallas y al levantamiento regional. Por eso se tiene que:

-Los índices geomorfológicos obtenidos indican que el frente sur de Sierra Nevada es netamente activo, más que el de Berja. Hay barrancos en el frente de Sierra Nevada que presentan índices longitudinales muy elevados. Las subcuencas son más alargadas en Sierra Nevada que en Sierra de Gádor; lo que es indicio de que los barrancos son más activos, en concordancia con un mayor levantamiento. Aún así, los valores obtenidos en el borde occidental de la Sierra de Gádor indican también procesos activos.

-En el sector de Benínar-Turón la causa de los altos índices longitudinales está relacionada con la erosión del río principal en las calizas y dolomías del manto de Lújar que allí cortan a un anticlinal. Es un fenómeno de antecedencia. La poca capacidad erosiva de los valles laterales que allí desembocan determinan que éstos tengan allí unos valores muy altos del V_f.

-Los valores mostrados por los índices geomorfológicos concuerdan con los rasgos geológicos que se muestran activos, en particular las fallas del corredor de las Alpujarras, muy especialmente a lo largo del frente del sur de Sierra Nevada. En el borde sur del corredor otras fallas E-O, paralelas a las anteriores, también controlan la morfología, afectando en particular a la dirección de los cursos de los ríos.

-En conjunto, la red fluvial y los frentes montañosos existentes responden en buena medida a la tectónica reciente del área, reflejada por movimientos de fallas, patentes especialmente en algunos puntos donde se observan sedimentos del Mioceno superior al Cuaternario afectados por los desplazamientos y también reflejada por el levantamiento regional, más marcado en Sierra Nevada y progresivamente decreciente hacia el mar. Las fallas E-O, en el frente sur de Sierra Nevada y en el sur del corredor de las Alpujarras, son las más acti-

vas y después las NNO-SSE del frente de Berja. La combinación de datos geomorfológicos, geológicos y sismológicos muestra que las largas fallas E-O son activas y al alcanzar niveles profundos de la corteza, facilitan en particular el mayor levantamiento de Sierra Nevada.

Agradecimientos: A la Empresa SACYR, cuya política de Empresa posibilita el interés suficiente por la Geodinámica Interna y la Geomorfología actual. Este estudio ha sido financiado en parte por los proyectos CGL2007-60535 y TOPO-IBERIA CONSOLIDER-INGENIO, CSD2006-00041 del MEC, proyecto 83/2007 del MMA y el grupo RNM 217 de la Junta de Andalucía. A. Caballero (IACT) ha dibujado las figuras.

Referencias

Azañón, J.M.; Azor, A.; Pérez-Peña, V.; Booth-Rea, G.; Rodríguez-Fernández, J.; Delgado, J.; Carrillo, J.M. & Torcal, F. (2004). Morfometría de la red de drenaje, tectónica activa y sismicidad instrumental en el borde occidental de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Geo-Temas*, 6 (3), 135-138.

Bull, W.B. (1977). Geomorphic tectonic activity classes of south front of the San Gabriel Mountains, California. *U.S. Geol. Surv. Contract Report 14-08-001-G-394*. 59 p.

Bull, W.B. (1978). Geomorphic tectonic classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California. *U.S. Geological Survey Contract Report*. 14-08-001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, Calif. 59 pp.

Bull, W.B. & McFadden, L.D. (1977). *Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California*. In D.O. Doehring (ed). Geomorphology in Arid Regions. Proceeding of the Eigth Annual Geomorphology Symposium. State University of New York at Binghamton, 115-138.

Canon, P.J. (1976). Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of the Mill Creek drainage basin. *Oklahoma Geology Notes*, 36, 1, 3-16.

Carvajal, R. & Sanz de Galdeano, C. (2001). *La red de drenaje del borde nororiental de la cuenca de Granada, del río Bermejo al Darro. Aplicación de índices geomorfológicos*. En: La Cuenca de Granada. (Sanz de Galdeano, Peláez Montilla y López-Garrido Eds.) Proyecto PB97-1267-C03, 67-77.

El Hamdouni, R. (2001). *Estudio de movimiento de ladera en la cuenca del río Ízbor mediante un SIG: contribución al conocimiento de la relación entre tectónica activa e inestabilidad de vertientes*. Tesis Univ. Granada. 430 pp.

García Tortosa, F.J. & Sanz de Galdeano, C. (2007). Evidencias geomorfológicas de actividad tectónica cuaternaria en el frente montañoso del borde sur de Sierra Nevada: la falla normal de Laujar de Andarax. *Cuaternario y Geomorfología*, 21, 101-112.

Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar (Armijo, R., Benkhelil, J., Bousquet, J.C., Estévez, A., Guiraud, R., Montenat, C., Pavillon, M.J., Philip, H., Sanz de Galdeano, C. & Viguier, C.). (1977). L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. *Bull. Soc. géol. France, Paris*, (7), XIX, 3, 575614.

Hack, J.T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal Research U.S. Geol. Survey*, 1,4, 421-429.

Keller, E.A. & Pinter, N. (1996). *Active Tectonics (Earthquakes, Uplift and Landscape)*. Prentice-Hall Inc. New Jersey, 338 pp.

Martínez-Díaz, J.J. (2000a). Indicios geomorfológicos indicativos de tectónica activa en el sector Lorca-Totana de la falla de Alhama de Murcia. *Bol. Geol. Min.*, 111-1, 67-76.

Martínez Díaz, J.J. (2000b). Análisis sismotectónico de la serie sísmica de Adra: mecanismos de terremotos compuestos como respuesta a la interacción entre fallas activas en el sureste de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 13, 1, 31-44.

Martínez Martínez, J.M. (2006). Lateral interaction between metamorphic core complex and less-extended, tilt block domains: the Alpujarras strike-slip transfer fault zone (Betics, SE Spain). *Journal of Structural Geology*, 28, 602-620.

Martínez-Martínez, J.M.; Booth-Rea, G.; Azañón, J.M. & Torcal, F. (2006). Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. *Tectonophysics*, 422, 159-173.

Ramírez-Herrera, M.T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23,317-332.

Rockwell, T.K., Keller, E.A. & Johnson, D.L. (1984). *Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California*. En: Morisava, M. y Hack, T.J. (Eds.). Tectonic Geomorphology. Publ. in Geomorphology, State University of New York at Binghmanton, 183-204.

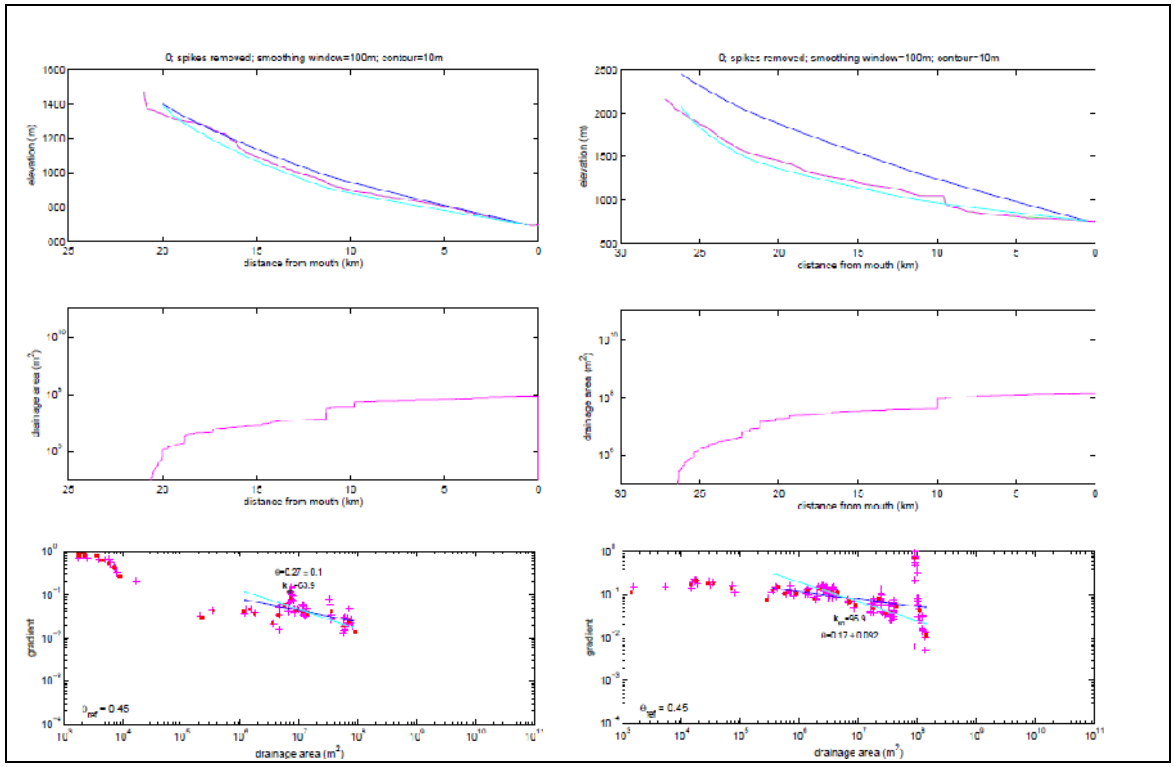
Sanz de Galdeano, C. & Alfaro P. (2004). Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63, 178-190.

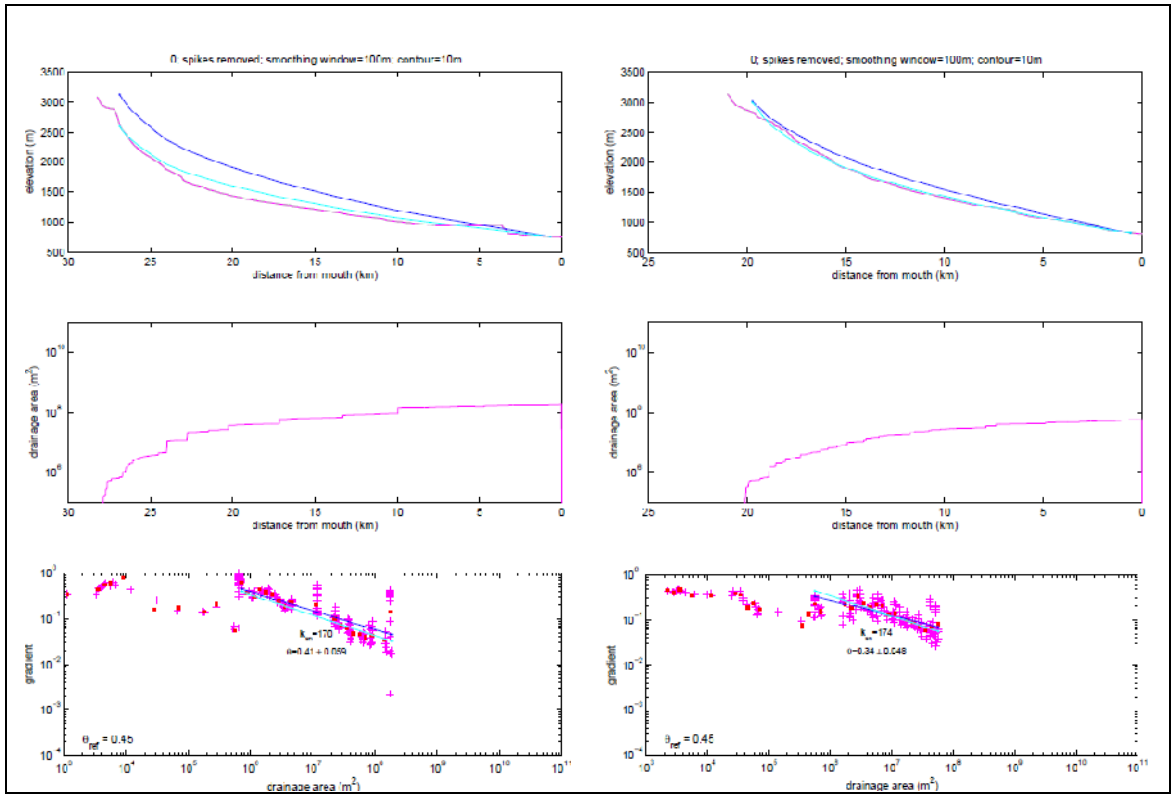
Sanz de Galdeano, C.; Rodríguez-Fernández, J. & López-Garrido, A. C. (1985). A strike-slip fault corridor within the Alpujarra Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geol. Rundschau*, 74, 642-655.

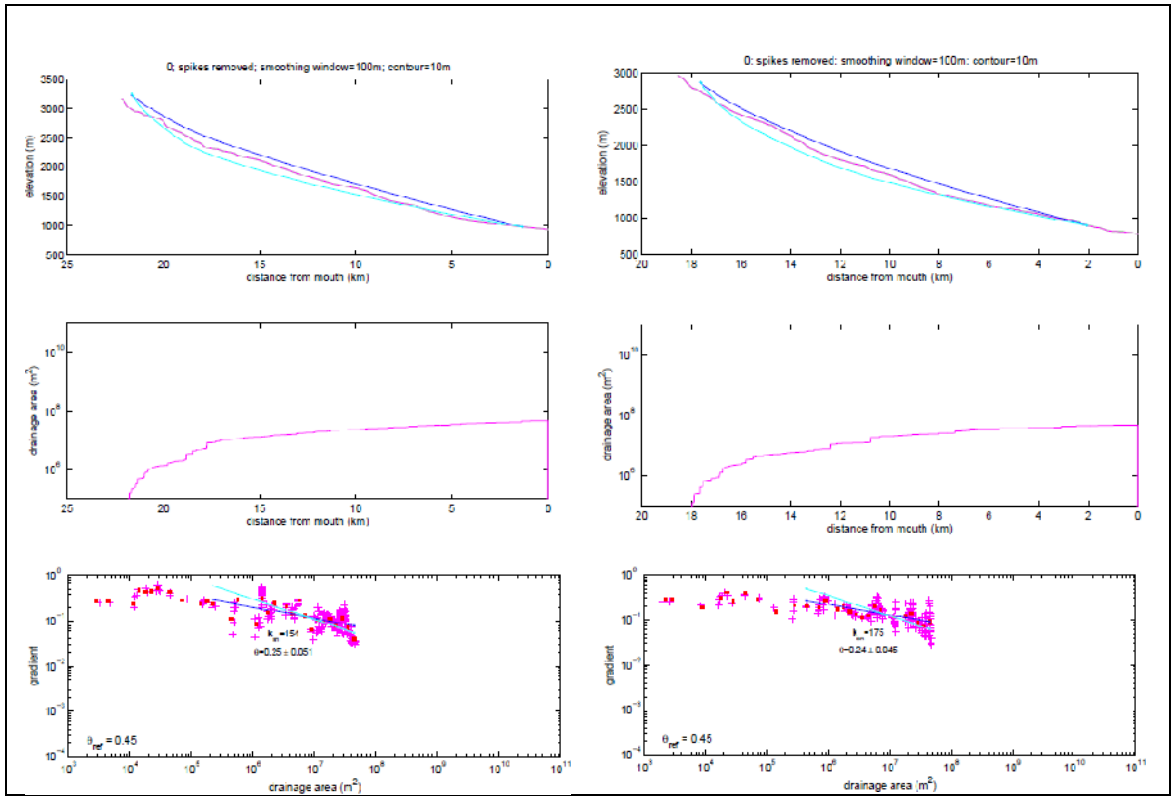
Silva, P.G. (1994). *Evolución geodinámica de la depresión del Guadalentín desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. Tesis Univ. Complutense. Madrid, 642p.

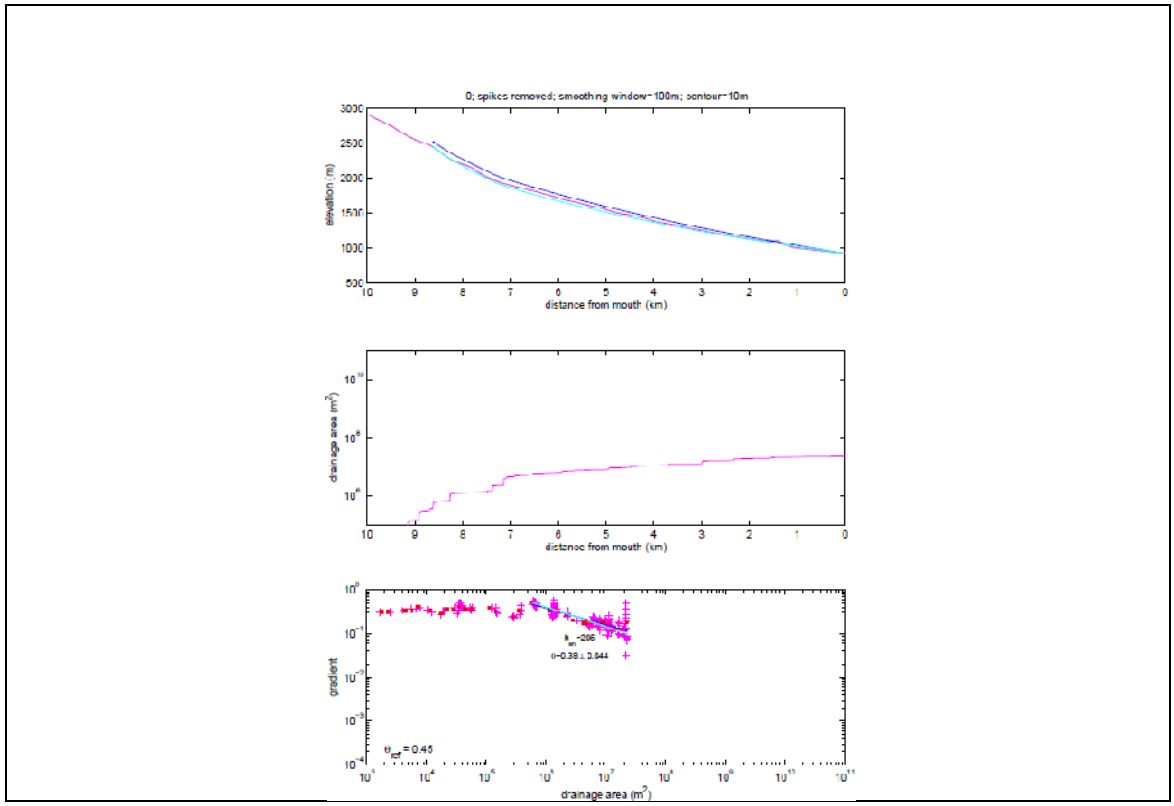
Silva, P.G., Goy, J.L, Zazo, C. & Bardají, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50, 203-225.

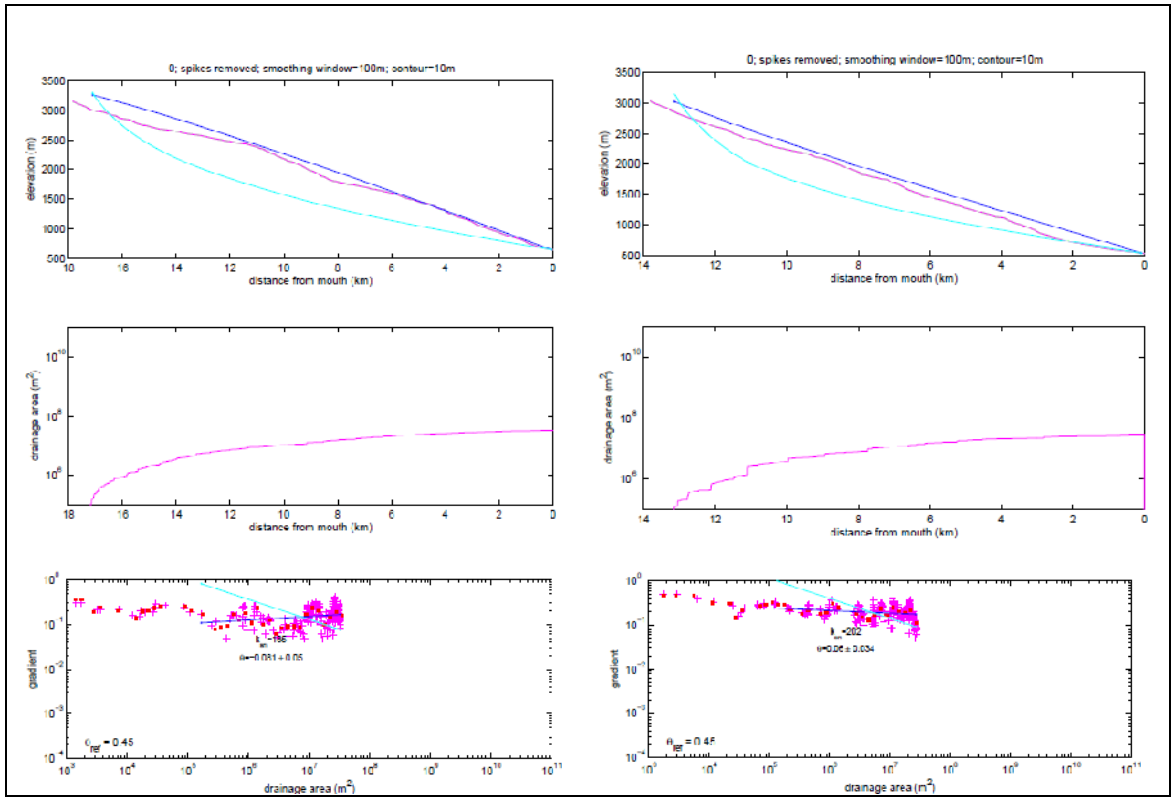
ANEXO III: PERFILES KSN

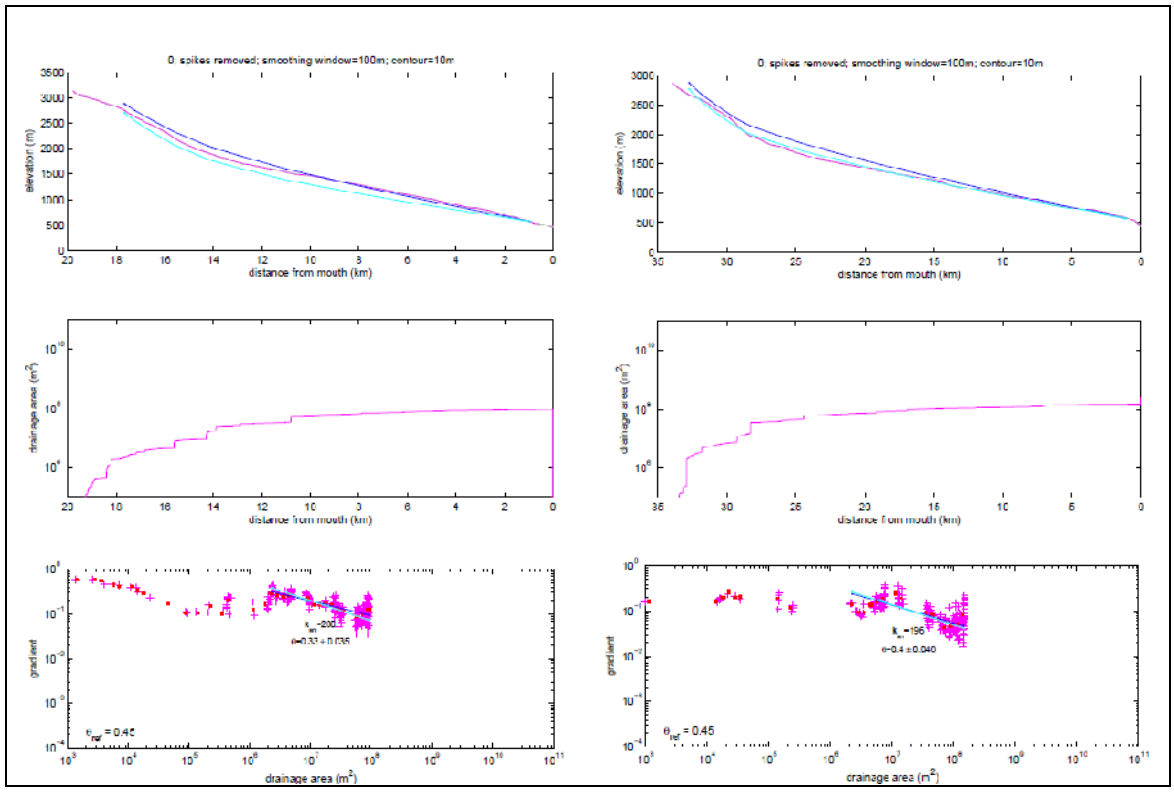

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
θ=0.27 ± 0.1
k_s=63.5
θ_ref = 0.45
drainage area (m²)
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
k_s=96.4
θ=0.17 ± 0.062
θ_ref = 0.45
drainage area (m²)

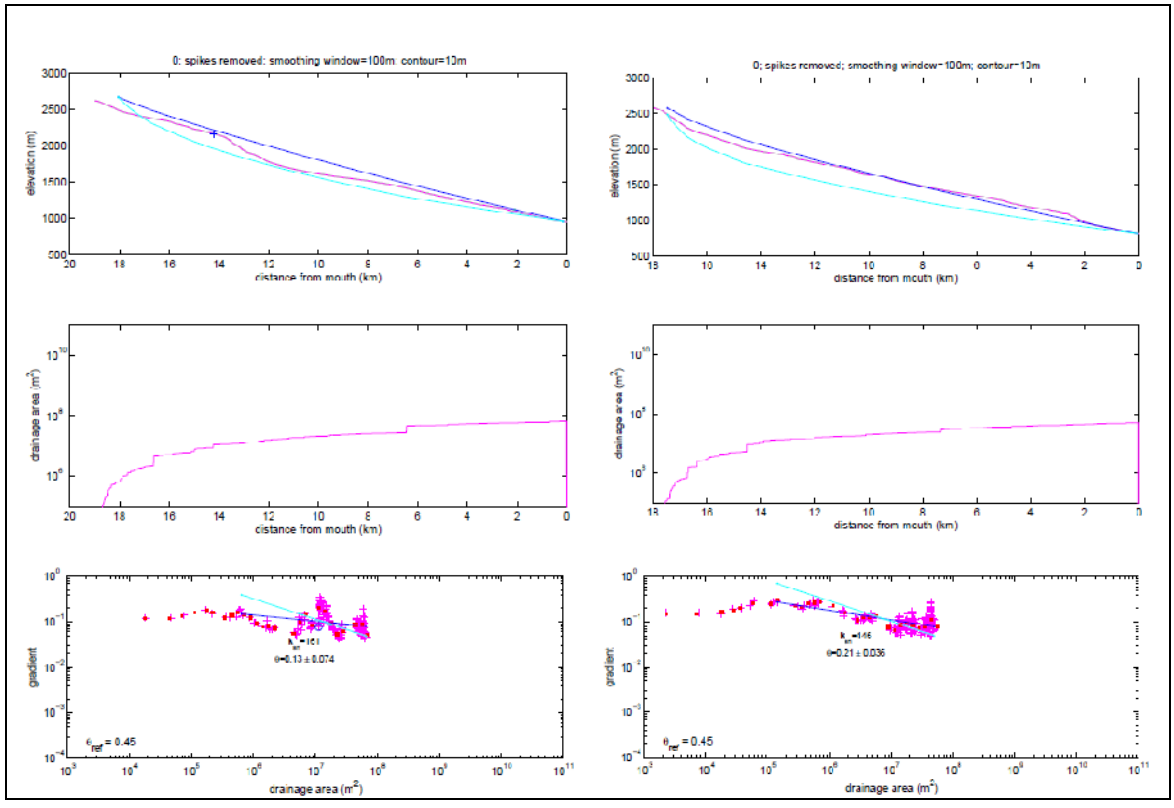

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
k_s=170
θ=0.41 ± 0.059
θ_ref = 0.45
drainage area (m²)
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
k_s=174
θ=0.34 ± 0.048
θ_ref = 0.45
drainage area (m²)

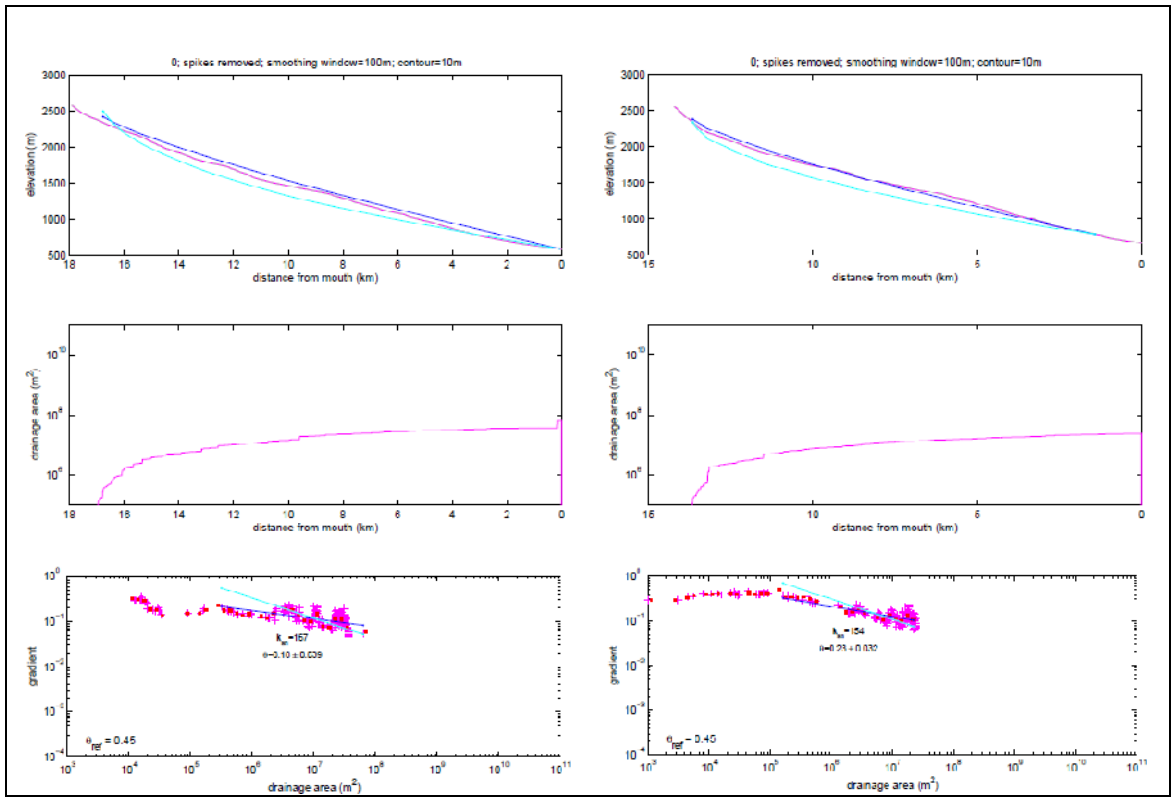

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
θ=0.25 ± 0.05
θref = 0.45
drainage area (m²)
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
θ=0.24 ± 0.046
θref = 0.45
drainage area (m²)

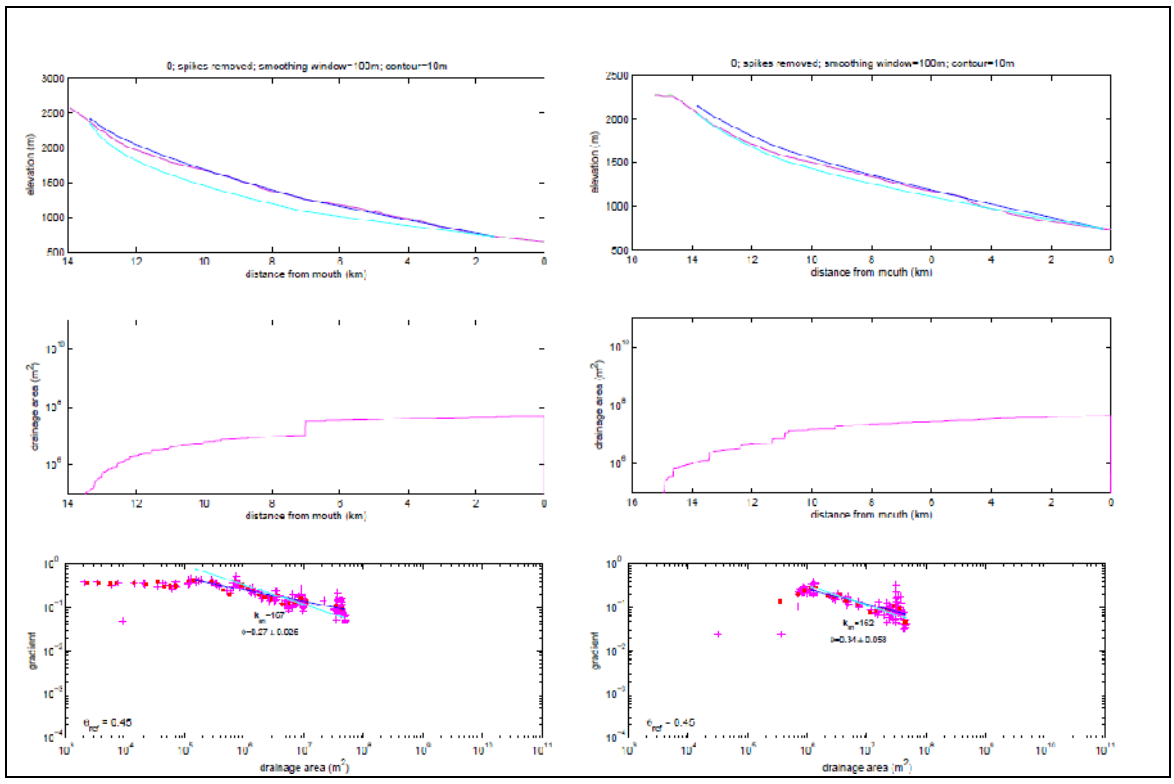

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
distance from mouth (km)
gradient
θ=0.38 ± 0.044
θref = 0.45
drainage area (m²)

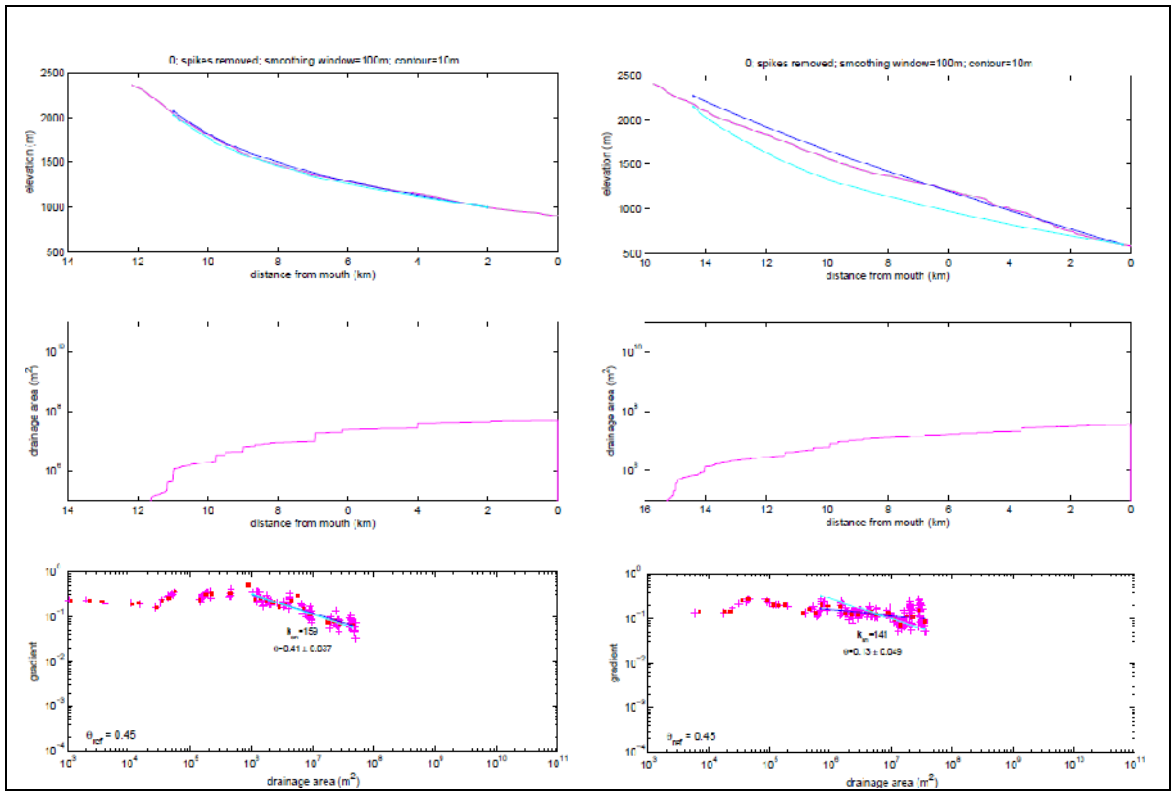

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)

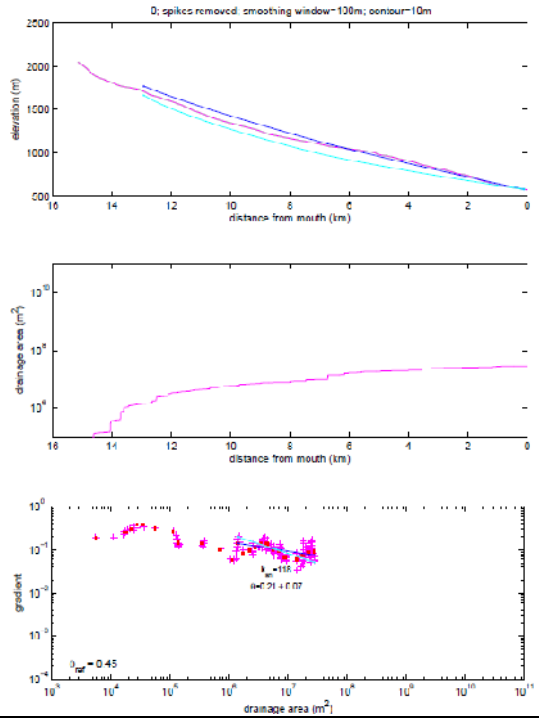

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)

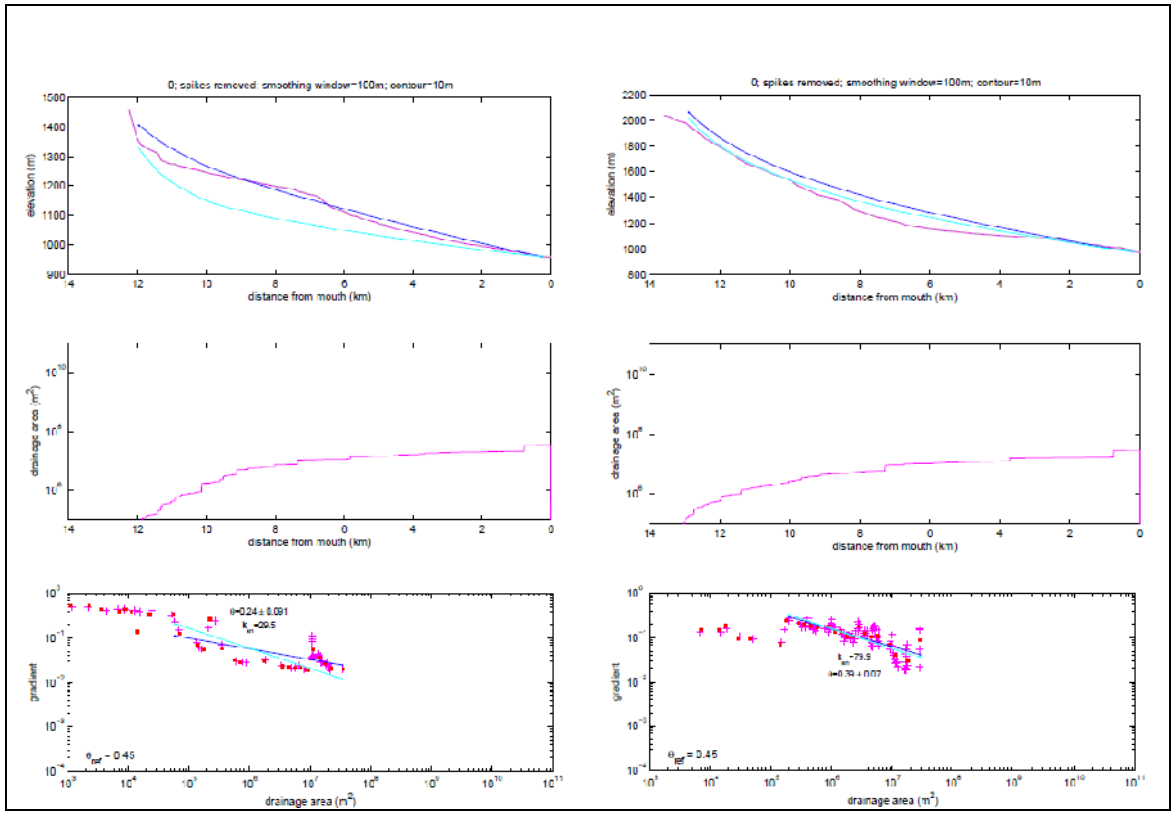

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
θ=0.13 ± 0.074
θ=0.21 ± 0.036
θref = 0.45
drainage area (m²)

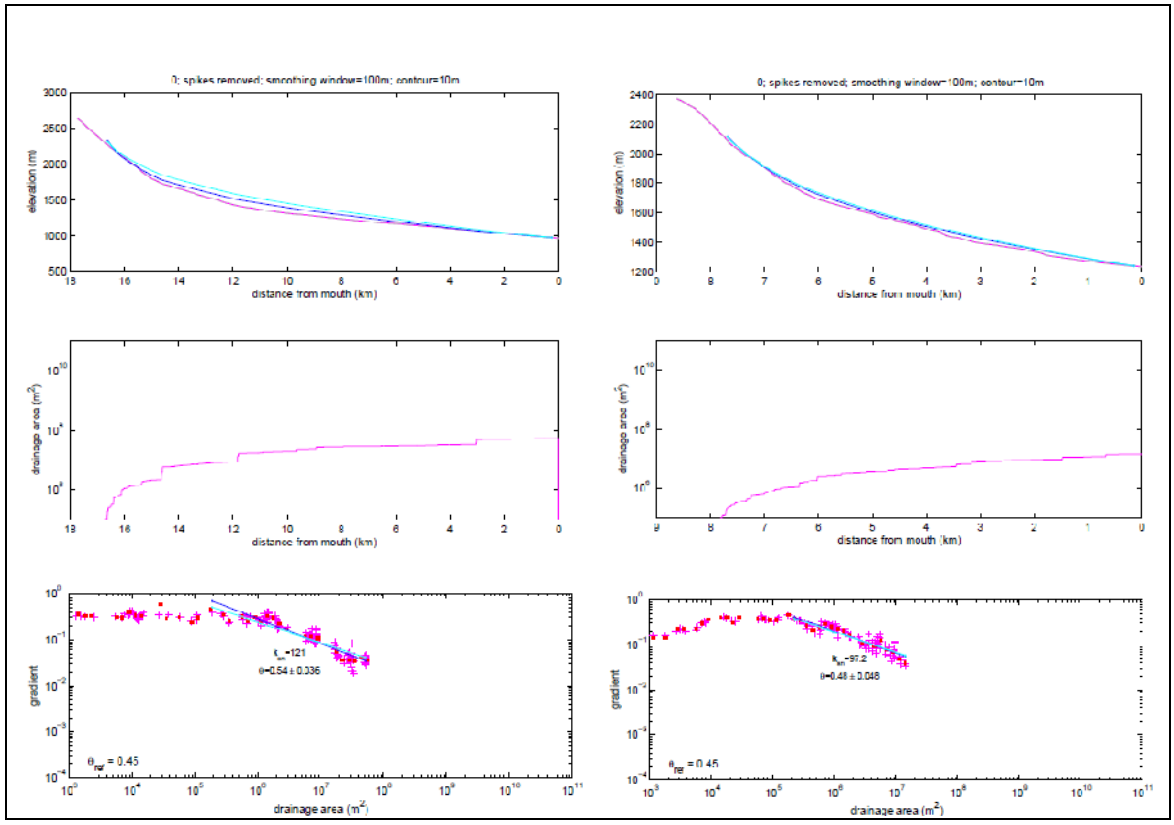

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
θref = 0.45
drainage area (m²)

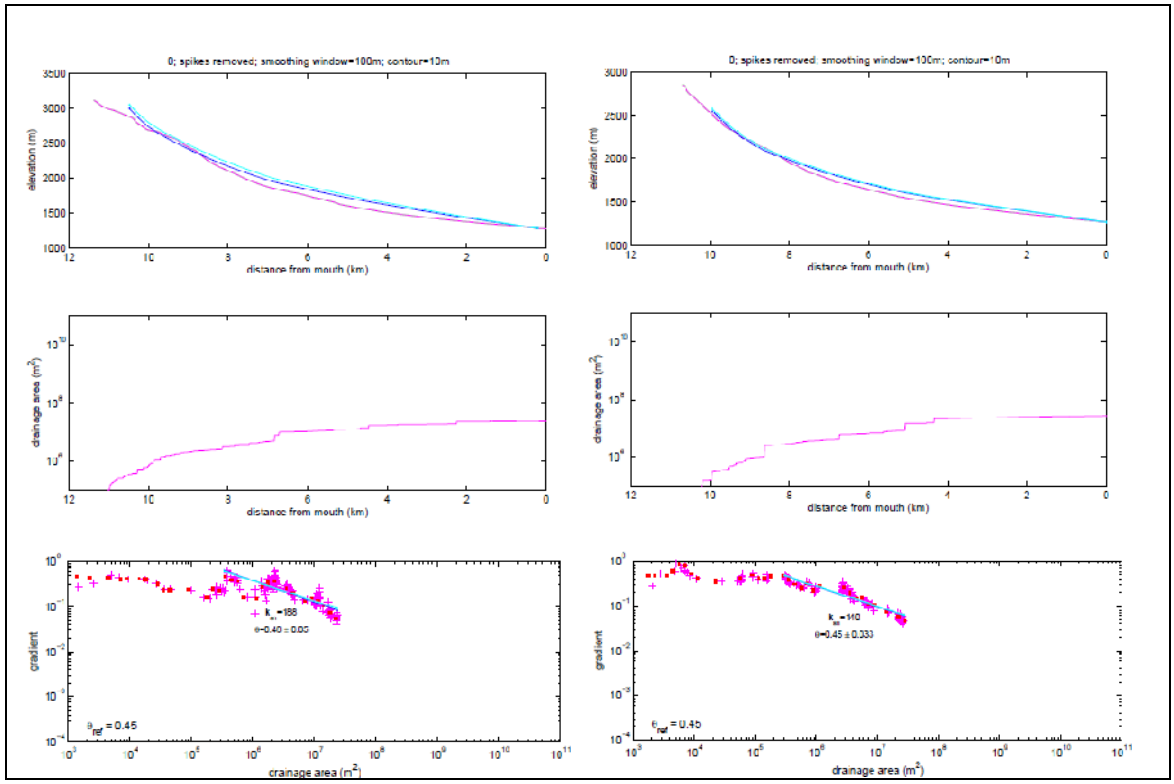

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)
θref = 0.45
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)
θref = 0.45

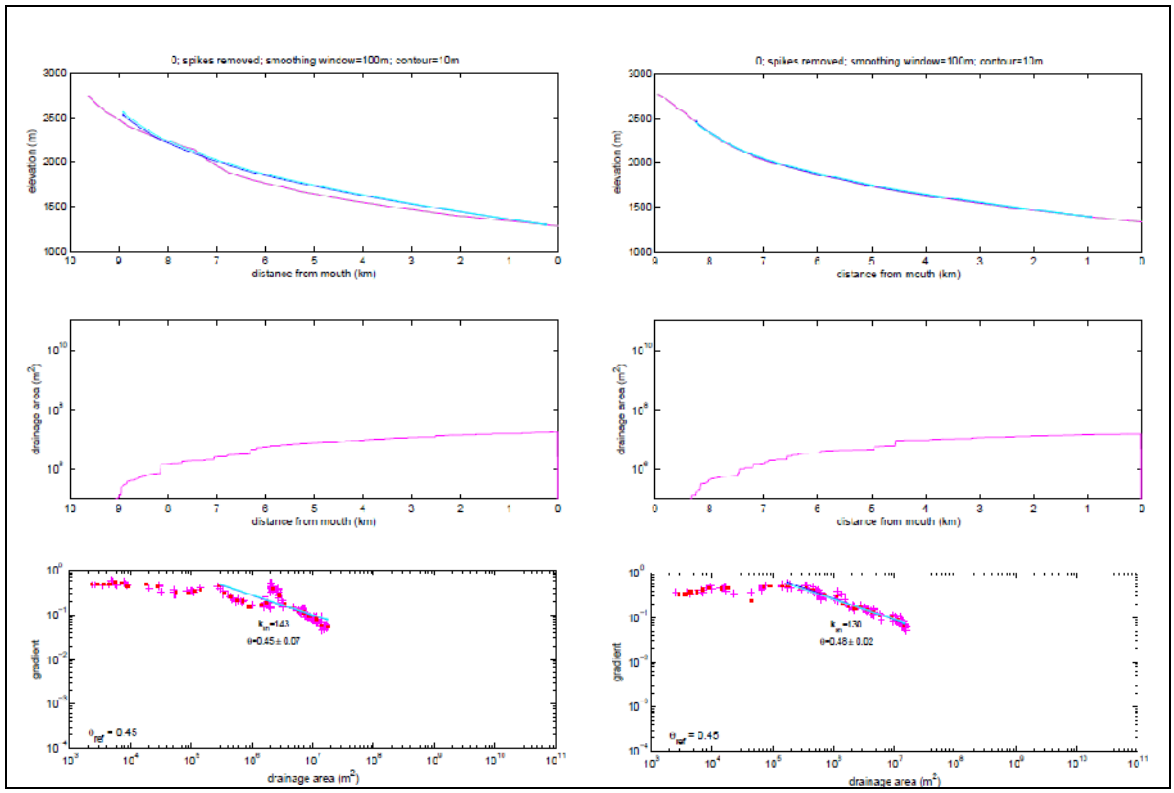

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)
θref = 0.45
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)
θref = 0.45

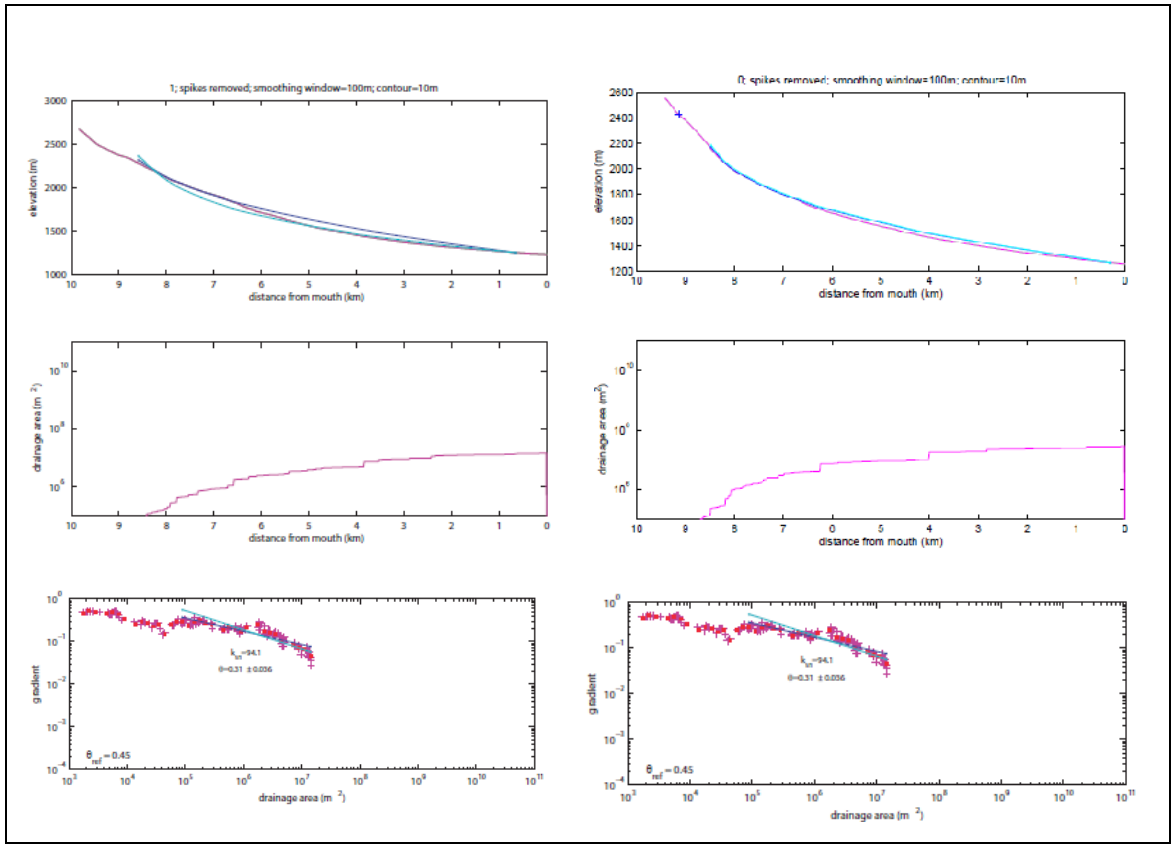

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
distance from mouth (km)
gradient
drainage area (m²)

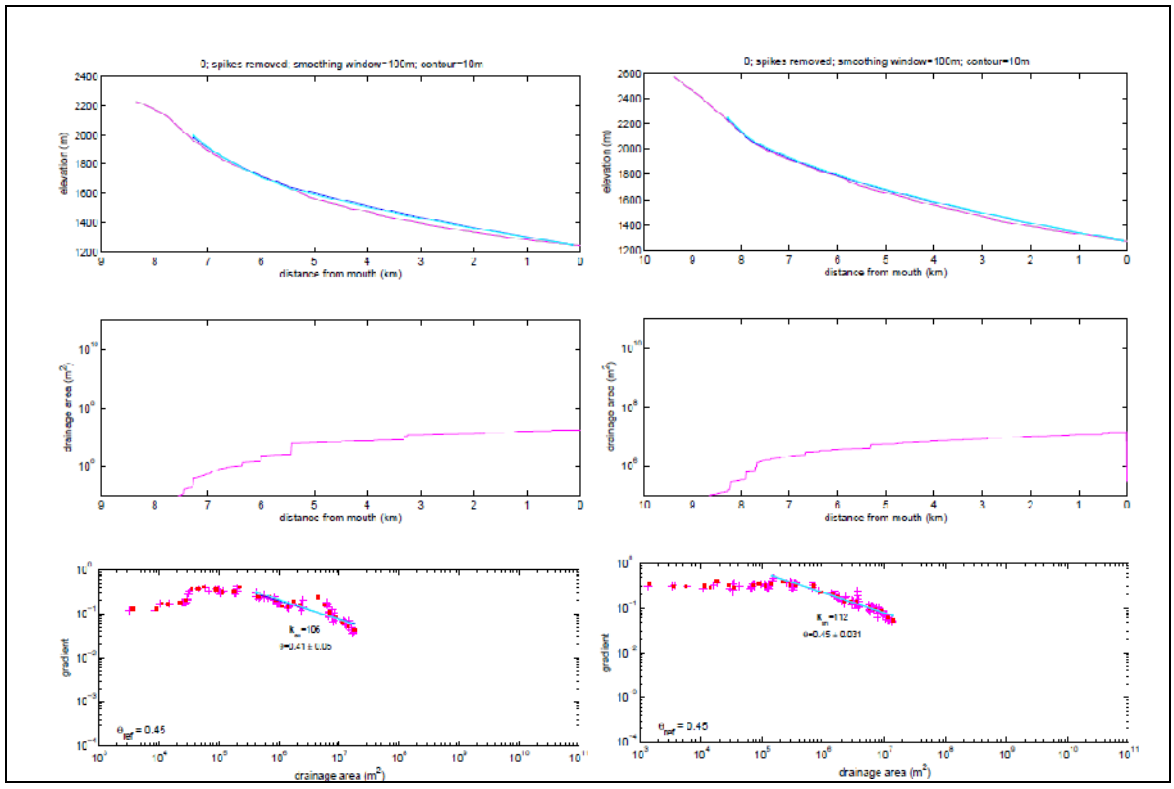

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
θ=0.24 ± 0.091
k_sn=29.5
θ_ref = 0.45
drainage area (m²)
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
distance from mouth (km)
gradient
k_sn=79.9
θ=0.39 ± 0.07
θ_ref = 0.45
drainage area (m²)

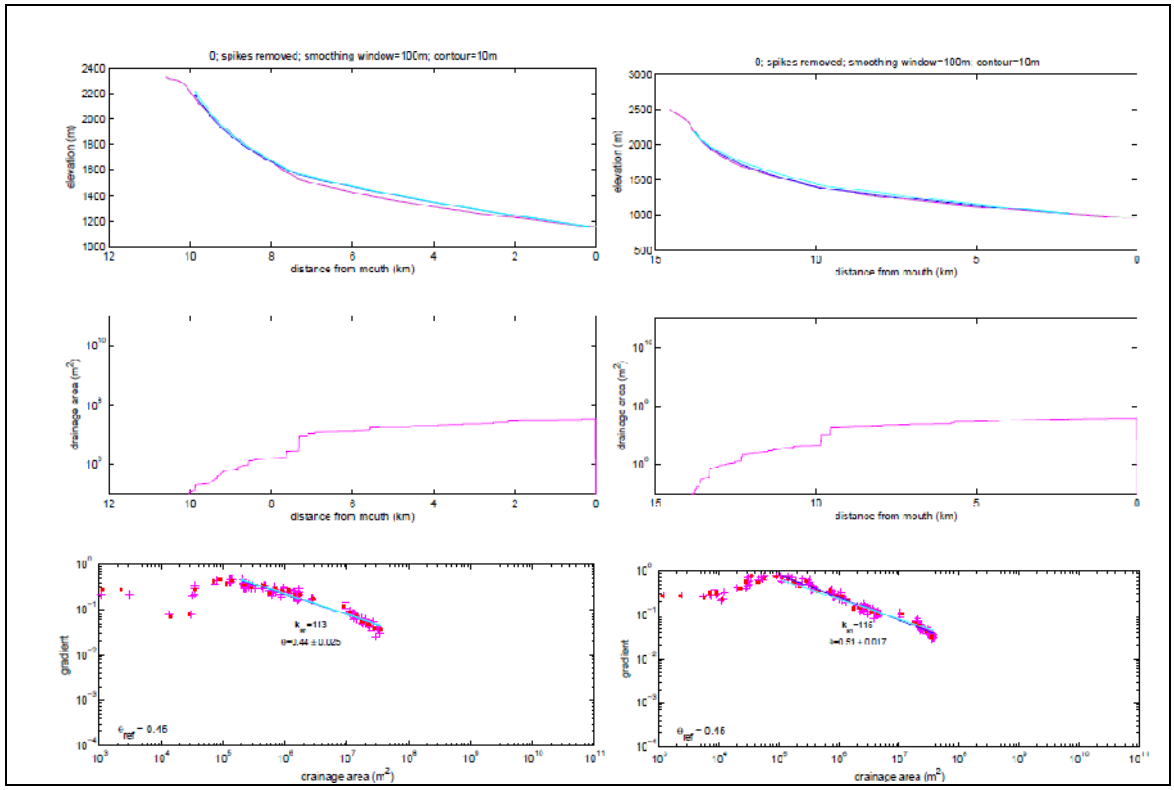

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
distance from mouth (km)
gradient
k_sn=121
θ=0.54 ± 0.036
θ_ref = 0.45
drainage area (m²)
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
distance from mouth (km)
gradient
k_sn=97.2
θ=0.48 ± 0.048
θ_ref = 0.45
drainage area (m²)

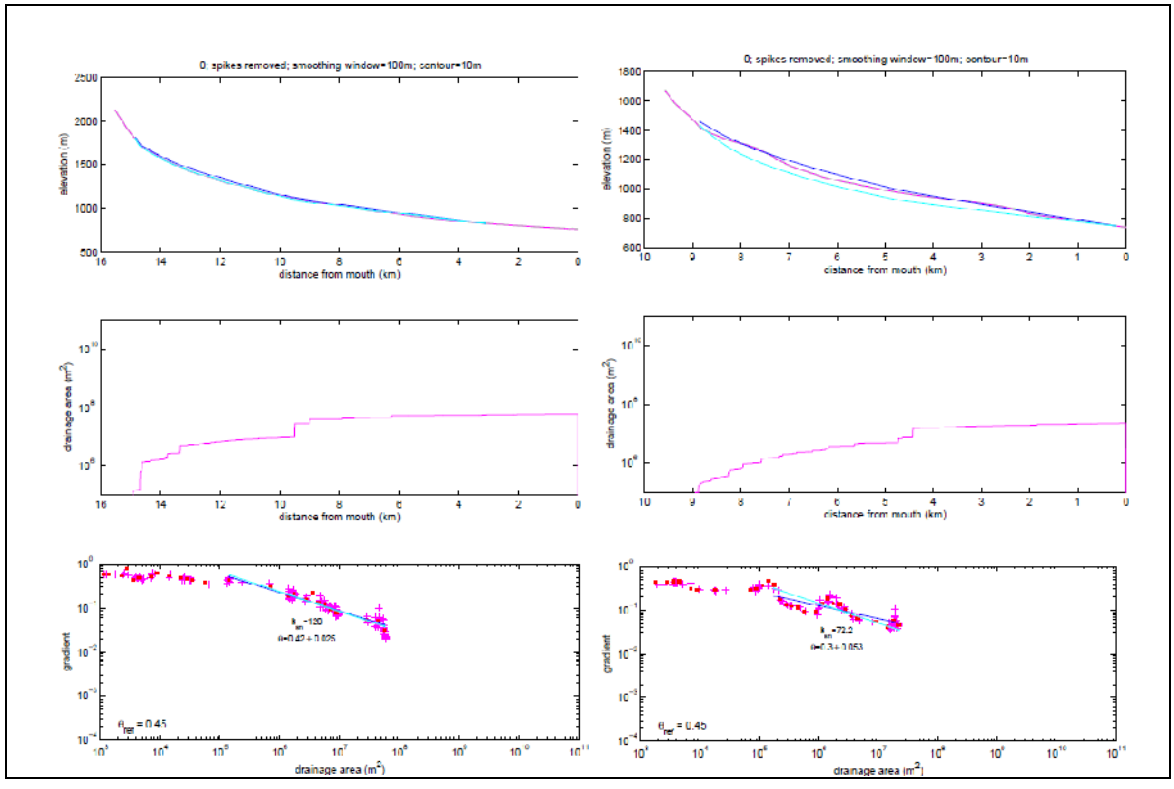

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)
θref = 0.45
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)
θref = 0.45


0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)
θref = 0.45
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)
θref = 0.45

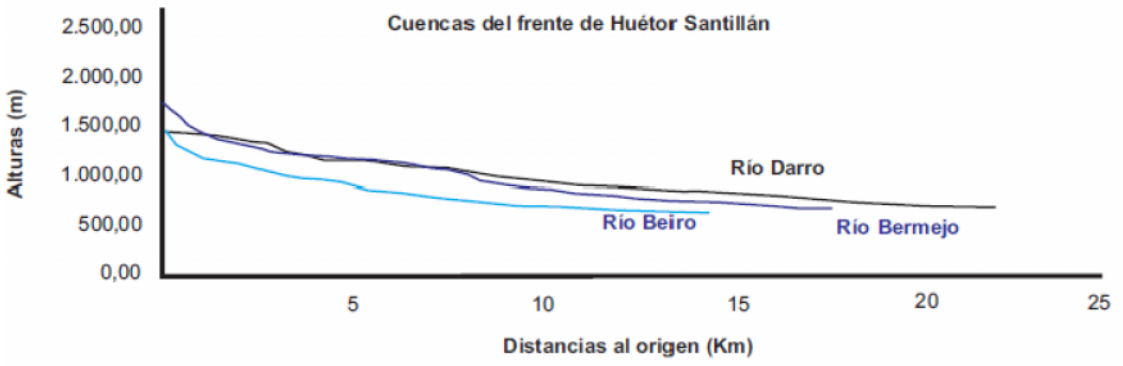

1; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m^2)
gradient
drainage area (m^2)
k_sn=94.1
θ=0.31 ±0.036
θ_ref = 0.45

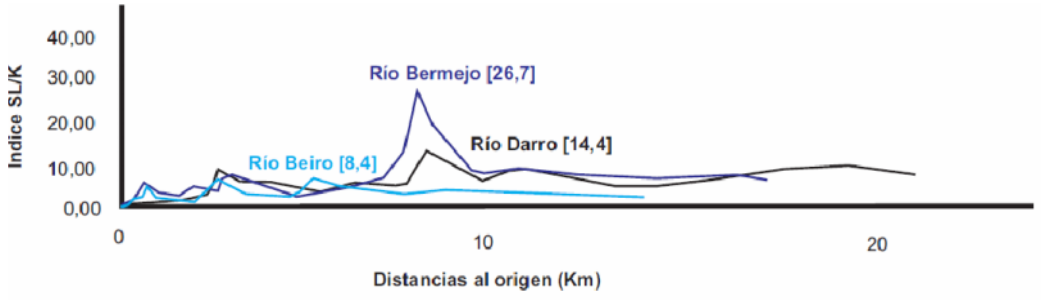

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m^2)
gradient
k_sn=106
θ=0.41 ± 0.05
k_sn=112
θ=0.45 ± 0.031
θ_ref = 0.45
drainage area (m^2)

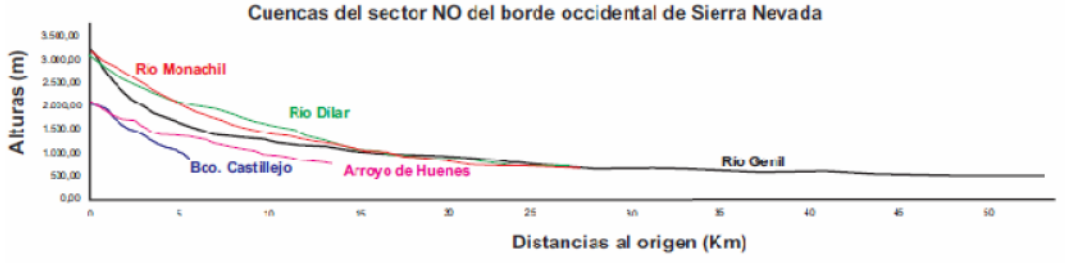

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
crainage area (m²)
θref = 0.45
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
crainage area (m²)
θref = 0.45

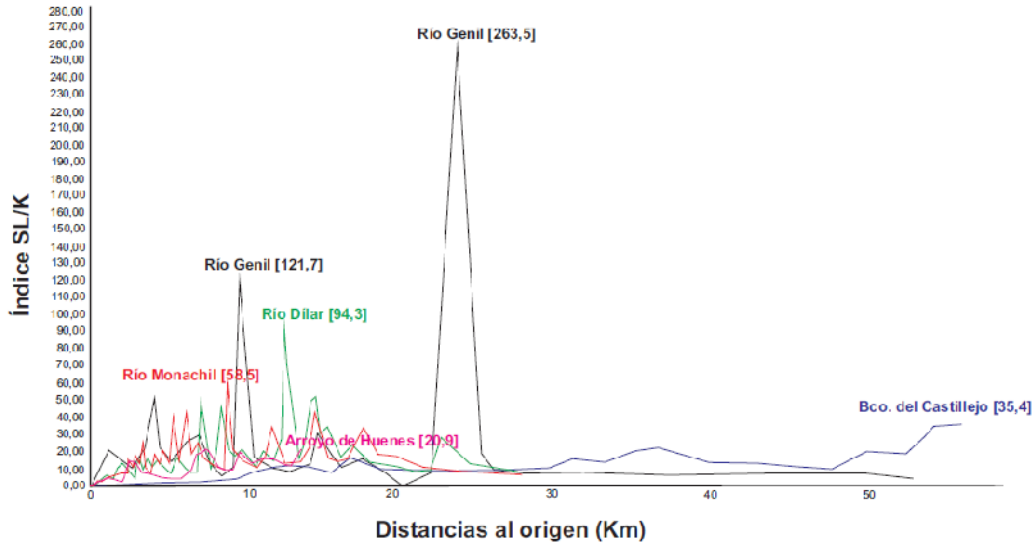

0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)
θref = 0.45
0; spikes removed; smoothing window=100m; contour=10m
elevation (m)
distance from mouth (km)
drainage area (m²)
gradient
drainage area (m²)
θref = 0.45

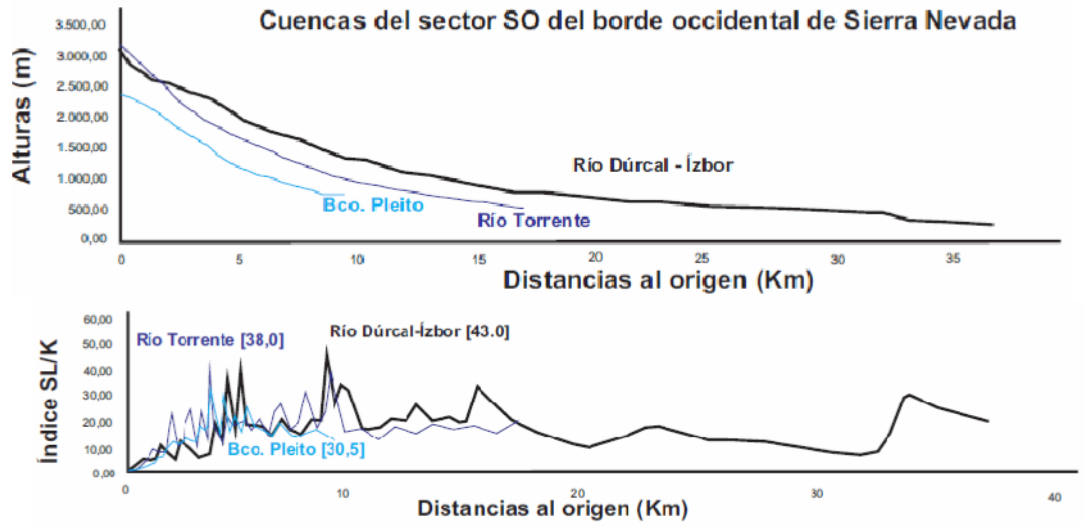
ANEXO IV: PERFILES SL/K Y GRÁFICAS DE LA ACTIVIDAD DE LOS FRENTES MONTAÑOSOS


Cuencas del frente de Huétor Santillán
Alturas (m)
2.500,00
2.000,00
1.500,00
1.000,00
500,00
0,00
Río Darro
Río Beiro
Río Bermejo
5
10
15
20
25
Distancias al origen (Km)

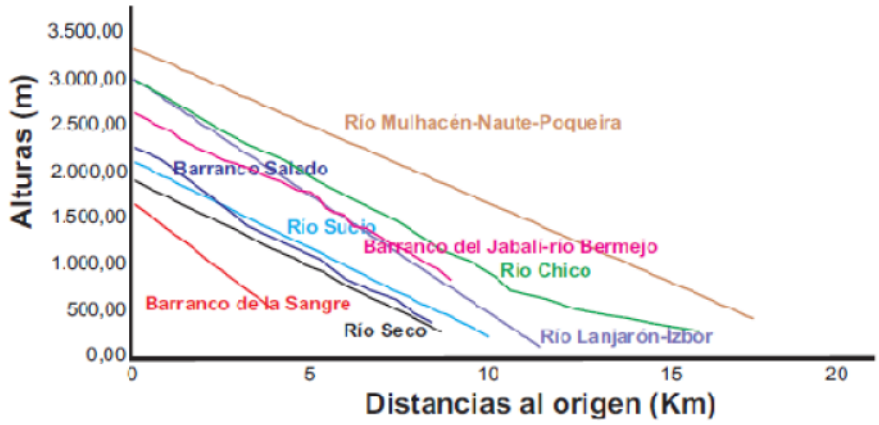

Indice SL/K
40,00
30,00
20,00
10,00
0,00
Río Bermejo [26,7]
Río Darro [14,4]
Río Beiro [8,4]
0
10
20
Distancias al origen (Km)


Cuencas del sector NO del borde occidental de Sierra Nevada
Alturas (m)
Río Monachil
Río Dílar
Río Genil
Bco. Castillejo
Arroyo de Huenes
Distancias al origen (Km)

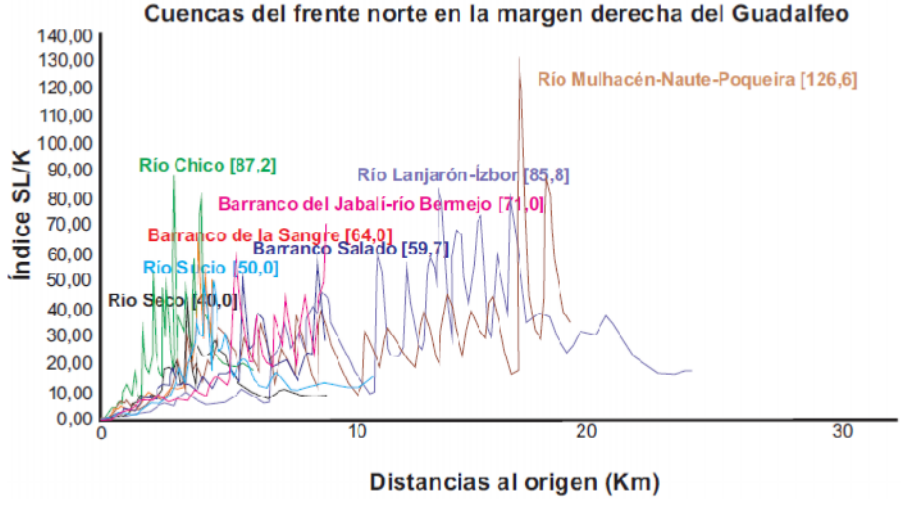

Río Genil [263,5]
Río Genil [121,7]
Río Dílar [94,3]
Río Monachil [58,5]
Arroyo de Huenes [20,9]
Bco. del Castillejo [35,4]
Índice SL/K
Distancias al origen (Km)


Cuencas del sector SO del borde occidental de Sierra Nevada
Río Dúrcal - Ízbor
Bco. Pleito
Río Torrente
Alturas (m)
Distancias al origen (Km)
Río Torrente [38,0]
Río Dúrcal-Ízbor [43.0]
Bco. Pleito [30,5]
Índice SL/K
Distancias al origen (Km)

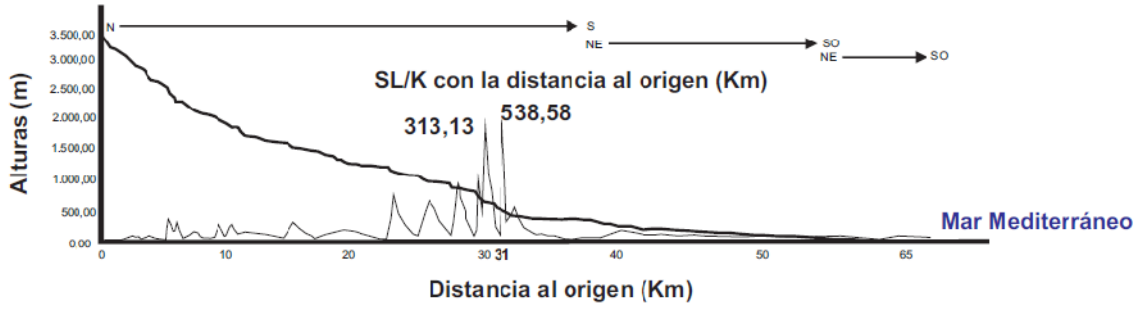
Borde meridional de Sierra Nevada: margen derecha del Guadalfeo
[Barrancos que cruzan el Tramo de Lanjarón-Almegíjar]

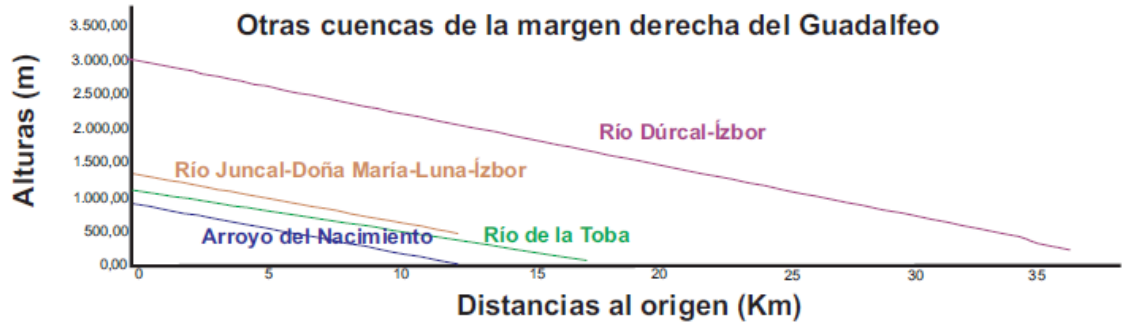


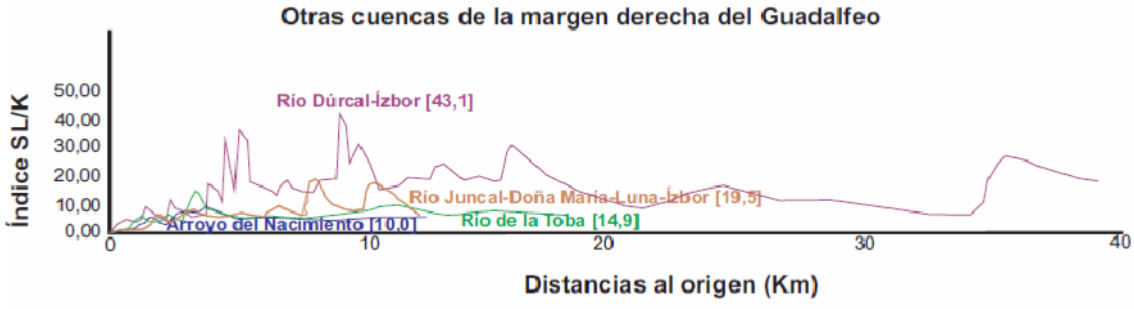
Cuencas del frente norte en la margen derecha del Guadalfeo

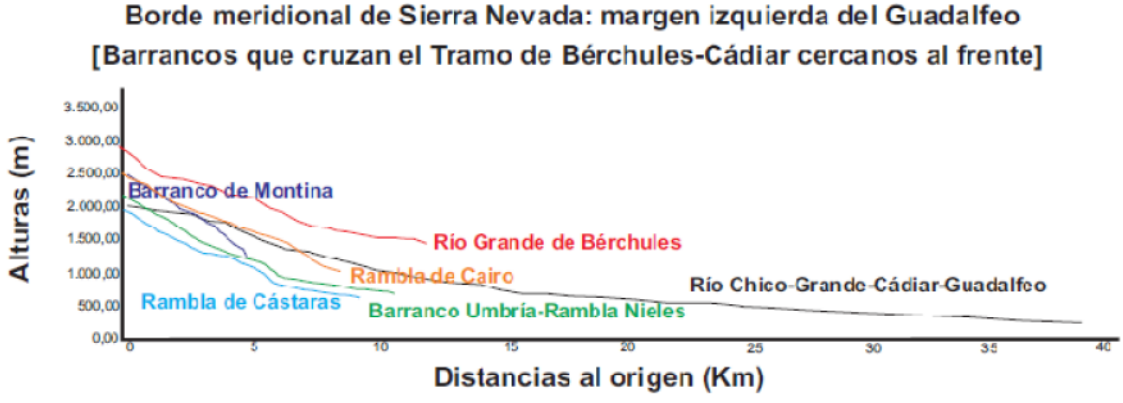


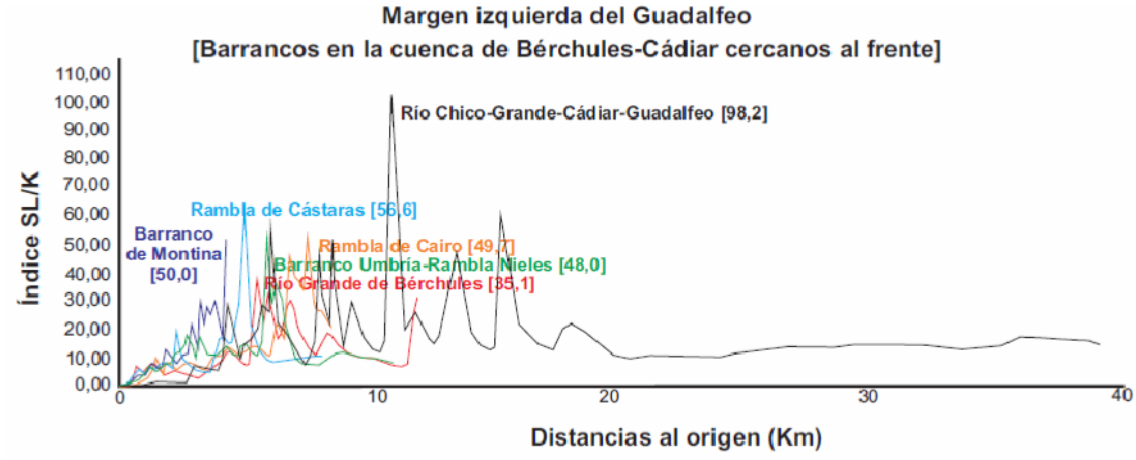
CUENCA DEL GUADALFEO - Río Principal
Río Juntillas - Río Trevélez - Río Guadalfeo

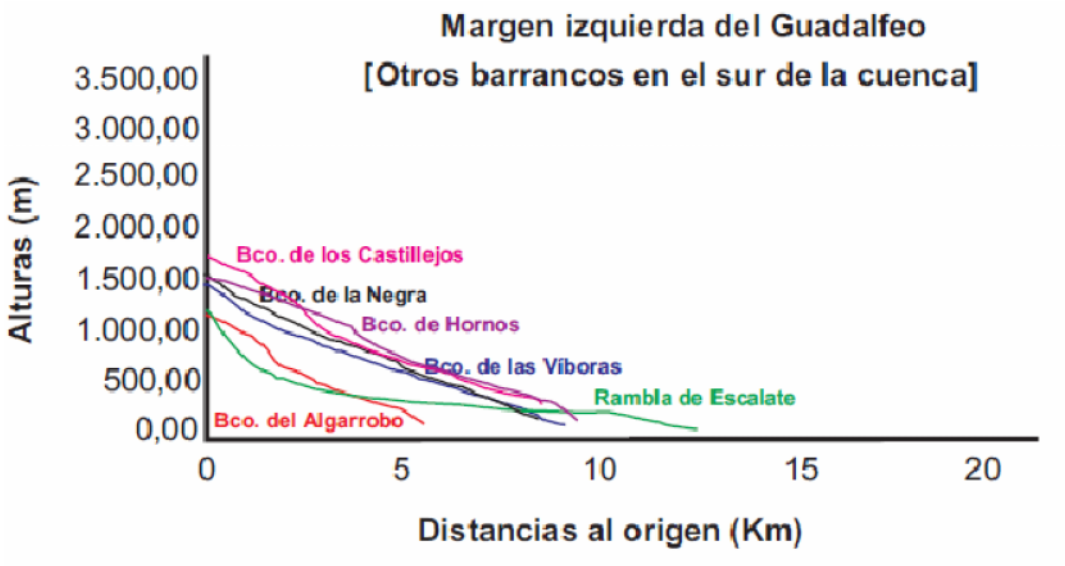


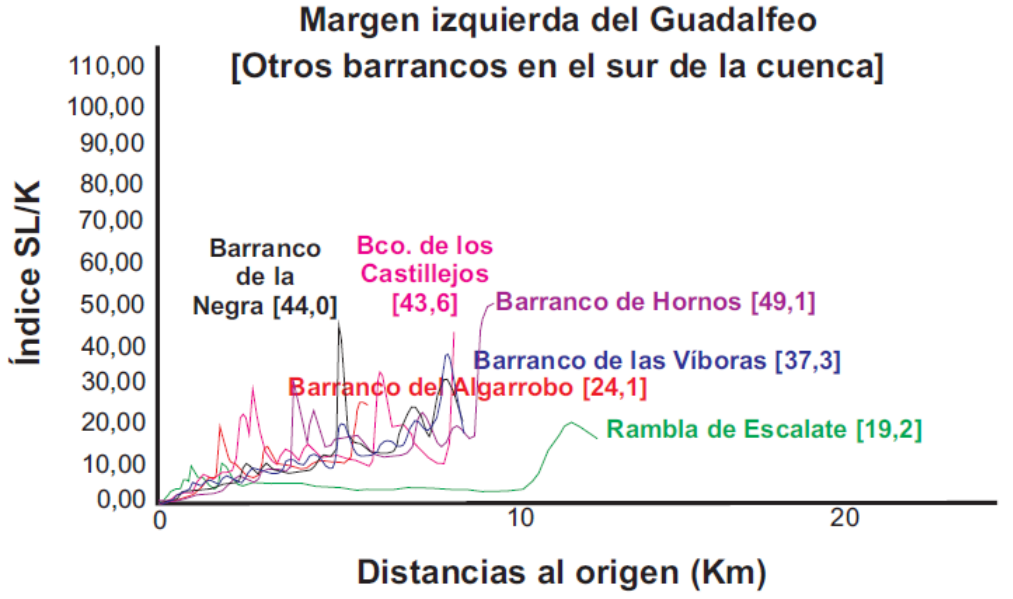

Otras cuencas de la margen derecha del Guadalfeo
Alturas (m)
3.500,00
3.000,00
2.500,00
2.000,00
1.500,00
1.000,00
500,00
0,00
Río Dúrcal-Ízbor
Río Juncal-Doña María-Luna-Ízbor
Río de la Toba
Arroyo del Nacimiento
0
5
10
15
20
25
30
35
Distancias al origen (Km)

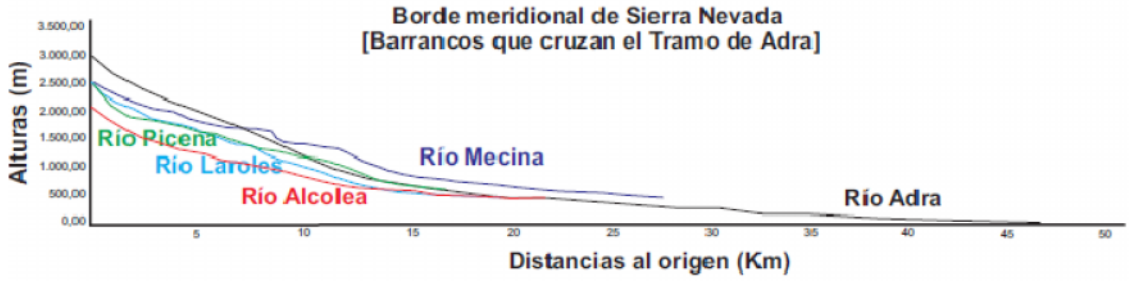

Otras cuencas de la margen derecha del Guadalfeo
Índice SL/K
50,00
40,00
30,00
20,00
10,00
0,00
Río Dúrcal-Ízbor [43,1]
Río Juncal-Doña María-Luna-Ízbor [19,5]
Río de la Toba [14,9]
Arroyo del Nacimiento [10,0]
0
10
20
30
40
Distancias al origen (Km)

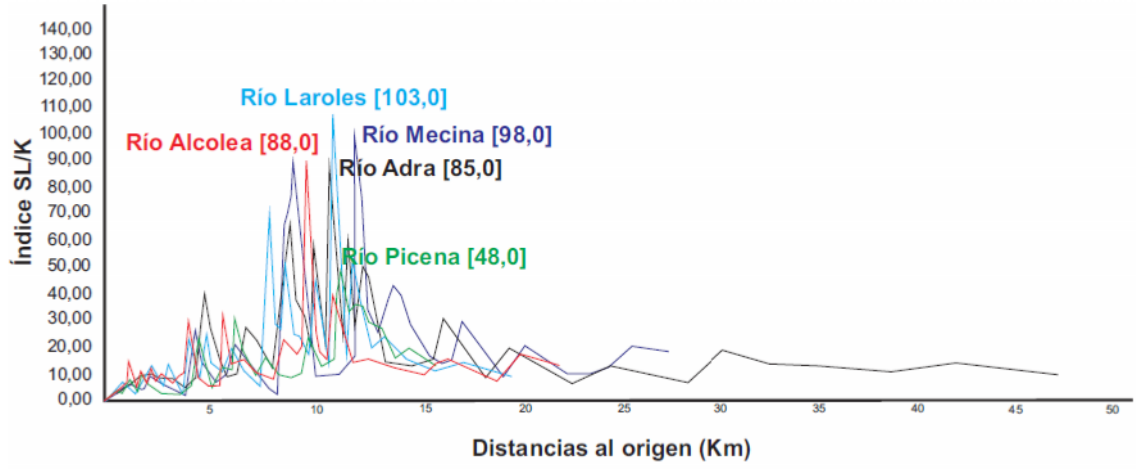

Borde meridional de Sierra Nevada: margen izquierda del Guadalfeo
[Barrancos que cruzan el Tramo de Bérchules-Cádiar cercanos al frente]
Alturas (m)
3.500,00
3.000,00
2.500,00
2.000,00
1.500,00
1.000,00
500,00
0,00
Barranco de Montina
Río Grande de Bérchules
Rambla de Cairo
Río Chico-Grande-Cádiar-Guadalfeo
Rambla de Cástaras
Barranco Umbría-Rambla Nieles
0
5
10
15
20
25
30
35
40
Distancias al origen (Km)

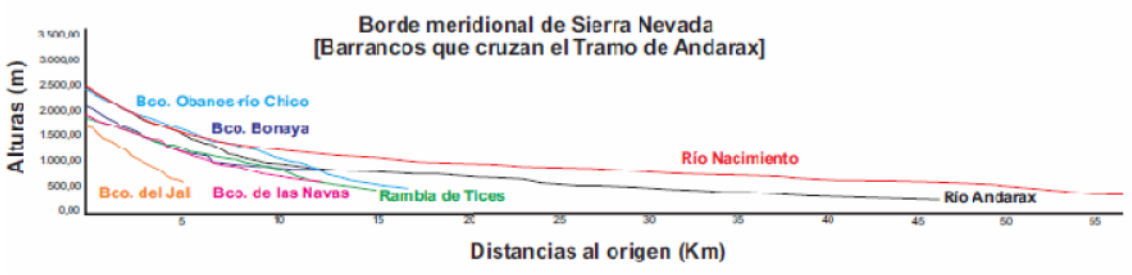

Margen izquierda del Guadalfeo
[Barrancos en la cuenca de Bérchules-Cádiar cercanos al frente]
Índice SL/K
110,00
100,00
90,00
80,00
70,00
60,00
50,00
40,00
30,00
20,00
10,00
0,00
0
10
20
30
40
Distancias al origen (Km)
Río Chico-Grande-Cádiar-Guadalfeo [98,2]
Rambla de Cástaras [56,6]
Barranco de Montina [50,0]
Rambla de Cairo [49,7]
Barranco Umbría-Rambla Nieles [48,0]
Río Grande de Bérchules [35,1]

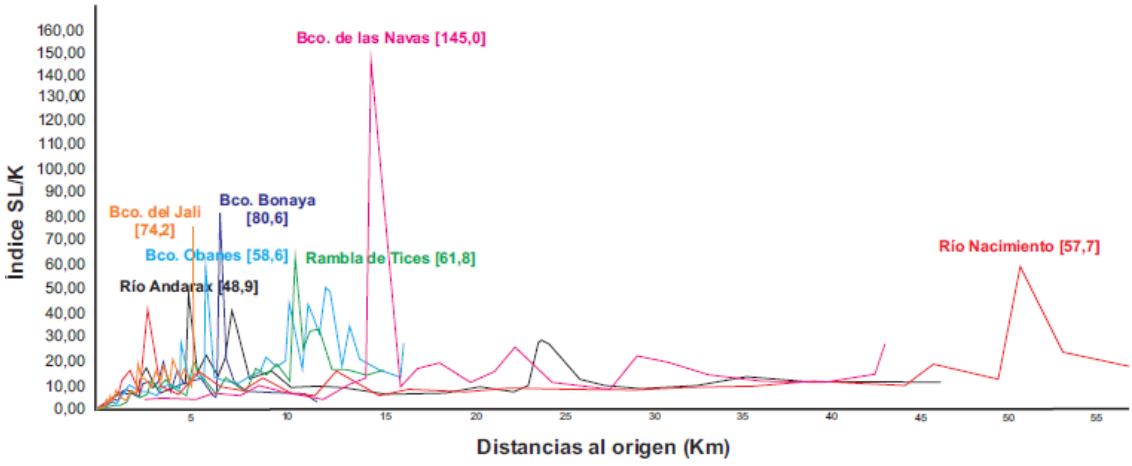

Margen izquierda del Guadalfeo
[Otros barrancos en el sur de la cuenca]
Alturas (m)
3.500,00
3.000,00
2.500,00
2.000,00
1.500,00
1.000,00
500,00
0,00
0
5
10
15
20
Distancias al origen (Km)
Bco. de los Castillejos
Bco. de la Negra
Bco. de Hornos
Bco. de las Víboras
Rambla de Escalate
Bco. del Algarrobo

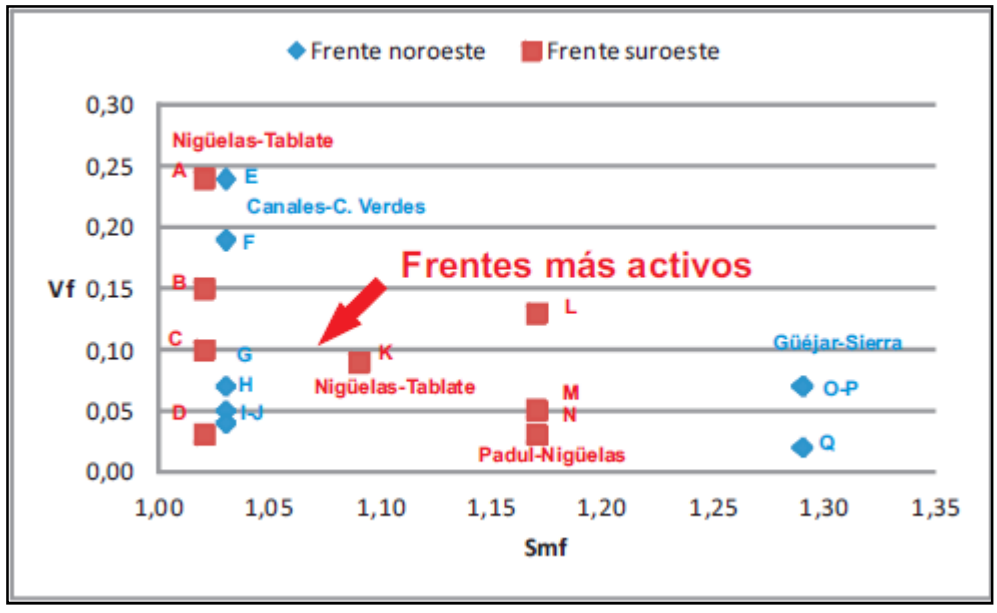

Margen izquierda del Guadalfeo
[Otros barrancos en el sur de la cuenca]
Índice SL/K
110,00
100,00
90,00
80,00
70,00
60,00
50,00
40,00
30,00
20,00
10,00
0,00
0
10
20
Distancias al origen (Km)
Barranco de la Negra [44,0]
Bco. de los Castillejos [43,6]
Barranco de Hornos [49,1]
Barranco de las Víboras [37,3]
Barranco de Algarrobo [24,1]
Rambla de Escalate [19,2]

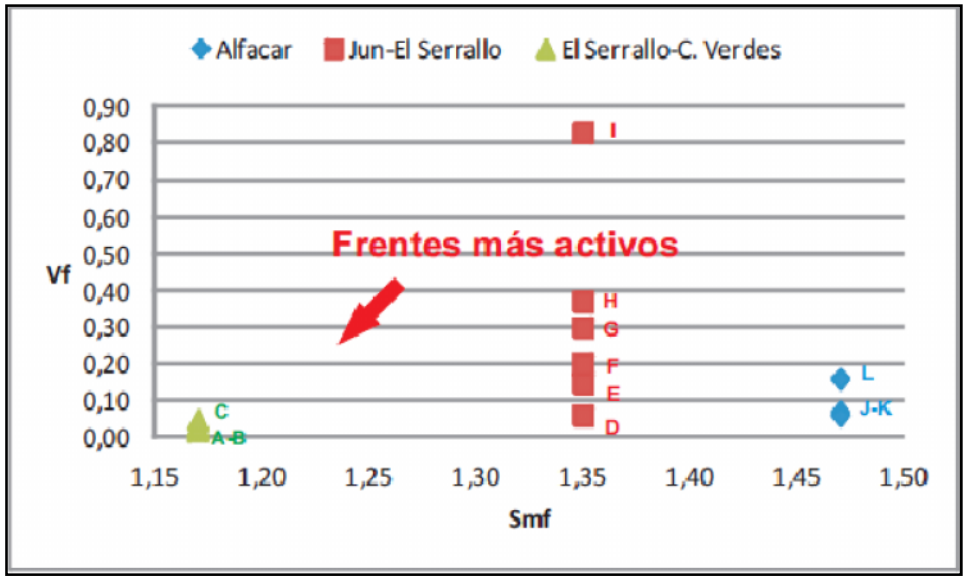

Borde meridional de Sierra Nevada
[Barrancos que cruzan el Tramo de Adra]
Alturas (m)
3.500,00
3.000,00
2.500,00
2.000,00
1.500,00
1.000,00
500,00
0,00
5
10
15
20
25
30
35
40
45
50
Distancias al origen (Km)
Río Picena
Río Laroles
Río Alcolea
Río Mecina
Río Adra

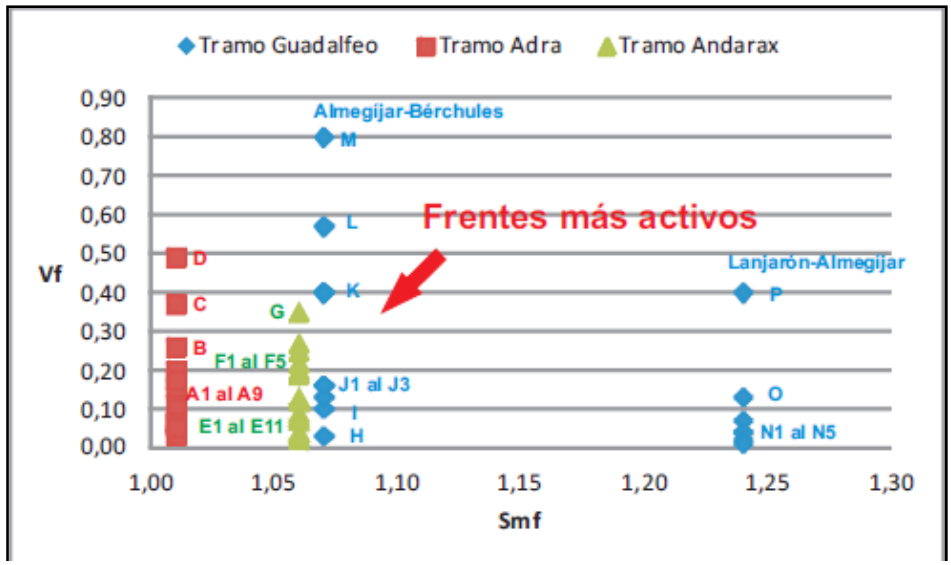

Índice SL/K
140,00
130,00
120,00
110,00
100,00
90,00
80,00
70,00
60,00
50,00
40,00
30,00
20,00
10,00
0,00
5
10
15
20
25
30
35
40
45
50
Distancias al origen (Km)
Río Laroles [103,0]
Río Alcolea [88,0]
Río Mecina [98,0]
Río Adra [85,0]
Río Picena [48,0]

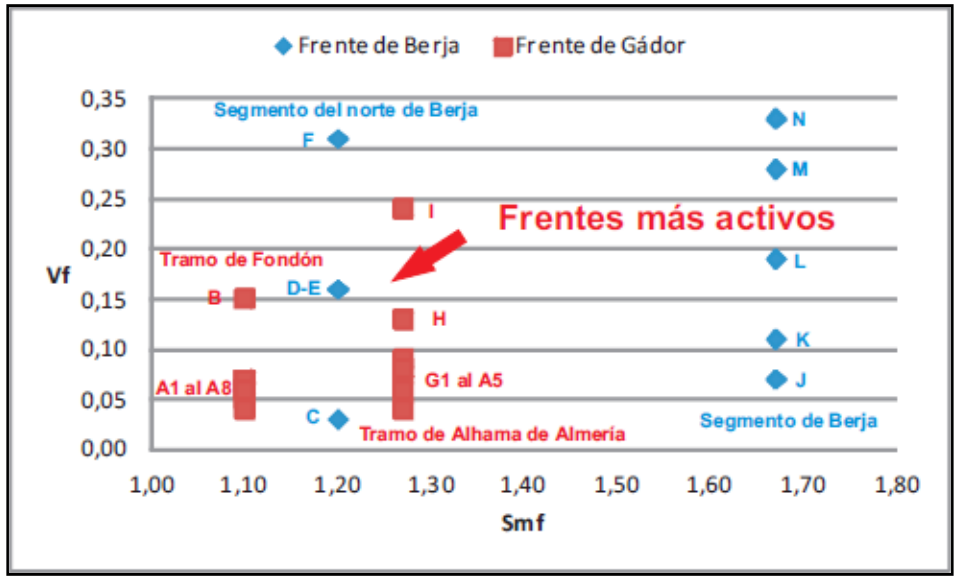

Borde meridional de Sierra Nevada
[Barrancos que cruzan el Tramo de Andarax]
Alturas (m)
Bco. Obanes-río Chico
Bco. Bonaya
Río Nacimiento
Bco. del Jal
Bco. de las Navas
Rambla de Tices
Río Andarax
Distancias al origen (Km)

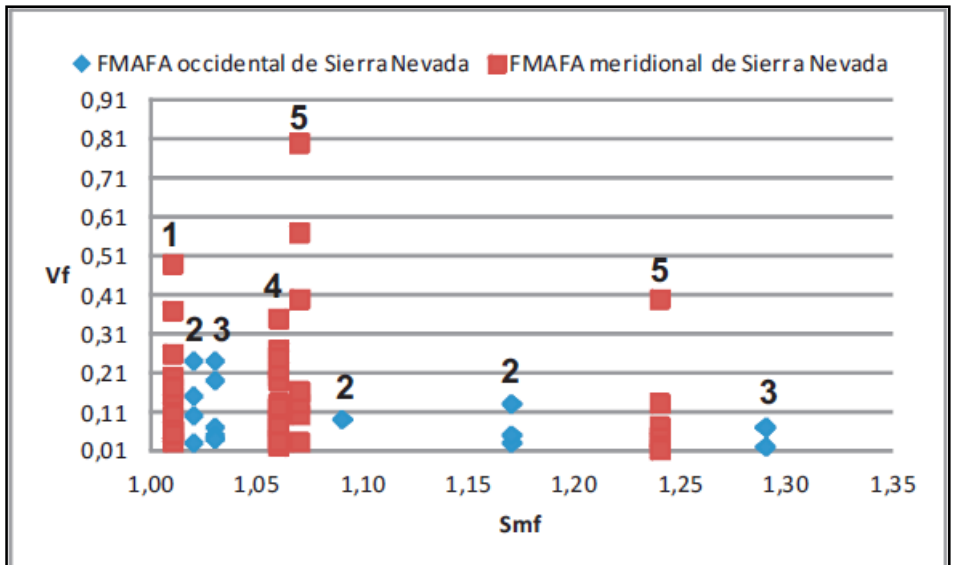

Índice SL/K
Bco. de las Navas [145,0]
Bco. del Jali [74,2]
Bco. Bonaya [80,6]
Bco. Obanes [58,6]
Rambla de Tices [61,8]
Río Andarax [48,9]
Río Nacimiento [57,7]
Distancias al origen (Km)

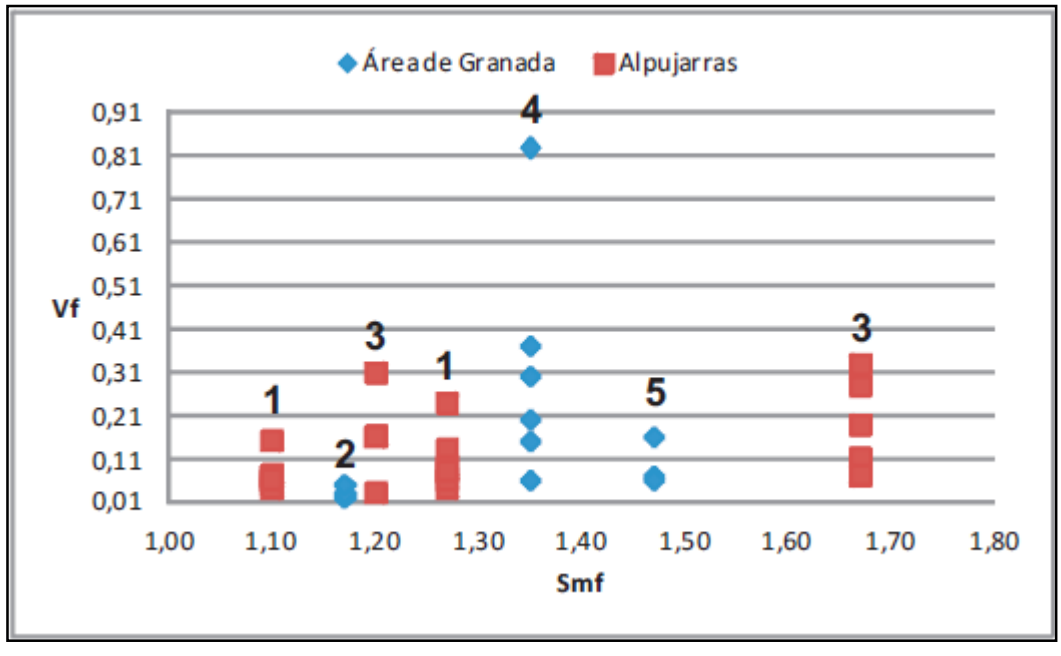

Frente noroeste
Frente suroeste
0,30
0,25
0,20
0,15
0,10
0,05
0,00
Vf
Nigüelas-Tablate
A
E
Canales-C. Verdes
F
Frentes más activos
B
L
C
G
K
Nigüelas-Tablate
Güéjar-Sierra
H
M
O-P
D
I-J
N
Padul-Nigüelas
Q
1,00
1,05
1,10
1,15
1,20
1,25
1,30
1,35
Smf

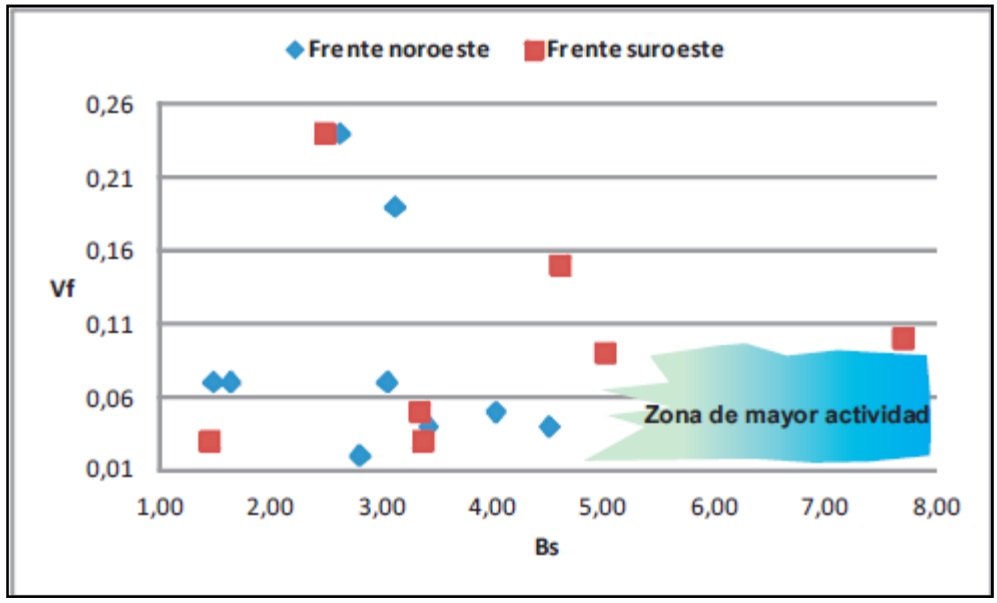

Alfacar
Jun-El Serrallo
El Serrallo-C. Verdes
0,90
0,80
0,70
0,60
0,50
0,40
0,30
0,20
0,10
0,00
Vf
I
Frentes más activos
H
G
F
L
E
C
J-K
A-B
D
1,15
1,20
1,25
1,30
1,35
1,40
1,45
1,50
Smf

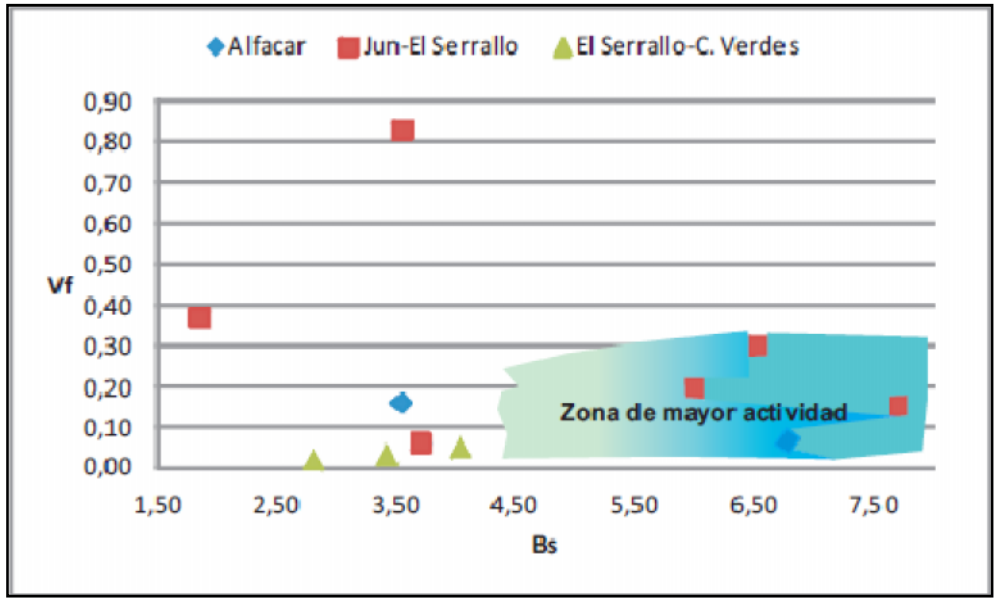

Tramo Guadalfeo
Tramo Adra
Tramo Andarax
Vf
Smf
0,90
0,80
0,70
0,60
0,50
0,40
0,30
0,20
0,10
0,00
1,00
1,05
1,10
1,15
1,20
1,25
1,30
Almegijar-Bérchules
M
L
Frentes más activos
D
C
K
G
Lanjarón-Almegijar
P
B
F1 al F5
A1 al A9
J1 al J3
I
O
E1 al E11
H
N1 al N5

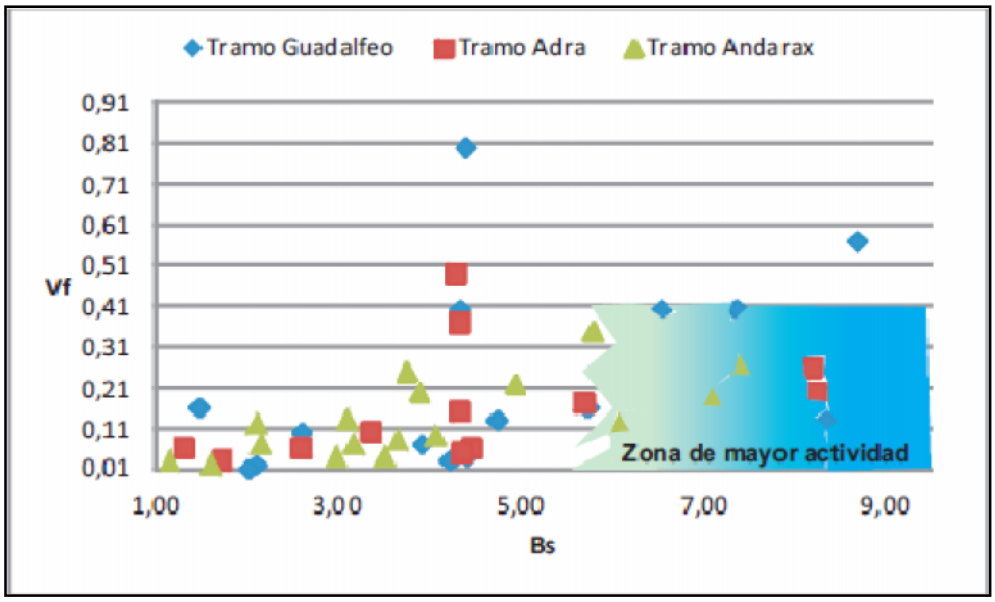

Frente de Berja
Frente de Gádor
Vf
Smf
0,35
0,30
0,25
0,20
0,15
0,10
0,05
0,00
1,00
1,10
1,20
1,30
1,40
1,50
1,60
1,70
1,80
Segmento del norte de Berja
F
N
M
I
Frentes más activos
Tramo de Fondón
L
D-E
B
H
K
A1 al A8
G1 al A5
J
C
Segmento de Berja
Tramo de Alhama de Almería

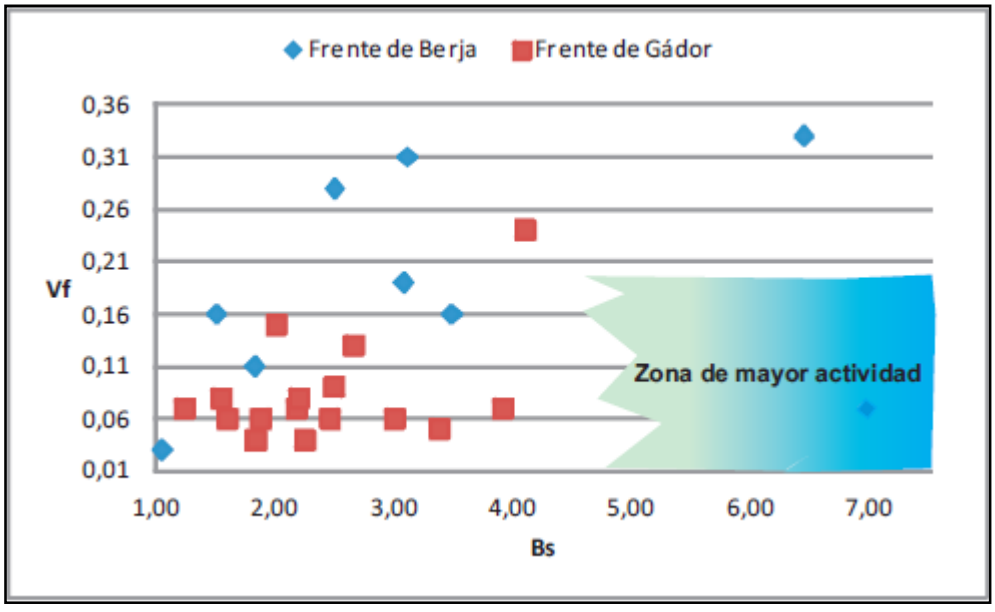

FMAFA occidental de Sierra Nevada
FMAFA meridional de Sierra Nevada
Vf
0,91
0,81
0,71
0,61
0,51
0,41
0,31
0,21
0,11
0,01
1,00
1,05
1,10
1,15
1,20
1,25
1,30
1,35
Smf

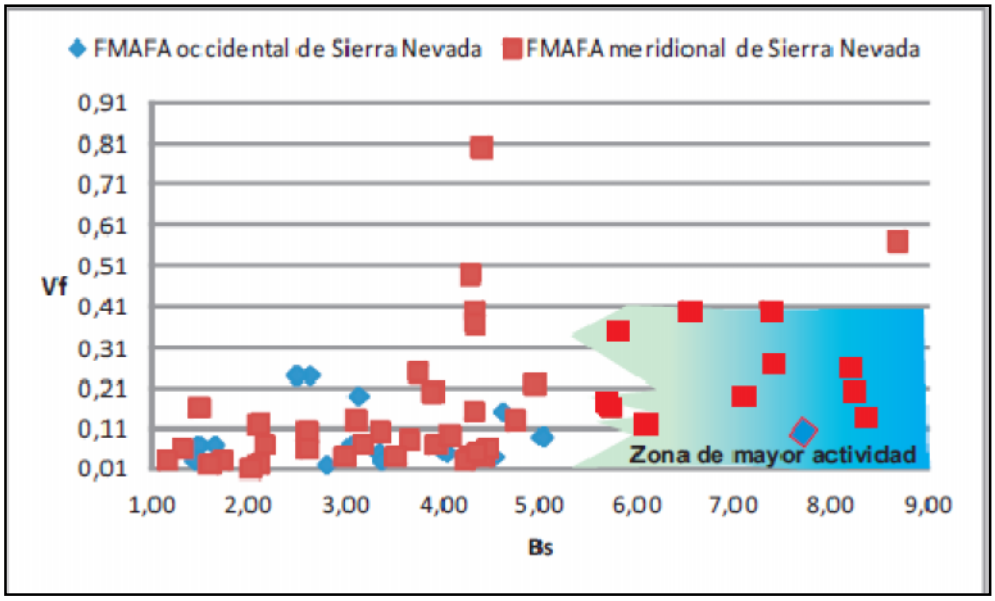

Área de Granada
Alpujarras
Vf
0,91
0,81
0,71
0,61
0,51
0,41
0,31
0,21
0,11
0,01
1,00
1,10
1,20
1,30
1,40
1,50
1,60
1,70
1,80
Smf

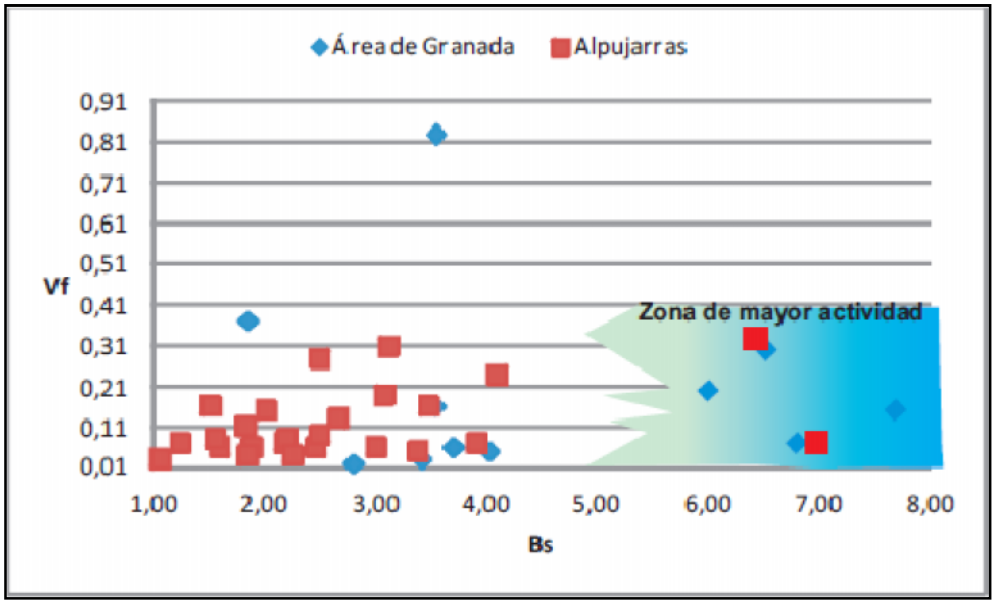

Frente noroeste
Frente suroeste
0,26
0,21
0,16
0,11
0,06
0,01
Vf
Zona de mayor actividad
1,00
2,00
3,00
4,00
5,00
6,00
7,00
8,00
Bs


Alfacar
Jun-El Serrallo
El Serrallo-C. Verdes
0,90
0,80
0,70
0,60
0,50
0,40
0,30
0,20
0,10
0,00
Vf
Zona de mayor actividad
1,50
2,50
3,50
4,50
5,50
6,50
7,50
Bs


Tramo Guadalfeo
Tramo Adra
Tramo Andarax
0,91
0,81
0,71
0,61
0,51
0,41
0,31
0,21
0,11
0,01
Vf
1,00
3,00
5,00
7,00
9,00
Bs
Zona de mayor actividad

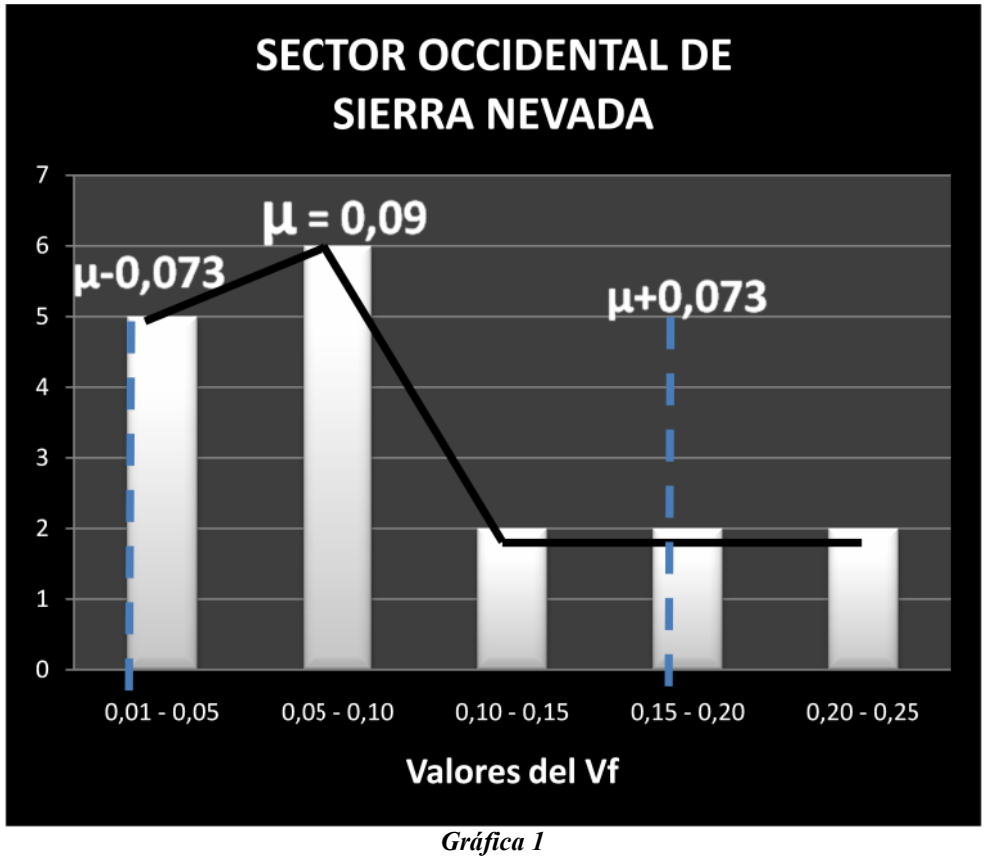

Frente de Berja
Frente de Gádor
0,36
0,31
0,26
0,21
0,16
0,11
0,06
0,01
Vf
1,00
2,00
3,00
4,00
5,00
6,00
7,00
Bs
Zona de mayor actividad


FMAFA occidental de Sierra Nevada
FMAFA meridional de Sierra Nevada
0,91
0,81
0,71
0,61
0,51
0,41
0,31
0,21
0,11
0,01
Vf
Zona de mayor actividad
1,00
2,00
3,00
4,00
5,00
6,00
7,00
8,00
9,00
Bs

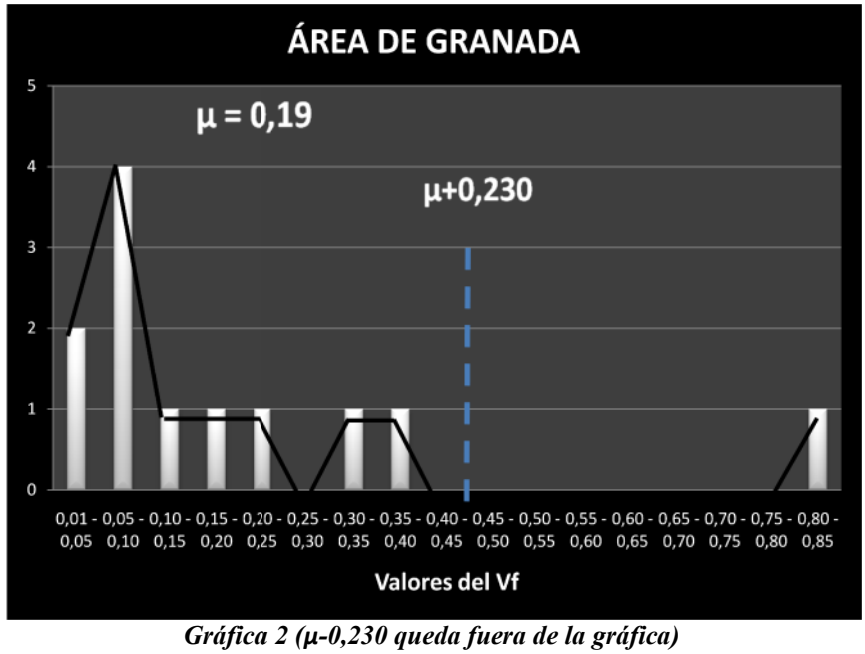

Área de Granada
Alpujarras
0,91
0,81
0,71
0,61
0,51
0,41
0,31
0,21
0,11
0,01
Vf
Zona de mayor actividad
1,00
2,00
3,00
4,00
5,00
6,00
7,00
8,00
Bs

ANEXO V: VALORES MEDIOS Y DESVIACIONES TÍPICAS

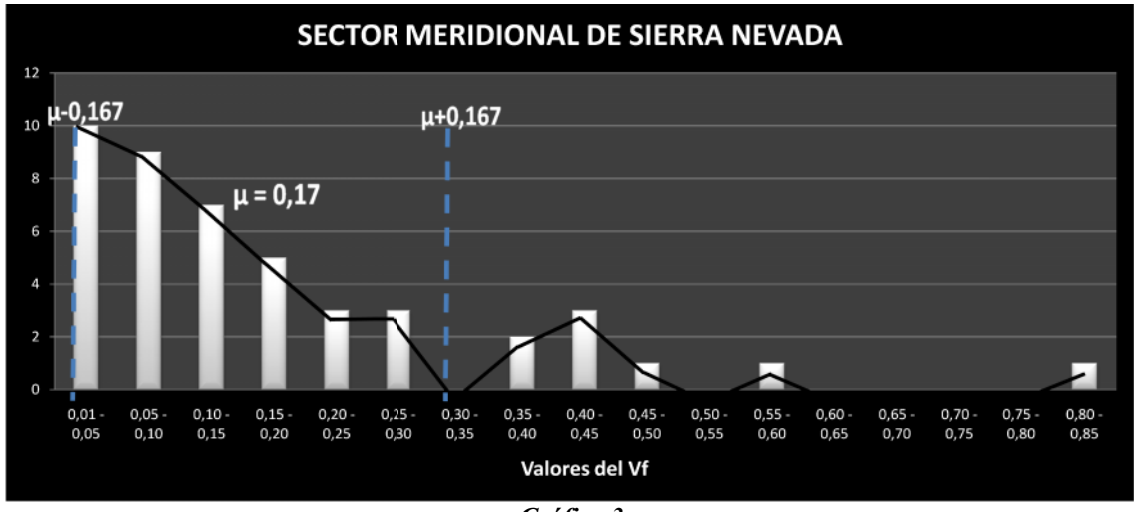
A.V.1. VALORES DEL Vf



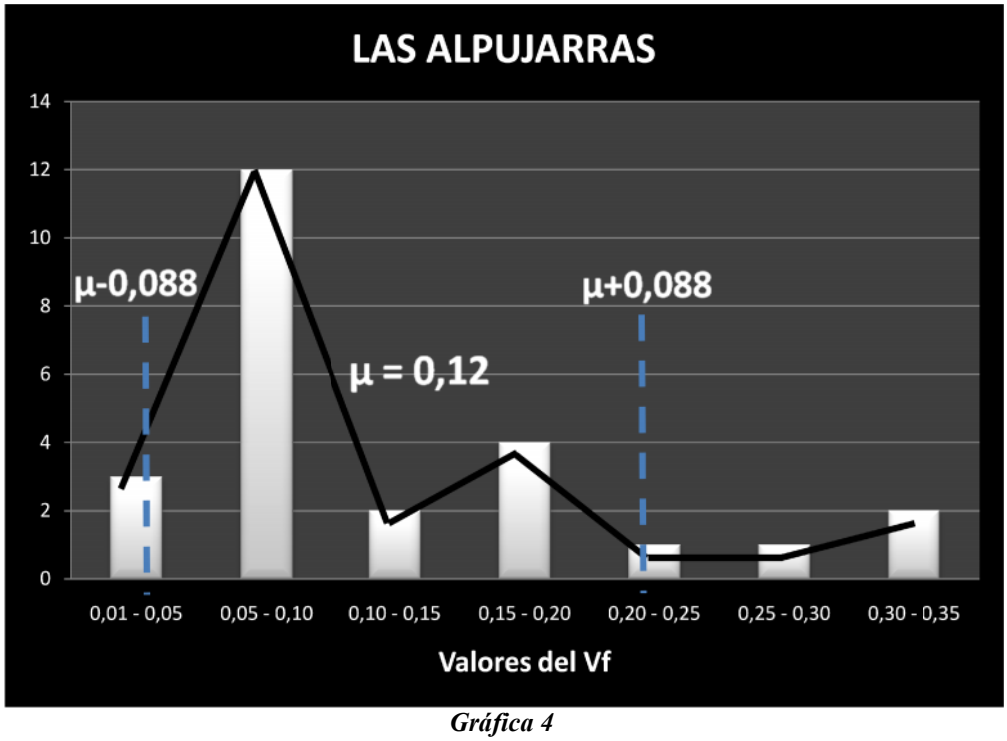
Gráfica 1



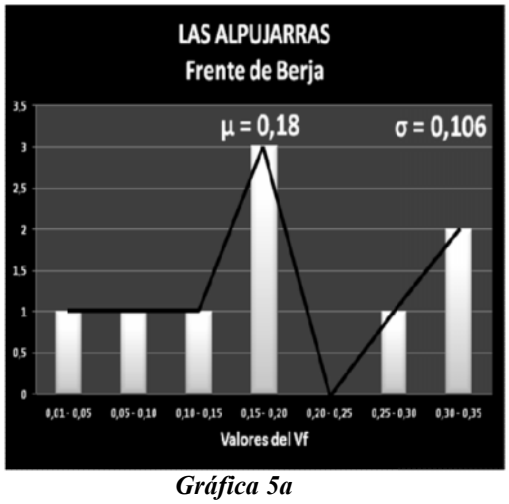
Gráfica 2 (μ-0,230 queda fuera de la gráfica)



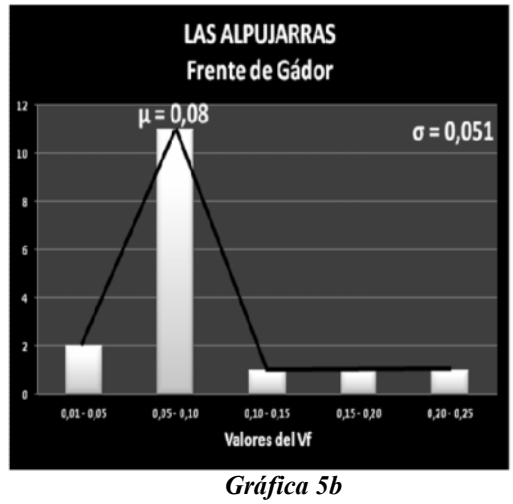
Gráfica 3



Gráfica 4

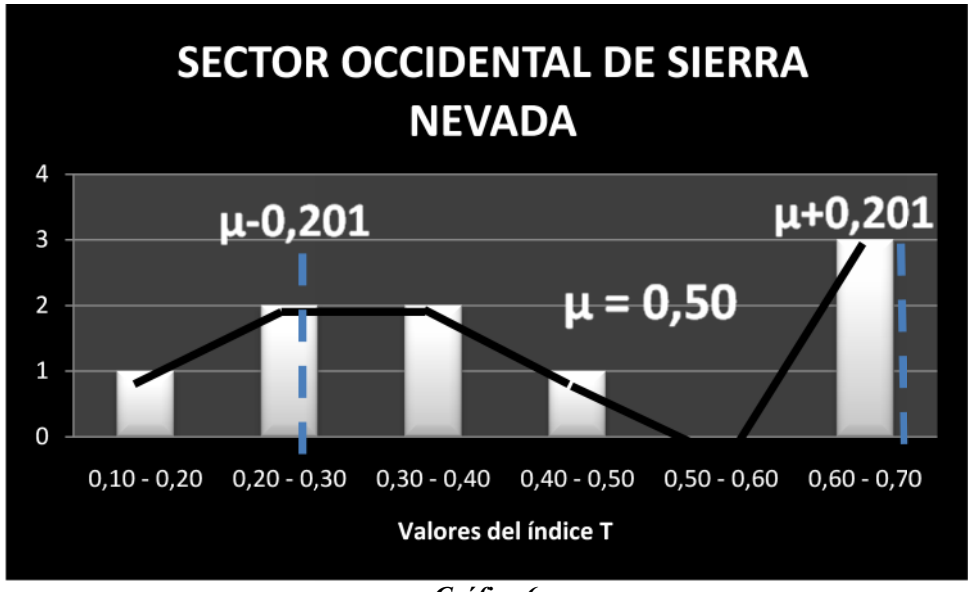


Gráfica 5a

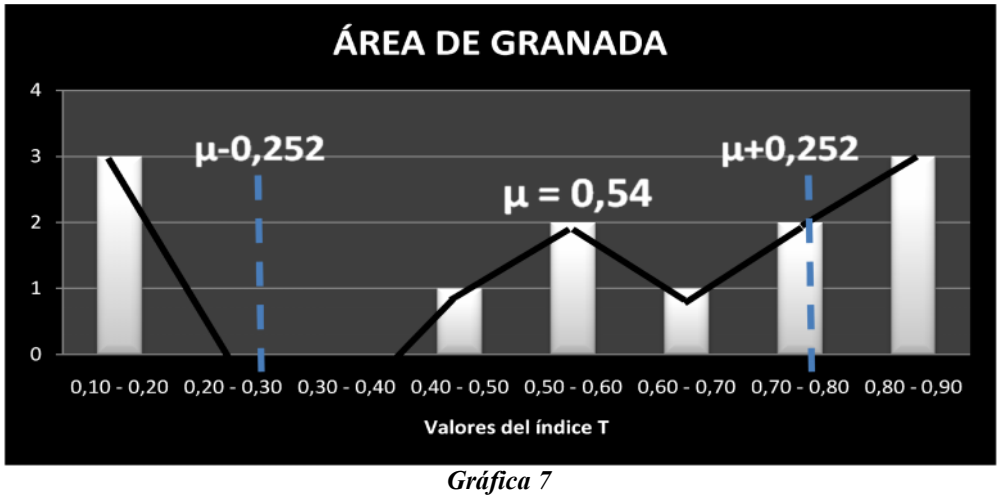


Gráfica 5b

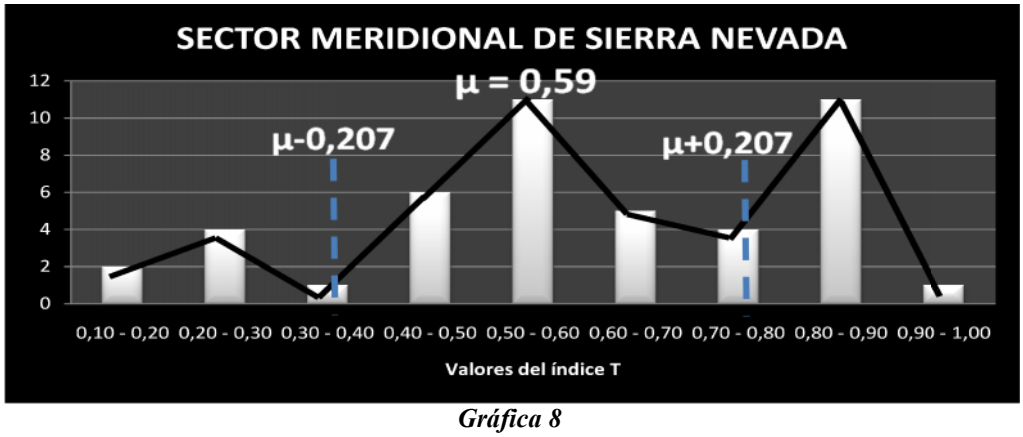
A.V.2. VALORES DEL ÍNDICE “T”



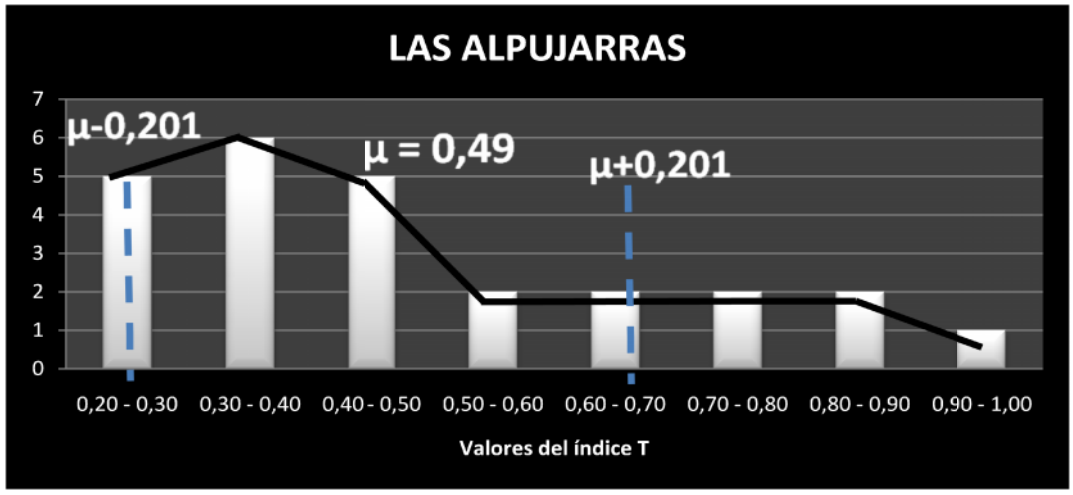
Gráfica 6



Gráfica 7



Gráfica 8


LAS ALPUJARRAS
μ-0,201
μ = 0,49
μ+0,201
7
6
5
4
3
2
1
0
0,20 - 0,30
0,30 - 0,40
0,40 - 0,50
0,50 - 0,60
0,60 - 0,70
0,70 - 0,80
0,80 - 0,90
0,90 - 1,00
Valores del índice T

Gráfica 9