

UNIVERSITAT DE BARCELONA

Velocitat de desplaçament de la falla d'Alhama de Murcia (Bètiques Orientals); implicacions en el seu potencial sísmic

Marta Ferrater Gómez



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **<u>Reconeixement-</u>**<u>**NoComercial**</u><u>-</u> <u>**CompartirIgual 4.0. Espanya de Creative Commons**.</u>

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia <u>Reconocimiento - NoComercial – Compartirlgual</u> <u>4.0. España de Creative Commons.</u>

This doctoral thesis is licensed under the <u>Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0. Spain License.</u>







Universitat de Barcelona Facultat de Geologia Institut de Recerca GEOMODELS RISKNAT – Grup de Riscos Naturals

Velocitat de desplaçament de la falla d'Alhama de Murcia (Bètiques Orientals); implicacions en el seu potencial sísmic

Memòria presentada per

Marta Ferrater Gómez

per a optar al títol de Doctora dins del programa de doctorat de Ciències de la Terra de la Universitat de Barcelona sota la direcció de la Dra. Eulàlia Masana Closa i la Dra. Maria Ortuño Candela

Barcelona, juliol 2016

Dra. Eulàlia Masana Closa

Dra. Maria Ortuño Candela

Aquesta tesi s'ha realitzat gràcies a un *Ajut de Personal Investigador en Formació* (APIF) de la Universitat de Barcelona i a la beca de *Formación del Profesorado Universitario* (FPU) del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte, amb la referència FPU12/00921.

Les següents institucions, grups d'investigació i projectes han aportat finançament per a la tesi: Facultat de Geologia, Departament de Geodinàmica i Geofísica (Departament de Dinàmica de la Terra i de l'oceà), Institut de Recerca Geomodels, Grup de Recerca RISKNAT, el projecte SHAKE (CGL2011-30005-C02-01; Searching tHe record of pAst earthquaKes in south IbEria: advanced technologies in terrestrial and marine paleoseismology) i el projecte PREVENT (CGL2015- 66263-R; Prevención de desastres sísmicos en las Béticas Orientales mediante la integración de paleosismología, geodesia gps, reevaluación del peligro sísmico y concienciación social).

Al pare, a la mama, a la Laura i al Xavi,

que els arbres no ens tapin el bosc

Resum

La caracterització de les falles actives, inclús d'aquelles que en un principi tenen un moviment lent-moderat (< 5 mm/a), és un requeriment per a poder calcular-ne la perillositat i mitigar el risc sísmic que tenen associat. El terratrèmol de Lorca (SE de la Península Ibèrica), de l'11 de maig del 2011 i de magnitud moment Mw 5,2, va posar en evidència que el risc sísmic de la falla que el va provocar, la falla d'Alhama de Murcia (FAM), està infravalorat, ja que la seva perillositat no està prou acotada. Aquesta falla activa forma part de la Zona de Cisalla de las Bètiques Orientals (ZCBO). La ZCBO està conformada principalment per falles de salt en direcció esquerra amb component vertical que absorbeixen bona part de l'escurçament entre les plaques euroasiàtica i africana.

La disciplina que estudia les falles actives i té com a objecte determinar-ne els seus paràmetres sísmics és la tectònica activa. Els paràmetres que permeten calcular la perillositat de les falles actives són la velocitat de desplaçament, la recurrència, el salt per esdeveniment i la magnitud màxima esperable. La geomorfologia tectònica i/o la paleosismologia són dues aproximacions metodològiques que analitzen el registre geològic per a acotar aquests valors. Per a estimar-los prenen gran importància les tècniques de datació emprades, ja que l'anàlisi de falles lentes-moderades pot implicar haver de datar dipòsits vells (fins a la base del Pleistocè en alguns casos).

Els estudis previs centrats en la FAM han establert el seu caràcter sismogènic i han proporcionat unes primeres estimacions dels seus paràmetres sísmics amb un elevat grau d'incertesa. La principal motivació d'aquesta tesi, doncs, és acotar amb la major precisió possible aquests valors. S'ha posat especial èmfasi en la velocitat de desplaçament, que s'ha calculat gràcies a la geomorfologia tectònica i a la paleosismologia. En ambdues tècniques, el càlcul s'ha basat en el desplaçament tectònic d'un element lineal, normalment un canal, d'edat coneguda.

Per estimar els paràmetres sísmics de la FAM ha estat necessari afrontar dos reptes principals. En primer lloc, l'escassetat de material geològic disponible per a ser datat en un context de fàcies proximals de ventalls al·luvials i, per tant, la manca de control temporal de les unitats afectades per la falla. Per això, s'ha ampliat notablement el nombre de datacions numèriques a partir de l'aplicació de tres tècniques: el

radiocarboni, la luminescència estimulada òpticament i per llum infraroja (OSL i IRSL), i les sèries de l'urani. Aquesta darrera és emprada de forma pionera a la Península Ibèrica per a datar petites quantitats (mg) de carbonat pedogènic, i requereix una anàlisi edàfica detallada. En aquesta tesi, també s'han posat les bases de la primera cronoseqüència edàfica calibrada vàlida per al SE de la península i per al Pleistocè superior-Holocè. Aquesta seqüència ha de permetre en un futur estalviar temps i diners a l'hora d'aproximar l'edat de les unitats de la zona.

El segon repte que es planteja és metodològic. Aquest s'ha abordat amb la proposta de dues alternatives a les tècniques comunament emprades en estudis de tectònica activa: una ampliació de l'anàlisi morfotectònica i una modificació de la tècnica paleosísmica.

La majoria de tècniques dissenyades per a obtenir paràmetres sísmics de falles actives han estat desenvolupades per falles en contextos molt més ràpids, les quals presenten algunes diferències respecte la FAM. Una d'aquestes diferències és la fiabilitat que tenen les mesures dels elements desplaçats en el paisatge; en falles lentes s'han de considerar elements més antics i, per tant, la possibilitat de que la seva morfologia hagi estat modificada pels processos externs és major. Per aquest motiu, s'han creat unes pautes per a la descripció detallada dels elements geomorfològics afectats per l'activitat de la falla. L'objectiu és millorar el criteri per jerarquitzar segons la qualitat les evidències de desplaçament en calcular la velocitat de desplaçament. Per a fer-ho, s'ha diferenciat entre una qualitat del desplaçament subjectiva, que depèn únicament de la interpretació i l'experiència de l'analista (p.ex. el grau de coneixement de la zona d'estudi), i una qualitat objectiva, basada en uns paràmetres geomètrics i espacials (com la sinuositat del canal o la diferència d'orientació dels dos segments desplaçats del canal).

Per altra banda, per a calcular el desplaçament d'un paleocanal amb tècniques paleosísmiques, enlloc d'excavar progressivament trinxeres en direcció a la zona de falla (mètode tradicional però que suposa la destrucció del registre geològic), s'han excavat entre dues i tres trinxeres paral·leles a cada bloc de la falla. Els elements característics del paleocanal (marges i depocentre) s'han georeferenciat amb l'ajuda d'un GPS diferencial, i s'ha ajustat una línia recta tridimensional a tots els punts pertanyents a cada element (una recta a cada bloc de la falla). Aquestes línies 3D s'han projectat contra el pla de falla per a obtenir els punts homòlegs del canal i, finalment,

s'ha mesurat la distància entre el parell de punts homòlegs obtingut. Aquesta metodologia serveix per aquells casos on la morfologia del canal pot ser aproximada a una línia recta.

S'ha obtingut una velocitat de desplaçament lateral del segment Goñar-Lorca de 1,6-1,7 mm/a (pels darrers 200 ka), mitjançant una anàlisi morfotectònica; i una velocitat de desplaçament total de 0.9 ± 0.1 mm/a (pels últims 25 ka) per una de les tres traces en què es reparteix la deformació en el segment Lorca-Totana (SFAM), a partir de la combinació de les dades geomorfològiques i paleosísmiques. A més, en el segment Lorca-Totana, el relleu vertical associat a les altres dues traces suggereix que podria haver partició de la velocitat de desplaçament. La traça SFAM absorbiria el component lateral de la velocitat de desplaçament, mentre que les altres dues tindrien un moviment principalment en el component vertical. Aquests valors són significativament més elevats que els considerats prèviament i confirmen la FAM com una de les falles més actives de la ZCBO, juntament amb la falla de Carboneras. S'ha incrementat el registre de paleoterratrèmols identificats a la FAM fins a 10, dels quals, almenys dos, podrien haver afectat la totalitat de la longitud de la falla. La cronologia d'aquest sismes ha permès acotar amb el programa OxCal la recurrència mitjana pels últims 59 ka en ~3,5-5,3 ka, i s'ha observat una concentració de sismes en els darrers 30 ka. L'acotació temporal dels sismes és encara insuficient per a inferir el comportament de la falla o per a comparar-los amb els esdeveniments identificats en les altres falles de la ZCBO. El màxim salt per esdeveniment s'ha estimat en 4,0 \pm 1,2 m, i la magnitud màxima esperable calculada a partir de la velocitat de desplaçament varia entre Mw $6,7 \pm 0,3$, si el terratrèmol només produeix ruptura en un segment, i Mw ~7,5, si la ruptura afecta a tota la FAM (87 km). Els valors de magnitud màxima esperable són lleugerament superiors als proposats fins ara.

Les datacions numèriques (tant de les unitats sedimentàries com dels sòls) i les estimacions de la velocitat de desplaçament obtingudes en el marc d'aquesta tesi han permès correlacionar estadis climàtics càlids i humits amb els moments d'estabilització de les superfícies i de formació de sòls, mentre que la sedimentació sembla ocórrer durant estadis freds i secs. A més, s'ha aproximat el lapse temporal entre l'estabilització d'una superfície i la precipitació de suficient carbonat pedogènic per a ser datat en 3-8 ka per al període holocè.

Aquests resultats incrementen el potencial sísmic de la FAM respecte el considerat fins ara, i haurien de ser tinguts en compte en els propers càlculs de la perillositat sísmica de la regió. Els estudis futurs haurien de centrar-se en caracteritzar amb detall els segments septentrionals de la falla.

Summary

The characterisation of active faults, even those with slow-moderate movement (< 5 mm/yr), is essential to calculate their seismic hazard and to mitigate their associated seismic risk. The Lorca earthquake of 11 May 2011, with a moment magnitude of Mw 5.2, highlighted that the seismic hazard of its source, the Alhama de Murcia fault (AMF), was underestimated. This active fault is part of the Eastern Betics Shear Zone (EBSZ; SE Iberian Peninsula), which is composed mostly of left-lateral strike-slip faults that absorb part of the deformation between the Eurasian and African plates.

The study of an active fault (active tectonics) is a useful tool to define a fault as seismogenic and to obtain its seismic parameters (e.g. slip rate, recurrence period, slip per event, and maximum expected magnitude). The methodological approaches it uses depend on the analysed data, for instance, tectonic geomorphology and paleoseismology are applied to study the geological record. In active tectonics, dating techniques are fundamental to estimate the seismic parameters. In slow moving faults the seismic parameters calculation may imply to date sediments up to lower Pleistocene in age.

Previous studies have characterized the AMF as seismogenic and have yielded the first approximations of its seismic parameters with high values of uncertainty. The main motivation of this thesis, therefore, is to constrain these values with maximum precision. I focused on slip rate, which I calculated using tectonic geomorphology and paleoseismology. In both cases, the slip rate calculation was based on measuring the offset of a linear feature, normally a channel, whose age is known.

Two main challenges arose when constraining the seismic parameters of the AMF. The first was the scarcity of geological material to be dated in a proximal alluvial fan context and, thus, the low amount of temporal data on units affected by the fault. I increased the number of numerical age controls by applying three dating techniques: radiocarbon, Optically and Infrared Stimulated Luminescence (OSL and IRSL) and U-series. The latter, which required a detailed soil analysis, was used for first time in the Iberian Peninsula to date small amounts (mg) of pedogenic carbonate. I also initiated the first calibrated edaphic chronosequence valid for the SE Iberian Peninsula and for the last 50 ka. In the future, this sequence may save time and money in approximations of the age of the units in the area.

The second challenge was methodological. Most of the techniques used to obtain the seismic parameters of a fault have been designed in and for fast-moving faults, and are not suitable for a slow-moderate moving fault as the AMF. I proposed two adaptations of those methods: an extension of the morphotectonic analysis, and a modification of the paleoseismic technique. I drew up guidelines to describe in detail the geomorphological elements that are offset by the fault activity to enhance the selection of the best offsets that should be used to calculate the slip rate. To this end, I distinguished between the subjective quality of the offset observation, which depends solely on the personal geological criteria (for example, the knowledge of the studied area), and the objective quality, based on geometric and spatial parameters associated with the offset feature (such as the sinuosity of a channel or the difference in orientation between its two analysed segments).

Six trenches parallel to the fault were dug to calculate the offset of a paleochannel based on paleoseismology, instead of gradually digging trenches in the direction of the fault zone (a traditional method that destroys the geological record). This new method avoided the distributed deformation in the fault zone. The characteristic elements of a channel (the margins and the thalweg) were georeferenced with a differential GPS, and the 3D straight line that best fits all the points belonging to each element (I calculated one line per fault wall) was calculated. These piercing lines were projected to the fault plane to obtain the piercing points (one in each fault wall). Finally, the distance between the two piercing points was measured. This method is valid for cases in which the morphology of the channel can be approximated to a straight line.

I calculated the lateral slip rate of the Goñar-Lorca segment (1.6-1.7 mm/yr for the past 200 ka) by a morphotectonic analysis. In addition, a combination of geomorphologic and paleoseismic data was used to obtain a lateral slip rate of 0.9 ± 0.1 mm/yr (for the past 28 ka) for one of the parallel traces in which the deformation in the Lorca-Totana segment is distributed through. The vertical relief associated to the other two main traces of the segment suggests that the slip rate of this segment may be larger, especially in the vertical component. These values confirm that the AMF is one of the most active faults in the EBSZ. This study also reported the longest record of paleoearthquakes (10 events) to date for the AMF. At least two of these events may have affected the entire length of the fault, as their ages can be correlated in the two analysed segments. The

mean recurrence period obtained with the OxCal program is ~3.5–5.3 ka for the past 59 ka, with an event concentration in the last 30 ka. The first estimation of the maximum slip per event is 4.0 ± 1.2 m, and the maximum expected magnitude calculated using the newly obtained slip rates ranges from Mw 6.7 ± 0.3 (if the event affected just the Lorca-Totana segment) to Mw ~7.5 (if the rupture affected the entire length of the fault, 87 km).

The enhanced age control of sedimentary units and soils and the calculated slip rates obtained in this study allowed me to correlate warm and wet climatic stages with landscape stabilization and soil formation; whereas sedimentation and erosion occurred during cold and dry periods. Moreover, the time lapse between unit deposition and the precipitation of datable amounts of pedogenic carbonate in the region was estimated to range from 3 to 8 ka for Holocene.

These results increase the seismic potential of the AMF respect its previous estimations, and should be considered in the forthcoming hazard assessment calculations in the region. Future studies should focus on the characterization of the northern segments of the fault.

Agraïments

Sempre havia pensat que escriure els agraïments de la tesi seria la part més fàcil de redactar de tota la memòria. I ara, m'adono que és la més complicada, no només perquè és la part més llegida, on tothom s'hi busca o tafaneja sobre la vida del doctorand (oi que sí, que no tens cap intenció de seguir llegint?), sinó perquè he tocat la pera a tanta gent durant els darrers quatre anys (cinc, si comptem que tot va començar amb el màster) que em fa por deixar-me a algú.

A les meves dues directores, moltes gràcies! Eulàlia, perquè m'has deixat plena llibertat en aquelles idees esbojarrades que tenia i que a vegades no entenies i perquè m'has fet posar els peus a terra quan ha calgut; perquè la redacció de novel·les crec que se'm donaria millor que la científica i perquè em costa anar a poc a poc quan explico alguna cosa; perquè m'has fet riure molt i perquè és molt divertit que li demanis prestada la furgoneta al teu pare, moltes gràcies!!! Maria, moltes gràcies, perquè amb poc temps t'has convertit en una directora de ple dret, i, de fet, sense que ho digués un paper, ja formaves gran part d'aquesta recerca fins a un punt difícil d'imaginar, perquè sense tu molts dels resultats no serien, i perquè m'has sabut escoltar quan alguna situació em superava.

Thanks to Warren Sharp, who gave me my first opportunity to work in a lab, even when I had no experience. You let me practice with samples that were not mine and made me feel at home. Thanks to Kim and family for all the help she gave me when I needed it, and for my first American BBQ on 4 July. Thanks to Christina for the chemical analysis and all the explanations, and to all the other members of the Berkeley Geochronological Center, including Alka, Nick, François, Matt, Ryan and Roland.

Thank you to Ramon Arrowsmith for two amazing periods spent at the Arizona State University. I learnt a lot working with one of the greatest experts in the field, and your team is excellent. Thanks to Gayatri, for being so kind and always having a smile to share; Barret for our discussions, which were extremely interesting; Harmony for enjoying sports so much; Emily, Hendri, Dominique and Alana for being great office colleagues and for the hospitality. I had a great time with all the young researchers from the School of Earth and Space Exploration, especially with Sam, who showed me the entire State, and together we achieved one of the greatest physical challenges in my life. A Andrés, Ricardo, Marina y a las becarias de la Universidad Politécnica de Madrid (Sara, Esther, Lola, Elena y Virginia), ¡gracias! por gestionar la adquisición de los puntos lidar y por el gran trabajazo de clasificación. ¡Sois unas currantes!

Al resto del equipo SHAKE (Hèctor, Josechu, Raimon, Alicia, Stephane, Eduardo, Anna, Tom, Ed, Gia), ¡muchas gracias!, Thank you very much! Seguro que estáis cansados de recibir mensajes míos pidiéndoos cosas sin sentido (y rápido, ¡que una tesis sólo son cuatro años!). Gracias a vosotros he madurado como geóloga y he crecido como investigadora, me habéis guiado en cómo resolver los problemas, y en cómo explicarme mejor. Las campañas de campo han sido inmejorables, especialmente en las que nos proveíamos con una caja como la de las herramientas, pero llena de chocolate y otras guarrerías

Als membres del departament de Geodinàmica i Geofísica (o he de dir Dinàmica de la Terra i de l'oceà?), moltes gràcies! L'ambient de treball és immillorable i crec que, a qualsevol lloc que em depari el futur, ho trobaré a faltar. Els dinars de Nadal, els sofàs, o simplement els somriures dient bon dia fan treballar millor (bé, després del dinar de Nadal, amb els seus corresponents brindis, potser no es treballa tant bé). Gràcies també a tot el personal d'administració i serveis del departament: Joan Ramon, Ana, Maria José, Teresa i Mònica. I, en general, un agraïment a la resta de treballadors de la facultat.

A tots els professors de la Facultat de Geologia (espero que encara es digui així, que sinó quedaré fatal), moltes gràcies! ¿*El geólogo se nace o se hace*? Jo puc dir que se *hace* gràcies a vosaltres i, tot i que quan això acabi em quedaré sense feina, tornaria a estudiar geologia sense pensar-m'ho! Va ser una gran decisió, que m'ha aportat molta felicitat. Les petites coses que he aprés són les que m'han permès descobrir una gran realitat, com una frase que vaig aprendre del Ferran i que m'acompanya sempre que miro un aflorament, i en molts aspectes de la vida: *que los árboles no te tapen el bosque*.

A todos los investigadores e investigadoras del mundillo de la paleosismología y la tectónica activa, ¡gracias! Jorge, Klaus, Raúl, Pablo, Ivan, Begoña, Teresa, Miguel Ángel, Juan-Mi, Emilio, Alberto, Julián, Thomas, Petra, Christopher (that allowed me to write my first entry in his blog, it was a great honour), y todos los otros con los que

compartido reuniones científicas. Los congresos y las discusiones no serían lo mismo sin vosotros, hacéis que todo sea más fácil y entretenido. Hasta los comentarios negativos parecen ayudar a escribir una tesis, porque sí, la he terminado (aunque alguien dudara...).

A mis tutores del máster de Granada, y a todos los otros profesores, ¡gracias! Guillermo y José Miguel, porque sin vosotros aún me estaría preguntando por el contexto geológico de las Béticas. Vicente, porque eres el mejor explicando cosas dificilísimas (o sea, los índices geomorfológicos) por el Skype. Y a todos mis compañeros y compañeras del máster (Adela, Álex, Antonio, Fabián, Margarita, Mari, Ghada, Jesús), ¡gracias, porque con vosotros descubrí una preciosa ciudad!

A l'Antoni Calafat i a la Montse Guart, gràcies per deixar-me utilitzar el laboratori de Sedimentologia del Departament d'Estratigrafía, Paleontologia i Geociències Marines. I a tothom a qui he escrit un correu demanant ajuda en alguna cosa, gràcies (tot i que segur que mai arribareu a llegir aquest agraïment): a Pedro Alfaro, a Jeremy D. Zechar, a Paula Reimer, al Julio Calero, a Pedro Cunha, a l'Olaf Zielke, etc... Gràcies també al Pere Llenas que va estar disposat a fer de conillet d'índies de la metodologia dissenyada per a puntuar desplaçaments.

A tots els becaris i doctors amb qui he fet camí, moltíssimes gràcies, sou els millors!!! La veritat és que sou molt més que companys, sou grans amics i amigues. Als companys de despatx, Manu (¿quién hubiese dicho que aún estarías por aquí el día de mi defensa?), Cris, Mar, Ane, Hoël, Robert, Sara, Iván; als geofísics de la segona planta, Eloi, Lena, Perla, Fabián, Xènia, Gonzalo; i al poti-poti del despatx del costat dels sofàs, Anna (moltes gràcies per venir al camp amb mi, ets genial), Eva, Lena, Pere, Rozaa; i a la Marta. Sou els millors companys de viatge i, per cert, la majoria d'idees estrambòtiques que han construït els fonaments d'aquesta tesi han sorgit parlant amb vosaltres, al cafè, berenant, fent descansos, xerrant, anant *por ahí*, d'excursió o en bicicleta, etc. A tots els altres investigadors joves que m'he trobat pel camí, danke, gracias, merci, thank you, etc, reconforta saber que tothom té les mateixes alegries i penes arreu quan fa una tesi. Aquí també vull afegir als meus ex-companys de carrera, els primers companys de viatge en el món de la geologia, gràcies, especialment a la Raquel i a l'Albert, sou uns grans amics.

A totes les altres persones que m'envolten durant la meva vida, perquè aquesta memòria és com un mirall d'ella, moltíssimes gràcies! Als meus amics, tant si fa anys i panys que ens coneixem com si fa menys, i tant si ens veiem cada setmana com si estem separats llargues temporades, perquè ens agrada acoblar-nos a casa de l'altre sense necessitar invitació i dir les coses clares, xerrar, fer esport, jugar, organitzar sopars i guateques en general, tafanejar, arreglar el món i simplement riure! Moltes gràcies i moitas grazas! A la meva família bordegassa, que té el millor i el pitjor de les grans famílies, que fan riure i enfadar, que em fan quedar desperta fins tard, sempre per un bon motiu, encara que sigui per netejar, moltes gràcies! I al meu món del bàsquet, perquè tot i haver canviat lleugerament (sí, home... lleugerament) en els darrers quatre anys, ara no podria estar millor, entrenar fins a les mil em fa estar més desperta a la feina, i lluny de xuclarme energia me n'injecta (sí, tot i les bronques gratuïtes....), moltes gràcies! Als meus amics de Margalef, moltes gràcies, perquè tot i que la tesi m'impedeix venir tant com voldria, el Montsant em renova, i les estones mortes amb vosaltres fent una cervesa i maquinant quina és la nova proposta de cul-de-jaumet que tenim no les canviaria per res, moltes gràcies!

A la meva família (tiets, cosins, ...), moltes gràcies, perquè sempre hi sou malgrat veure'ns poc! Pare, Mama, Laura i Xavi, les persones amb qui més discuteixo al món, i les que més estimo amb diferència, moltíssimes gràcies!!! Potser no arribeu a entendre tot el que conté aquesta memòria, però sense vosaltres no seria on sóc, no seria qui sóc, i per tant tampoc hi hauria tesi. Pare i mama, els valors que m'heu transmès des de petita, d'esforç i de valorar el que tinc, han estat imprescindibles per a dur a terme aquesta etapa de la vida, i ho seran en un futur en la següent que decideixi emprendre. Laura, per molt que algú pugui dir que no ens assemblem en res (algú curt de vista, per cert), som tant iguals com dues gotes d'aigua, tu ets a qui puc explicar coses que ningú més pot entendre. Xavi, que em fas ser millor persona cada dia, fas que les coses siguin fàcils, que baixi les pulsacions i que respiri dels moments que ens regala la vida.

Índex

1.	INTRODUCCIÓ		3
	1.1.	Motivació	3
	1.2.	Objectius	6
	1.3.	Antecedents teòrics	6
	1.3.1	. Risc sísmic, falles actives i perillositat sísmica	6
	1.3.2	. Tectònica activa	8
	С	ontrol temporal de la deformació de les falles actives	10
	1.3.3	. Falles de salt en direcció	11
	C	aracterístiques estructurals	11
	C	aracterístiques geomorfològiques	14
	1.4.	Context geològic	15
	1.4.1	. La falla d'Alhama de Murcia	17
	1.5.	Estructura de la memòria	25
2.	ANÀLI	SI MORFOTECTONICA DE LA ZONA DE FALLA DE LA FAM: CARTOG	RAFIA
DE	LA FALI	LA I MESURA DEL DESPLAÇAMENT EN ELEMENTS LINEALS	31
	2.1.	Introducció	31
	2.2.	Antecedents	
	2.3.	Metodologia d'obtenció de models digitals i altres bases topogràfiques necessàries	s sobre
	les quals s'ha realitzat l'anàlisi geomorfològica		
	2.3.1	. Models digitals a partir de Light Detection and Ranging (lidar)	36
	Es	specificacions del núvol de punts obtingut a la zona de falla d'Alhama de Murcia	36
	C	lassificació del núvol de punts	37
	C	reació dels models digitals	38
	Μ	lodels finals	41
	2.3.2	Altres dades utilitzades per a la cartografia	42
	0	rtofotografies creades a partir de les fotografies aèries antigues	43
	C	reació de MDS a partir de les fotografies aèries del 1956	44
	2.4.	Cartografia de la zona de falla d'Alhama de Murcia	44
	2.4.1	. Cartografia de la Falla d'Alhama de Murcia (FAM)	45
	G	oñar – Lorca	45
	Le	orca-Totana	50
	Т	otana-Alhama de Murcia	54
	A	lhama de Murcia-Alcantarilla	54
	2.4.2	Cartografia dels ventalls al·luvials associats a la FAM.	56
	G	oñar-Lorca	58
	L	orca-Totana	59
	Te	otana-Alhama de Murcia	60

	Alhama de Murcia-Alcantarilla	60	
2.5.	Identificació i mesura dels elements desplaçats lateralment	61	
2.5	.1. Metodologia	63	
	Proposta metodològica per a falles lentes	67	
	Mesura del desplaçament i la seva incertesa aleatòria		
	Qualitat subjectiva Qualitat objectiva Canvis litològics Elements morfotectònics associats		
	Forma		
	Puntuació final de la qualitat objectiva		
	Programari utilitzat per a realitzar les mesures		
	Mesura amb el LaDiCaoz	74	
	Modificació del LaDiCaoz (CHOF)	74	
	Mesura de desplaçaments al camp	77	
2.5	.2. Catàleg de desplaçaments		
2.5	.3. Revisió i discussió de la metodologia emprada		
	Relació entre la mesura i la seva incertesa		
Particularitats dels paràmetres de la qualitat objectiva			
	Correlació i resum		
	Comprovació realitzada amb altres dades		
2.5	.4. Discussió resultats		
3. PALE	COSISMOLOGIA 3D EN EL SEGMENT LORCA-TOTANA DE LA FA	ALLA	
D'ALHAM	A DE MURCIA: ESDEVENIMENTS SÍSMICS I DESPLAÇAMENTS	TECTÒNICS	
ENTERRA	TS		
3.1.	Paleosismologia i mètode paleosismològic		
3.2.	Antecedents sobre paleosismologia		
3.2	.1. Estudis paleosísmics en falles de salt en direcció		
3.2	.2. Estudis paleosísmics a la Península Ibèrica		
3.3.	Situació geogràfica i context geològic de El Saltador		
3.4.	Metodologia		
3.4	.1. Ground Penetrating Radar (GPR)		
3.4	.2. Campanyes paleosísmiques		
3.4	.3. Metodologia desenvolupada per a fer el <i>fotolog</i>		
3.4	.4. Models 3D		
-	Maqueta tridimensional de les trinxeres (model analògic)		
-	Model digital (GoCAD)		
3.5.	Unitats estratigràfiques exposades en les trinxeres		
3.5	.1. Peculiaritats dels cossos anòmals de llim ataronjat		

	3.5.2	2. Evolució sedimentària	
	3.6.	Anàlisi de les trinxeres perpendiculars	
	3.6.	1. Evidències de paleoterratrèmols	130
	3.7.	Anàlisi de les trinxeres paral·leles	
	3.7.	1. Metodologia per a mesurar el desplaçament en paleocanals	
	E	xcavació de les trinxeres	
	A	dquisició de les dades	
	C	Càlcul dels punts homòlegs	134
	Ν	Iesura del desplaçament	134
	Γ	Determinació de les incerteses	
	Р	ossibles simplificacions	135
	3.7.2	2. Desplaçaments mesurats en els paleocanals	137
	Ν	Iesura del desplaçament del canal D	137
	V	isualització tridimensional del desplaçament del canal D	139
	R	elació canal D amb la interpretació dels perfils GPR	140
	Ν	Iesura del desplaçament del canal B	141
	C	Comparació entre valors obtinguts pels dos canals	143
4.	EDAT	NUMÈRICA DE LES UNITATS QUATERNÀRIES AFECTADES PER LA F.	ALLA
D'A	LHAMA	A DE MURCIA	147
	4.1.	Introducció	147
	4.2.	Datacions mitjançant radiocarboni	149
	4.3.	Luminescència estimulada òpticament (OSL)	
	4.3.	1. Consideracions del mètode	
	4.3.2	2. OSL de grans de quars en alíquotes multi-gra (1000 grans)	
	4.3.	3. OSL de grans de quars en alíquotes multi-gra (20 grans)	
	4.3.4	4. Luminescència estimulada per llum infraroja de feldspat en alíquotes de grans	
	indi	viduals	
	4.4.	Sèries de l'urani aplicades a la datació de carbonat pedogènic	
	4.4.	1. Carbonat pedogènic	
	4.4.	2. Mostreig	
	4.4.3	3. Preparació i anàlisi de laboratori	
	4.5.	Resultats	
-	4.0.	Discussio de la cronologia obtinguda en les trinxeres paleosismiques	1/1 MA DE
э. мтт		O-SEQUENCIA EDAFICA A LES PROXIMITATS DE LA FALLA D'ALHA	MA DE 170
MU	KCIA	Luture June 24	179
	5.1.	Introduccio	1/9
	5.2.	Ameceuenis	101
	J.J.	Descripcio dels sols	103
	5.5.	 Caracteristiques dels sols i index de desenvolupament del sol Mètodos de deseringió i apèlici dels sèle 	180
	5.3.		18/

	Anàlisis de camp	188
	Anàlisi de laboratori	
	pH	188
	Granulometria	189
	Quantitat de carbonat de calci per calcimetria	189
	Quantitat de carbonat de carboni orgànic i de carbonat de calci per ignició	189
	5.3.3. Resultats: descripció dels sòls a la FAM	
	5.4. Càlcul de l'índex de desenvolupament del sòl	199
	5.4.1. Harden (1982)	199
	5.4.2. Calero et al. (2008)	200
	5.5. Calibratge de l'índex de desenvolupament del sòl i discussió	204
	5.5.1. Calibratge	204
	5.5.2. Modificacions	206
6.	CÀLCUL DELS PARÀMETRES SÍSMICS DE LA FALLA D'ALHAMA DE MURCI	A211
	6.1. Velocitat de desplaçament	211
	6.1.1. Velocitat lateral de la FAM a partir de dades morfotectòniques	211
	Segment Góñar-Lorca, terminació sud	212
	Edats utilitzades	214
	Càlcul de la velocitat de desplaçament	216
	Segment Góñar-Lorca, zona central	217
	Segment Lorca-Totana	
	6.1.2. Velocitat lateral de la FAM a partir de dades paleosísmiques	219
	Velocitat de desplaçament vertical obtinguda en les trinxeres perpendiculars	222
	Discussió dels valors obtinguts mitjançant les trinxeres respecte dades anteriors	222
	6.2. Període de recurrència mitjana	223
	6.3. Salt per esdeveniment	225
	6.4. Magnitud màxima esperable	226
7.	DISCUSSIÓ DELS RESULTATS	231
	7.1. Discussió sobre els paràmetres sísmics de la falla d'Alhama de Murcia i les seves	
	implicacions regionals	231
	7.1.1. Velocitat de desplaçament	231
	Implicacions en la Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals	234
	7.1.2. Paleo-terratrèmols i recurrència de la falla d'Alhama de Murcia	237
	Paleo-terratrèmols al llarg de la FAM	237
	Recurrència al llarg de la FAM	240
	Comportament sísmic de la falla d'Alhama de Murcia	242
	Implicacions en la Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals	243
	7.1.3. Salt per esdeveniment i magnitud màxima	244
	7.2. Discussió sobre la relació entre el clima i els períodes d'estabilitat superficial	245

7.2.1. Relació entre el clima, la sedimentació, l'encaixament i la formació dels sòls en	
superfícies estables	.245
7.2.2. Lapse temporal entre la sedimentació al·luvial i l'acumulació d'una quantitat suficie	ent
de carbonat pedogènic per a ser datada	.250
7.3. Discussió metodològica: aspectes a considerar sobre la integració de les dades	
geomorfològiques i paleosismiques	.251
7.3.1. Avantatges i inconvenients de les anàlisis geomorfotectòniques i paleosísmiques en	la
caracterització d'una falla lenta-moderada	.252
7.3.2. Ús integrat de les dues aproximacions metodològiques en una mateixa localitat:	
exemple en el segment Lorca-Totana	.253
7.3.3. Solucions proposades per adaptar la metodologia a la caracterització sísmica de falle	es
de velocitat de desplaçament lenta-moderada	.256
7.3.4. Eines disponibles per a calcular els paràmetres sísmics	.258
CONCLUSIONS	.211

8.

Acrònims

BP:	Before Present		
COPD:	Cumulative Offset Probability Density		
DInSAR:	Interferometrie	c Synthetic Aperture Radar	
EEE:	Environmental Earthquakes Effect		
EMS:	European Macroseismic Scale		
ESI:	Environmental Seismic Intensity Scale		
FAM:	falla d'Alhama de Murcia		
	c-FAM:	falla d'Alhama de Murcia central	
	f-FAM:	falla d'Alhama de Murcia frontal	
	NFAM:	falla d'Alhama de Murcia nord	
	SFAM:	falla d'Alhama de Murcia sur	
FBS:	falla del Bajo	Segura	
FC:	falla de Carbo	neras	
FCa:	falla de Carras	соу	
FLT: falla de LosTollos		llos	
FP:	falla de Palom	ares	
GNSS:	Global Naviga	tion Satellite System	
GPR:	Ground Penetrating Radar		
GPS:	Global Positioning System		
ICP-MS:	Inductively Co	oupled Plasma Mass Spectrometry	
IRSL:	Infrared Stimu	lated Luminescence	
LaDiCaoz:	Lateral DIspla	cement CAlculator	
lidar:	Light Detectio	n and Ranging	
MDS: Models Digitals de Superfícies		ls de Superfícies	
MDT: Models Digitals del Terreny		ls del Terreny	
OSL:	Optically Stimulated Luminescence		
PDF:	Probability Density Function		
PDI:	Profile Development Index		
pIRIR:	R: elevated-temperature Infrared Stimulated Luminescend		
RR:	: valor d'envermelliment		
TIMS:	Thermally Ionised Mass Spectrometry		
ZCBO:	CBO: Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals		

1 Introducció

The objectives of this thesis are to calculate the seismic parameters of the left-lateral strike-slip of the Alhama de Murcia fault (AMF), particularly its slip rate, by adapting widespread methods for high seismicity areas to slow-moderate moving faults, such as AMF. This seismogenic fault is one of the faults that comprise the Eastern Betics Shear Zone, and is the source of the Mw 5.2 earthquake that occurred in Lorca on 11 May 2011. Different dating techniques are required to determine the age of the affected Quaternary units, which is required to calculate the seismic parameters.

1.	INTRODUCCIÓ		3
	1.1.	Motivació	3
	1.2.	Objectius	6
	1.3.	Antecedents teòrics	6
	1.3.1	. Risc sísmic, falles actives i perillositat sísmica	6
	1.3.2	2. Tectònica activa	8
	С	ontrol temporal de la deformació de les falles actives	10
	1.3.3	3. Falles de salt en direcció	11
	С	aracterístiques estructurals	11
	С	aracterístiques geomorfològiques	14
	1.4.	Context geològic	15
	1.4.1	. La falla d'Alhama de Murcia	17
	1.5.	Estructura de la memòria	25

1. Introducció

1.1. Motivació

Un terratrèmol és un fenomen geològic actualment impossible de preveure que consisteix en la generació i propagació d'ones sísmiques per l'interior de la Terra i en la superficie d'aquesta i que provoca la vibració del sòl (Riba, 1997). Aquests esdeveniments són causats per falles actives, entre d'altres, i impliquen l'existència de diferents nivells de risc en el planeta. En general, les falles més actives es troben constituint els límits de plaques, i moltes d'elles són objecte d'estudi, tot i que també existeixen falles actives en zones d'intraplaca. En aquestes darreres zones, els terratrèmols poden arribar a ser molt destructius (p.ex. el terratrèmol de Mw 6,6 el 2003 a Bam, Iran, Wang et al., 2004; o el terratrèmol de Mw 7,9 el 2008 a Sichuan, Xina, Liu et al., 2016), però com que la seva freqüència d'ocurrència acostuma a ser baixa, la societat tendeix a infravalorar el risc sísmic existent. Cal, doncs, caracteritzar també aquests tipus de falles i preparar-se pels seus efectes.

Al voltant de la població de Lorca (província de Murcia) s'hi troba un exemple clar de falla sismogènica el risc sísmic de la qual està infravalorat. Aquesta ciutat, d'uns 93000 habitants l'any 2011 (Ayuntamiento de Lorca, 2016), l'11 de maig del 2011, va patir les conseqüències d'un dels terratrèmols de magnitud més alta registrats instrumentalment en la Península Ibèrica. Aquest sisme va ser d'una magnitud moment de Mw 5,2 i, juntament amb el seus precursors i rèpliques, va causar danys personals i materials notables tant en la ciutat com en les àrees adjacents (Lopez-Comino et al., 2012; Martínez-Díaz et al., 2012a). Aquests danys, relativament greus per la magnitud enregistrada, evidencien incerteses en el coneixement tectònic de la falla responsable i una manca de preparació de la societat davant d'aquest tipus de fenòmens. La font sísmica d'aquest esdeveniment va ser la falla de salt en direcció esquerra d'Alhama de Murcia (FAM), en la qual he centrat la meva tesi doctoral.

La tectònica activa és la disciplina encarregada d'ampliar el coneixement tectònic de les falles actives, ja que estudia els processos geològics que provoquen deformació en l'escorça terrestre a una escala temporal significativa per a la humanitat (Keller i Pinter, 1999). Aquesta disciplina permet fer estimacions dels paràmetres sísmics de les falles mitjançant l'anàlisi del registre geològic des de l'actualitat fins a l'inici de l'actual

període neotectònic. Alguns dels paràmetres utilitzats per a caracteritzar les falles actives són la velocitat de la falla, la recurrència, el salt per esdeveniment i la magnitud màxima. El càlcul dels paràmetres sísmics es pot fer, entre d'altres, mitjançant dues aproximacions metodològiques: les anàlisis geomorfotectòniques i la paleosismologia.

Tant la geomorfologia tectònica com la paleosismologia van ser originalment desenvolupades, i s'apliquen de manera més extensa, en àrees amb alts nivells de sismicitat i altes velocitats de desplaçament (Hall et al., 1999; Fu et al., 2005; Liu-Zeng et al., 2006; De Pascale et al., 2014). Són pocs, en canvi, els estudis que tenen com a finalitat caracteritzar el potencial sísmic de falles amb velocitats de desplaçament per sota els 5mm/a (falles lentes-moderades a partir d'ara; p.ex. Wesnousky et al., 1991; Lindvall i Rockwell, 1995; Marco et al., 2005; Ferry et al., 2007; Frankel et al., 2007; Maruyama i Lin, 2004; Campbell et al., 2013), marge en què se situa la falla d'Alhama de Murcia. El càlcul de la velocitat de desplaçament en aquests casos queda sovint limitat pel reduït nombre d'evidències de deformació tectònica preservades. Això és deu al fet que les taxes d'erosió i de sedimentació sobrepassen la taxa de deformació tectònica, i per tant emmascaren els efectes que aquesta té en superfície. A més a més, en alguns casos, el desenvolupament econòmic s'ha traduït en una alta ocupació humana i una modificació antròpica del terreny molt significativa, fet que redueix encara més el nombre d'evidències tectòniques. Per a poder caracteritzar les falles lentes, doncs, cal integrar totes les dades i metodologies disponibles. Per exemple, Vanneste et al. (2006) combinen anàlisis geomorfològiques, paleosísmiques i geofísiques per tal d'estudiar una falla extensional amb un component dextre a Bulgària. Aquests autors obtenen $0,037 \pm 0,017$ mm/a de velocitat vertical analitzant un escarpament del Plio-Pleistocè, i una velocitat per al període holocè de 0.22 ± 0.12 mm/a calculat a partir de les unitats exposades en trinxeres paleosísmiques. Moreno (2011) per altra banda combina informació geodèsica, paleosísmica i geomorfològica a terra i a mar per a calcular 1,31 mm/a de velocitat de desplaçament lateral al llarg de la falla de Carboneras al SE de la Península Ibèrica.

A part de les incerteses relacionades amb la qualitat i la disponibilitat d'evidències de deformació, les estimacions de les velocitats de desplaçament de falles amb un moviment lent-moderat també inclouen les incerteses relacionades amb el control temporal que es pot tenir de les unitats quaternàries deformades. El mètode de radiocarboni (àmpliament utilitzat en zones amb falles ràpides; Rockwell et al., 2001,

entre d'altres) només abasta aproximadament els darrers 55 ka (Libby, 1955), període de temps inferior al necessari per a estudiar el comportament de falles lentes, que normalment implica l'anàlisi de dipòsits del Pleistocè mig o de la totalitat del Quaternari (Proyecto Datación; Consejo de Seguridad Nacional, 1999). Això suposa haver d'utilitzar també altres mètodes de datació que cobreixen més temps, però amb majors incerteses. Algunes d'aquestes tècniques són la luminescència, les sèries de l'urani i la datació per isòtops cosmogènics (les dues primeres han estat incorporades en aquesta tesi).

En els darrers anys, s'han realitzat a la falla d'Alhama de Murcia (FAM) diversos estudis geològics amb l'objectiu de caracteritzar-ne el seu potencial sísmic que, tot i evidenciar-ne el seu caràcter sismogènic, no han estat capaços de determinar en detall els seus paràmetres sísmics. Els estudis geomorfològics han identificat evidències de ruptures durant el Pleistocè superior i l'Holocè al llarg de la FAM (Silva, 1994; Silva et al., 1997; Martínez-Díaz, 1998), i els estudis paleosísmics identifiquen fins a sis sismes durant els últims 274-174 ka (Martínez-Díaz i Hernández-Enrile, 1999, Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012). Pel que fa a la velocitat de desplaçament, a la zona central de la falla, Masana et al. (2004) obtenen 0,04-0,35 mm/a de velocitat de desplaçament vertical, i Martínez-Díaz et al. (2003) unes velocitats laterals de 0.21 mm/a (analitzant canals actuals desplaçats en superfície) i de 0.06-0.15mm/a (a partir de la interpretació de trinxeres paleosísmiques). A la terminació sud-oest de la falla, Ortuño et al. (2012) calculen una velocitat vertical de 0,16-0,22 mm/a i una velocitat horitzontal de 0,95-1,37 mm/a. A través de càlculs empírics i de les dades anteriors, Martínez-Díaz et al. (2012b; i referències incloses) calculen una magnitud moment màxima esperable per a la falla d'entre 6,1 i 7,0 per a terratrèmols que només afectin un o dos segments de falla, i fins a Mw 8,0 si es tracta d'un terratrèmol que provoca una ruptura al llarg de la totalitat de la falla (Martínez-Díaz, 1998). La majoria d'aquests valors, però, tenen grans incerteses associades que motiven a aprofundir en el coneixement del potencial sísmic de la FAM per tal de contribuir a minimitzar les conseqüències dels futurs terratrèmols que pugui produir.

La principal font de motivació en què s'emmarca aquesta tesi és la caracterització de la perillositat de la FAM mitjançant l'obtenció dels paràmetres sísmics a partir de totes les dades disponibles. Poso especial èmfasi en la determinació de la velocitat de desplaçament lateral i total, que són calculades de manera directa. Per fer-ho, he hagut

d'afrontar: 1) la poca disponibilitat de material per a ser datat; 2) les peculiaritats de les falles lentes-moderades, que dificulten l'aplicació íntegra dels mètodes normalment utilitzats per a tal finalitat; i 3) la baixa preservació de les formes del relleu originals i del registre geològic conseqüència de l'acció humana continuada. El darrer inconvenient, a més a més, motiva la urgència de caracteritzar aquesta falla amb més detall abans de que les dades siguin destruïdes completament.

1.2. Objectius

Els objectius d'aquesta tesi són principalment quatre:

- caracteritzar amb precisió els paràmetres sísmics de la falla d'Alhama de Murcia, especialment la seva velocitat de desplaçament, per tal que se'n pugui millorar el càlcul de la seva perillositat d'una forma més realista;
- millorar les tècniques morfotectòniques i paleosísmiques, desenvolupades inicialment en un entorn de falles amb un moviment ràpid, per a que permetin analitzar amb més facilitat falles lentes-moderades, com és la FAM;
- aplicar, per primer cop a la Península Ibèrica, les sèries de l'urani per a datar petites (mil·ligrams) quantitats de carbonat pedogènic i, per tant, testar aquesta metodologia com a alternativa en zones amb baixa disponibilitat d'altres materials per a ser datats; i,
- establir les bases d'una cronoseqüència de sòls per a la regió on es troba la FAM, que pugui ser utilitzada en un futur com a eina alternativa a la datació numèrica d'unitats quaternàries.

1.3. Antecedents teòrics

Per tal de facilitar la lectura d'aquesta memòria, en aquest apartat s'expliquen alguns conceptes teòrics relacionats amb les falles actives, especialment les de salt en direcció.

1.3.1. Risc sísmic, falles actives i perillositat sísmica

El risc sísmic és el risc al qual s'exposen les regions del planeta susceptibles de patir les conseqüències d'un terratrèmol. Un terratrèmol és: a) l'alliberament sobtat d'energia degut al trencament de l'escorça fràgil quan es supera el punt elàstic de deformació i b)

el conjunt de sacsejades de la superfície de la terra provocades per l'arribada de les ones sísmiques en propagar-se des de l'indret on s'ha produït el desplaçament d'una fractura (Riba, 1997; USGS, 2015). Els terratrèmols són desencadenats per les falles actives. Tot i que no hi ha una definició única acceptada, una falla es considera activa si ha estat la font d'un moviment sísmic o desplaçament recentment i és susceptible a produir-ne més en un futur no llunyà (Wallace, 1986; Machette, 2000; McCalpin, 2009). Keller i Pinter (1999) consideren que qualsevol falla que s'hagi mogut durant el Quaternari és potencialment activa, mentre que la U.S. Nuclear Regulatory Commission (1996) defineix que una falla és activa si ha produït un terratrèmol en els darrers 500000 anys. Cal tenir present, però, que no totes les falles actives causen terratrèmols, sinó que algunes es mouen per *creep*, que és un moviment continu i lent. Malgrat es consideri que, en general, les falles que es mouen per *creep* no són fonts sísmiques, algunes falles actives poden combinar els dos tipus de processos en diferents trams (p. ex. Hayward fault; Figura 1.1; USGS, 2008).



Figura 1.1. Exemple de creep a la Hayward fault, on aquesta estructura és capaç de causar desplaçaments sense l'ocurrència d'un terratrèmol. Imatge extreta de Wikipedia (2016).

El risc està determinat per la vulnerabilitat, l'exposició i la perillositat. Mentre que els dos primers paràmetres es refereixen a les persones, animals, accidents geogràfics i construccions que pateixen el fenomen, el tercer paràmetre es centra en el fenomen físic pròpiament dit. En el cas del risc sísmic, la perillositat es refereix a la falla capaç de produir terratrèmols, i és la probabilitat que el paràmetre que mesura el moviment del terreny sobrepassi un llindar establert en un període i lloc concrets.

La perillositat d'una falla, doncs, està determinada per dues característiques, la freqüència a la qual es produeixen els terratrèmols i la magnitud d'aquests. La magnitud

és la quantificació de l'energia alliberada en qualsevol sisme, mentre que la freqüència mesura cada quan es repeteix un terratrèmol d'una determinada magnitud. Aquests dos paràmetres estan íntimament relacionats per l'equació de Gutenberg i Richter (1944; $log_{10}N=a-bM$; *a* i *b* són paràmetres propis de la falla, N és la recurrència i M és la magnitud), on els terratrèmols de petita magnitud són més freqüents que els grans. La magnitud també es relaciona empíricament amb altres paràmetres sísmics, com són la velocitat de desplaçament de la falla, la longitud i l'àrea de ruptura, el salt per esdeveniment, el moment sísmic, etc. (Wells i Coppersmith, 1994; Anderson et al., 1996; Stirling et al., 2013). Degut a que la magnitud esperada no es pot preveure directament, l'objectiu és aproximar-s'hi a partir de tots els altres paràmetres coneguts. Els paràmetres mesurables que caracteritzen una falla són principalment la recurrència, la velocitat de desplaçament, la longitud total de la falla en superfície, la profunditat de ruptura (com a màxim coincidint amb la profunditat de l'escorça fràgil) i el salt per esdeveniment.

La determinació de la recurrència i la magnitud és imprescindible per a adaptar els assentaments i les construccions antròpiques al perill sísmic i per a actuar en l'educació de la societat exposada abans que es produeixi el terratrèmol. Aquestes dues accions tenen com a objectiu reduir tant la vulnerabilitat com l'exposició, i per tant disminuir el risc.

1.3.2. Tectònica activa

L'objectiu de la tectònica activa és l'estudi dels processos tectònics que afecten actualment i en un futur proper a la societat. La finestra temporal que abasta aquesta disciplina és àmplia, ja que es refereix al període neotectònic actiu, és a dir, des del present fins a l'inici de l'actual règim tectònic per a cada regió. Segons el període neotectònic estudiat, les falles i la seva sismicitat es poden caracteritzar mitjançant: a) la sismicitat instrumental, que, en general, abasta des de l'actualitat fins la primera meitat del segle XX; b) la sismicitat històrica, que es refereix a aquells esdeveniments mencionats en cròniques escrites i que varia segons la civilització; 3) l'arqueosismologia, que es deriva de l'anàlisi de restes humanes no escrites; i, 4) l'anàlisi del registre geològic, per a períodes més llargs de l'escala humana.

Mitjançant l'estudi del registre geològic, només es poden identificar aquells terratrèmols la magnitud dels quals hagi estat suficient per a generar evidències geològiques en

1. Introducció

superfície (i que s'hagin preservat fins a l'actualitat). Aquestes evidències acostumen a ser deformacions instantànies ocorregudes durant un terratrèmol (p.ex. escarpaments de falla, elements geomorfològics desplaçats, o liqüefacció), o els dipòsits d'altres processos geològics desencadenats pel sisme, com poden ser moviments de massa gravitacionals, tsunamis, etc. Hi ha dues grans disciplines que s'encarreguen d'estudiar el registre geològic dels terratrèmols: la geomorfologia tectònica (que alguns autors utilitzen com a sinònim de tectònica activa; p. ex. Keller i Pinter, 1999), i la paleosismologia.

La geomorfologia tectònica (o morfotectònica, com s'utilitza indiferentment en aquesta tesi) pot ser definida de dues maneres: a) l'estudi dels accidents geogràfics produïts per processos tectònics; o b) l'aplicació dels principis geomorfològics a la resolució de problemes tectònics (Keller i Pinter, 1999). En la segona definició, la geomorfologia tectònica és una eina per a avaluar la història, la magnitud i la velocitat dels processos tectònics. Els principals paràmetres sísmics que s'obtenen d'un estudi morfotectònic són el salt per esdeveniment dels últims sismes on la ruptura de la falla va arribar en superfície i la velocitat de desplaçament de la falla (Fletcher et al., 2011; Salisbury et al., 2012; Zielke et al., 2012).

Per altra banda, la paleosismologia és l'estudi dels terratrèmols prehistòrics, especialment la seva localització, edat i mida (McCalpin, 2009), és a dir, l'estudi de freqüència i la magnitud dels terratrèmols. Tradicionalment, aquesta branca s'havia centrat en reconèixer terratrèmols a partir de les relacions espacials d'unitats sedimentàries gràcies a l'excavació de trinxeres perpendiculars a les falles. Això només es podia aplicar a falles amb un component vertical (en molts casos vertical pur). Els pioners en utilitzar aquesta tècnica per tal d'exposar la zona de falla van ser Converse Davis and Associates (1968), Clark et al. (1972) i Sieh (1978a). Més recentment, però, la tècnica de les trinxeres també s'està aplicant a falles amb component direccional (Wesnousky et al., 1991; Hall et al., 1999; Liu et al., 2004; Marco et al., 2005; Liu-Zeng et al., 2006; Rockwell et al., 2009a). En aquest cas, les trinxeres s'excaven paral·lelament a la falla, fet que serveix per a obtenir la velocitat de desplaçament en el component direccional. Així doncs, a part d'un catàleg de terratrèmols, la tècnica paleosísmica també permet calcular el salt, la velocitat de desplaçament de la falla, i la recurrència en la que s'han produït aquests terratrèmols al llarg de la història geològica d'una falla.

9

Donades les definicions de les dues disciplines, es podria incloure la geomorfologia tectònica dins de la paleosismologia, ja que en alguns casos l'aplicació de la primera pot ajudar a determinar el nombre de sismes i la seva edat i mida (Klinger et al., 2011; Zielke et al., 2012). Aquesta classificació, però, no seria correcta del tot, ja que la geomorfologia tectònica no solament es centra en la caracterització dels terratrèmols. Actualment, a més, la paleosismologia tampoc se centra només en els terratrèmols individuals, ja que amb les tècniques que li són pròpies (excavació de trinxeres) també es poden obtenir valors de recurrència i de velocitat de desplaçament de la falla. És per aquestes incerteses a l'hora definir aquestes disciplines que, d'ara en endavant en aquesta memòria, em referiré a la morfotectònica com l'eina d'estudi de les formes del relleu; mentre que uso la paleosismologia per referir-me a aquella branca especialitzada en identificar terratrèmols i calcular altres paràmetres sísmics en el registre estratigràfic mitjançant l'exposició d'una seqüència estratigràfica afectada per la falla en trinxeres.

Control temporal de la deformació de les falles actives

La cronologia és essencial per a poder calcular taxes com ara la recurrència, o la velocitat de desplaçament de la falla. Així doncs, les tècniques de datació són un pilar fonamental per a qualsevol estudi de tectònica activa, ja que permeten obtenir alguns dels paràmetres que posteriorment s'utilitzen en l'avaluació de la perillositat sísmica.

Totes les tècniques existents actualment per a datar material quaternari tenen com a factors limitadors la disponibilitat del tipus material necessari per a obtenir l'edat de la unitat sedimentària i el rang temporal que abasten. Per exemple, el radiocarboni necessita matèria orgànica més jove d'uns 50 ka (Libby, 1955); la luminescència estimulada òpticament (Optically Stimulated Luminescence, OSL) analitza grans d'argila d'uns 0.2 µm de composició quars o feldspat (Truelsen i Wallinga, 2003); les sèries de l'urani aplicades a carbonat pedogènic són capaces de datar sòls de com a màxim 350 ka (Ludwig i Paces, 2002); i la datació per cosmogènics de superfícies necessita que aquestes no estiguin afectades per una alta taxa d'erosió (Siame et al., 2004).

La paleosismologia, desenvolupada en zones on l'Holocè enregistre diversos cicles sísmics, utilitza de manera preferent la datació de matèria orgànica (Rockwell et al., 2001; Marco et al., 2005), però, quan les unitats que es volen datar sobrepassen els 50 ka, o no hi ha disponibilitat de mostres orgàniques, s'han de combinar totes les

tècniques que hi ha hagi a l'abast. Un exemple d'aquesta pràctica és l'estudi realitzat per Moreno et al. (2015) on es combina la termoluminescència, les sèries de l'urani, el radiocarboni i els cosmogènics.

1.3.3. Falles de salt en direcció

La falla d'Alhama de Murcia és una falla de salt en direcció esquerra, i és, per aquest motiu, que en aquest apartat s'exposen les particularitats de les falles de salt en direcció. Conèixer les característiques estructurals i geomorfològiques d'aquest tipus de falles és necessari per a entendre què s'ha de tenir en compte a l'hora d'analitzar-les i calcular-ne els seus paràmetres sísmics.

Característiques estructurals

Les falles de salt en direcció són en un dels extrems de l'espectre on es poden classificar cinemàticament les falles. La direcció de desplaçament en una falla de salt en direcció és paral·lel a la direcció de la falla (Sylvester, 1988; i referències incloses). Hi ha dos tipus de falles de salt en direcció: 1) les falles de transferència, que són aquelles que formen part de límits de plaques propagant-se fins a l'astenosfera (pot ser que actuïn com a límit de plaques per elles mateixes, que absorbeixin el moviment relatiu entre dues dorsals oceàniques, o que estiguin en fosses abissals en límits de plaques on hi ha subducció); i 2) les falles transcurrents, que només afecten l'escorça i que absorbeixen la deformació entre dos blocs continentals.

Pel que fa a la deformació, les falles transcurrents es caracteritzen per tenir l'eix de màxim escurçament (P) i el de màxim estirament (R) horitzontals (Anderson, 1905), i per trobar-se en un dels extrems de la deformació (Fossen et al., 1994; Figura 1.2). A la deformació que resulta dels esforços aplicats entre dues parts contigües en què llisca una cara respecte l'altra en una direcció paral·lela a la direcció del pla de contacte se l'anomena cisallament (Riba, 1997). Hi ha dos models de cisallament, el cisallament pur (on es produeix un escurçament en un dels eixos de l'espai) i el cisallament simple (on degut a la deformació, es produeix una rotació; Figura 1.3).

En superfície (en una cobertora inicialment no deformada), les falles direccionals desenvolupen un conjunt de cinc famílies de fractures associades, a part d'altres estructures com ara plecs (Sylvester, 1988; Casas et al., 2001; i referències incloses; Figura 1.4): a) falles de salt en direcció sintètiques o Riedel (R); b) falles de salt en

direcció antitètiques o Riedel conjugades (R'); c) falles de salt en direcció secundàries sintètiques o Riedel (P); d) falles extensives a 45° de la direcció de desplaçament principal (T); i e) falles paral·leles a la direcció de desplaçament principal (Y). Durant l'evolució de la ruptura, algunes d'aquestes falles queden inactives i altres s'acaben connectant per a acabar constituint una fractura de salt en direcció semblant a la del sòcol (Wilcox et al., 1973).



Figura 1.2. Esquema dels extrems de la deformació simple. Extret de Fossen et al. (1994).



Figura 1.3. Esquema de les conseqüències del cisallament simple (*simple shear*), on hi ha rotació, i el cisallament pur (*pure shear*), on només hi ha escurçament. Extret de Ocean Drilling Program (2016).



Figura 1.4. Esquema de les famílies de fractures desenvolupades al voltant de la zona de deformació principal. Les fletxes externes representen el moviment relatiu dels blocs que limiten la zona de cisallament. Figura modificada de Casas et al. (2001). Llegenda: R, falles de salt en direcció Riedel; R', falles de salt en direcció antitètiques o Riedel conjugades; P, falles de salt en direcció secundàries sintètiques o Riedel; T, falles extensives a 45° de la direcció de desplaçament principal; i Y, falles paral·leles a la direcció de desplaçament principal.



Figura 1.5. Elements tectònics associats a les inflexions compressives i a les inflexions extensives. Figura extreta de Cunningham i Mann (2007).

Existeixen casos intermedis entre les falles de salt en direcció i les falles amb salt en la direcció de cabussament (Figura 1.2; Fossen et al., 1994). Aquests casos responen a la deformació transpressiva o transtensiva segons si l'esforç aplicat és compressiu o de tensió, respectivament. D'aquesta deformació en resulten falles amb un salt oblic respecte al pla de falla, que es pot descompondre en un component horitzontal i un de vertical. La combinació d'una falla de salt en direcció amb esforços compressius o de tensió, en molts casos, i degut a petites variacions de la direcció de falla principal, resulta en una gran varietat d'estructures (Figura 1.5; Cunningham i Mann, 2007).
Moltes d'aquestes estructures es classifiquen en dos grans grups, les inflexions compressives (traducció literal de *restraining bend*) i les inflexions extensives (*releasing bend*).

Característiques geomorfològiques

Les falles de salt en direcció (pures o amb un component vertical) es caracteritzen per tenir associats escarpaments, valls lineals i altres depressions paral·leles a la falla principal, zones enfonsades i crestes de pressió, entre d'altres (Figura 1.6; Wesson et al., 1975). Una de les característiques més significatives són les deformacions que pateixen els canals de drenatge (o altres elements lineals) i la xarxa de drenatge en general en creuar la falla: desplaçaments dels canals i cursos de riu sense capçalera (Figura 1.7), colzes de captura, i altres flexions dels rius i torrents (algunes d'elles fortament influenciades per altres elements morfològics, com ara crestes de pressió; Wallace, 1968; Silva, 1994; Zielke et al., 2015; i referències incloses). La importància de l'anàlisi de la xarxa de drenatge s'amplia en l'*apartat 2.5*.



Figura 1.6. Característiques geomorfològiques associades a les falles de salt en direcció. Figura extreta de Wesson et al. (1975). Traducció: linear valley, vall lineal; shutter Ridge, cresta de pressió; offset drainage channel, canal desplaçat; scarp, escarpament; beheaded stream, riu sense capçalera; sag pond, zona entollada; spring, surgència; bench, lleixa; linear valley, vall lineal; older fault trace, traça de falla antiga.



Figura 1.7. Desplaçament de dos segments de canals (b i c) respecte al segment aigües amunt a l'altre bloc de la falla (segment a). Al segment c li manca capçalera, fet que justifica el desplaçament identificat.

1.4. Context geològic

Aquesta tesi es centra en la falla d'Alhama de Murcia (FAM), una falla direccional esquerra de 87 km de longitud (Martínez-Díaz et al., 2012b) que s'emplaça a la part oriental de la serralada Bètica.

La serralada Bètica, juntament amb les muntanyes del Rif del nord d'Àfrica i el mar d'Alboràn, forma part de l'Arc de Gibraltar (Figura 1.8). L'Arc de Gibraltar i les conques que engloba es van formar entre el Miocè inferior i el superior com a conseqüència de la col·lisió alpina entre el domini d'Alboran i els dominis Magrebí i Ibèric (Figura 1.8; Balanyá i García-Dueñas, 1987; Lonergan i White, 1997; Faccenna et al., 2004; Booth-Rea et al., 2007). Actualment, d'acord amb dades geodèsiques i tectòniques, la convergència entre les plaques africana i euroasiàtica es produeix a una velocitat de 4-6 mm/a i amb una direcció nord-oest (McClusky et al., 2003; Serpelloni et al., 2007; DeMets et al., 2010; Argus et al., 2011; Nocquet, 2012).

La serralada Bètica es divideix en tres dominis: les Zones Internes, les Zones Externes i les unitats del Flysch (Figura 1.8). Les Zones Internes, a la vegada, estan constituïdes per tres complexes sobreposats (el Nevadofilàbride, l'Alpujárride i el Maláguide) formats per roques del Paleozoic i del Mesozoic metamorfitzades. Els materials de les Zones Externes són més joves (Mesozoic i Terciari) i no estan afectats pel metamorfisme, tot i haver patit deformació tectònica.

En la part sud-est de les Bètiques, entre el Burdigalià i el Tortonià inferior van ocórrer dos episodis extensionals quasi ortogonals entre ells (NO-SE i SO-NE; Martínez-Martínez i Azañón, 1997; Rodríguez-Fernández et al., 2012). Les conques marines intramuntanyoses, com ara Lorca, Fortuna, Mazarrón o Vera situades a les Bètiques Orientals, es van formar durant aquest període extensional (Rodríguez-Fernández et al., 2012). Les falles extensionals relacionades amb aquesta extensió van ser segellades per carbonats i conglomerats deltaics entre el 7,8-7,6 Ma durant la crisi marina del Tortonià (Krijgsman, 2000; Booth-Rea et al., 2004).

El període neotectònic en les Bètiques va iniciar-se fa 9 Ma amb una compressió de direcció d'escurçament NNO-SSE entre les plaques africana i euroasiàtica. La inversió tectònica resultant ha quedat enregistrada en els carbonats del final del Tortonià i en els plecs que afecten a sediments messinians (Weijermars et al., 1985; Booth-Rea et al., 2004). Dins el període neotectònic actual, s'hauria produït un canvi en el moviment de les plaques Euroasiàtica i Africana fa 3 Ma, i en el darrer milió d'anys la direcció de convergència entre les dues plaques hauria rotat 20° en el sentit contrari a les agulles del rellotge (Calais et al., 2003). Això hauria provocat una disminució del 25% en la taxa de convergència, i la direcció relativa final entre ambdues plaques seria més obliqua que la del Pliocè. Aquestes dades, a més, són coherents amb la rotació antihorària de la direcció de compressió pel període pliocè-quaternari deduïda a Algèria (Meghraoui et al., 1986).

La Zona de Cisalla de las Bètiques Orientals (ZCBO) és una zona de cisalla associada a la convergència entre les plaques africana i euroasiàtica. De nord a sud està formada per les falles de Bajo-Segura, Carrascoy, Los Tollos, Alhama de Murcia, Palomares i Carboneras (Figura 1.8; Bousquet, 1979; De Larouzière et al., 1988; Masana et al., 2005; Insua-Arévalo et al., 2015). Totes les falles d'aquest sistema, excepte la falla de Bajo Segura que és un encavalcament cec, són falles de salt en direcció amb un menor component invers i una direcció NE-SW. Aquestes falles absorbeixen part de l'escurçament (fins a un 31 %) provocat per la convergència entre les plaques Europea i Africana (Masana et al., 2004; i referències incloses).

El relleu actual de les Bètiques Orientals és el resultat de la interacció entre els processos externs, la tectònica extensional i la inversió tectònica posterior, i està caracteritzat per una estructura de conques i serralades, on les conques estan reblertes de sediments neògens i quaternaris (*basin and range*; Montenat et al., 1990; Booth-Rea et al., 2004; Meijninger i Vissers, 2006).



Figura 1.8. Situació geològica regional de la falla d'Alhama de Murcia. Mapa geològic de les Bètiques Orientals. Extreta i modificada de Booth-Rea et al. (2004). S'indica l'acrònim en anglès de les falles pertanyents a la Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals: CF, falla de Carboneras; PF, falla de Palomares; CAF, falla de Carrascoy; BSF, falla del Bajo Segura.

1.4.1. La falla d'Alhama de Murcia

La falla d'Alhama de Murcia (FAM) és una falla de salt en direcció esquerra amb component vertical (Bousquet, 1979; Silva, 1994; Martínez-Díaz, 1998) que es troba en les Zones Internes de la serralada Bètica i forma part de la Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals (ZCBO). La direcció de màxim escurçament horitzontal des del Tortonià és de N 150° (Martínez-Díaz et al., 2012b).



Figura 1.9. Situació geogràfica i geològica de la falla d'Alhama de Murcia (FAM): A) Península Ibèrica; B) Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals (ZCBO) i falles que la conformen en negreta (FC, falla de Carboneras; FP, falla de Palomares; FLT, falla de Los Tollos; FCa, falla de Carrascoy; FBS, falla del Bajo Segura) descarregades de la base de dades de la QAFI (versió 3; IGME, 2015); C) principals accidents geogràfics associats a la FAM; D) mapa sísmic d'una part de la ZCBO, que inclou la FAM, la fletxa indica la direcció de convergència entre les plaques euroasiàtica i africana segons el model NNR-MORVEL56 (Argus et al., 2011); la sismicitat està descarregada de l'IGN (2016) i els mecanismes focals s'han extret de Stich et al. (2003, 2010) i de Martín et al. (2015).

La FAM va ser inicialment definida per Montenat (1973) que la va cartografiar entre les poblacions d'Alcantarilla i Alhama de Murcia (Figura 1.9). Posteriorment es va observar que la falla tenia continuïtat cap al sud-oest fins a Huercal – Overa i cap al nord-est, on estudis geofísics conclouen que podria arribar fins a Abanilla (Gauyau et al., 1977). El pla de falla cabussa cap al nord-oest, tot i que algunes traces de falla tenen un cabussament oposat (Martínez-Díaz, 1998; López-Comino et al., 2012; Martínez-Díaz et al., 2012b). Els materials afectats per la FAM són els complexes Alpújarride i Maláguide, presents en les serralades (formades també per materials neògens); les formacions del Miocè superior; i els dipòsits quaternaris en la depressió del Guadalentín (Figura 1.10; Bousquet, 1979).

La falla d'Alhama de Murcia és una de les principals estructures que es van formar durant la inversió tectònica, reactivant una falla extensional prèvia que va controlar la formació de les conques de Lorca i de Fortuna (Figura 1.9), i que al sud-est limitava el relleu positiu existent on actualment hi ha la depressió del Guadalentín (Montenat et al., 1987; Silva, 1994; Martínez-Díaz, 1998). Alguns autors proposen que la FAM va iniciar la seva activitat compressiva durant el Miocè superior, provocant d'aquesta manera la discontinuïtat a la base dels carbonats tortonians de la Formació Tercia (Montenat et al., 1990). No obstant això, la discontinuïtat encara estaria relacionada amb l'extensió, i d'aquesta manera la FAM hauria començat la seva activitat posteriorment a la finalització del Tortonià (Lonergan i Schreiber, 1993; Meijninger i Vissers, 2006). Els primers ventalls al·luvials associats a la FAM són d'edat pleistocena (Silva et al., 1992a), per tant, probablement, l'activitat de la falla es va iniciar en el Pliocè o en l'inici del Quaternari (Figura 1.11; Bousquet, 1979; Meijninger i Vissers, 2006).



Figura 1.10. Mapa geològic de la falla d'Alhama de Murcia, en un MDT de 4 m de resolució creat a partir de les dades del projecte NatMur-08 (Dirección General de Patrimonio Natural y biodiversidad de la Región de Murcia, 2008). Pobles, principals serralades, conques i segments de falla indicats.



Figura 1.11. Esquema mostrant les principals estructures i relleus existents a la part central de la falla d'Alhama de Murcia (FAM) en el Pleistocè. S'observa el relleu relicte de la serralada Espuña, com la FAM, controla la sedimentació dels ventalls al·luvials. Extret de Ferrater et al. (2015a).

Diversos autors suggereixen un canvi en el camp d'esforços que afecten la falla dins del període neotectònic local (Figura 1.12). Mitjançant dades microtectòniques, Bousquet i Phillip (1976) i Armijo (1977) interpreten que la direcció d'escurçament des del Pliocè ha variat entre NO-SE i NE-SO, i que la direcció de màxim escurçament ha variat entre NE-SO i NNE-SSO durant el Pliocè superior. Aquestes direccions permetien a la FAM moure's com a falla direccional. La rotació del camp d'esforços durant el Quaternari cap a NNO-SSE va fer augmentar el component vertical de desplaçament. Altres autors, a partir del sentit de moviment de les fractures i de la correlació de dades d'aflorament, suggereixen l'ocurrència de dues rotacions de la direcció de màxim escurçament entre NNO-SSE i NNE-SSO (Bousquet i Phillip, 1976; Ott d'Estevou i Montenat, 1985; Montenat et al., 1987, 1990). Per altra banda, Martínez-Díaz (2002) creu que les dades observades per altres autors i per ell mateix es podrien haver produït sota un mateix camp d'esforços vigent des del Miocè superior, la direcció de màxim escurçament del qual seria NNO-SSE. Els processos involucrats que proposen són: a) la interacció entre falles contigües; b) la diferència del moviment dels diferents blocs en l'horitzontal; c) les dissemblances en les taxes d'aixecament; d) l'extensió local que causen les flexions en superfície; i e) el porpoising effect (Crowell i Sylvester, 1979). Aquest efecte es dóna quan un volum de roca, que s'ha desplaçat al llarg de la falla, conté estructures generades per diferents tensors d'esforços a causa únicament dels canvis locals en la direcció de la falla, sense que el camp d'esforços regional ni la cinemàtica de la falla hagin canviat.



Figura 1.12. Figura extreta de Martínez-Díaz et al. (2012b) on es mostren les dades dinàmiques i cinemàtiques disponibles en la bibliografia per a la falla d'Alhama de Murcia. Les fletxes petites són les orientacions dels esforços horitzontals deduïdes per Bousquet i Phillip (1976) i Armijo (1977) a partir de dades microtectòniques. Les fletxes blanques representen els vectors de desplaçament horitzontals obtinguts per Rutter et al. (1986). Les fletxes amb un número són els vectors de velocitat extrets a partir de models: 1: Calais et al. (2003); 2: Serpelloni et al. (2007); 3: DeMets et al. (1994); 4: Jiménez-Munt et al. (2003) (est. Alicante); 5: Koulali et al. (2011) (1 a 4 on Euràsia és estable; 5 la placa africana és estable); 6: Khazaradze et al. (2008); 7: Jiménez-Munt i Negredo (2003). Mecanismes focals extrets de l'Instituto Geográfico Nacional.

La FAM és una falla activa sismogènica puix que ha provocat terratrèmols recents, tant històrics com instrumentals. Els terratrèmols històrics més significatius (intensitat EMS major a VII) són els de 1743 i 1746 a Alcantarilla, 1907 a Totana i 1579, 1674 (I = VIII EMS, European Macroseismic Scale) i 1818 a Lorca (IGN, 2016; Figura 1.9). El 90 % dels terratrèmols que es registren en la zona (instrumentals) són poc profunds (menys de 20 km de fondària; Martínez-Díaz, 1998). El major terratrèmol instrumental va succeir l'11 de maig del 2011 a prop de Lorca i va ser de magnitud moment Mw 5,2 i d'intensitat EMS màxima VII (López-Comino et al., 2012; Martínez-Díaz et al., 2012a).

Aquest sisme va tenir un precursor de magnitud moment Mw 4,5 i el mecanisme focal de tots dos esdeveniments va ser el propi de les falles laterals amb un component vertical (Figura 1.9; IGN, 2016). A més a més, les anàlisis de GPS (*Global Positioning System*) i DInSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*) han revelat que durant aquests sismes es va produir una deformació co-sísmica vertical d'entre 3 i 4 cm (Frontera et al., 2012). No hi ha registre que cap dels terratrèmols catalogats hagi provocat una ruptura superficial (Silva et al., 1997; Martínez-Díaz et al., 2012b).

Les principals conques i serralades associades a la FAM són les conques de Lorca i Fortuna, i les serralades de Las Estancias, La Tercia i Espuña (Figura 1.9). Actualment la FAM delimita aquestes serralades i conques de la depressió del Guadalentín. Els elements geomorfològics relictes relacionats amb l'extensió miocena són fronts muntanyosos d'orientació NO-SE i SO-NE associats a falles extensives que delimitaven la serralada d'Espuña (Lonergan i Schreiber, 1993) dels ventalls al·luvials que s'hi van desenvolupar al peu (Booth-Rea et al., 2004). El relleu de la serralada de La Tercia es va començar a crear com a conseqüència de la inversió tectònica de la FAM. L'aixecament de les serralades i la seva conseqüent erosió va provocar la sedimentació de ventalls al·luvials d'edat Pleistocè a Holocè.

A més a més, la inversió tectònica patida per la zona provoca que la xarxa fluvial s'hagi d'adaptar al nou relleu, mitjançant captures fluvials. Aquestes captures queden evidenciades en el relleu com a cluses mortes (*wind gaps*), canvis bruscs en la direcció dels rius i incisions fluvials anòmales. Les successives captures es produeixen en direcció nord-oest com a resposta al descens del nivell de base relacionat amb l'activitat de la falla d'Alhama de Murcia (Ferrater et al., 2015a).

La sedimentació quaternària en la depressió del Guadalentín és principalment de caràcter al·luvial. Durant el Pliocè-Pleistocè, el riu Guadalentín desembocava directament a la mar Mediterrània, però una reestructuració tectònica d'edat pleistocena en els marges de la depressió va crear una zona endorreica al nord de Totana que es va prolongar fins a 6900-6500 anys BP (Figura 1.13; Silva et al., 1996). Silva et al. (1992b) van descriure tres fases al·luvials principals al llarg de la depressió del Guadalentín des del Pleistocè.

La primera fase (Pleistocè mitjà, >330 ka; Sohbati et al., 2011; Ortuño et al., 2012) es caracteritza per uns conglomerats transportats per corrents d'arrossegalls i que

22

actualment presenten calcretes (Alonso-Zarza et al., 1998). Geomètricament es troben disposats en forma de bisell retroactiu (*offlap;* Figura 1.14), és a dir, els estrats es van exhaurint progressivament per tasconament en una posició cada cop més propera al centre de la conca (Riba, 1997). Aquests ventalls es troben en la terminació septentrional de la falla d'Alhama de Murcia (G5-G6; Ortuño et al., 2012) i entre les poblacions de Lorca i Totana compresos entre dues traces. El desenvolupament dels ventalls va ser controlat tectònicament.



Figura 1.13. Principals estadis evolutius del drenatge durant l'Holocè en la depressió del Guadalentín. Les canalitzacions artificials més significatives realitzades al s. XVII són el canal de Alcanara, que uneix el riu Guadalentin i el Sangonera, i el de Pareton. Figura extreta de Silva et al. (1996).



Figura 1.14. Geometria de les fases al·luvials descrita per Silva et al. (1992b). Durant la primera fase es va produir *offlap*, durant la segona *onlap* proximal i durant la tercera *onlap* distal.

La segona fase també està relacionada amb corrents d'arrossegalls però la disposició, segons Silva et al. (1992b), és en bisell d'agradació (*onlap*; relació geomètrica basal discordant en la qual els estrats es van exhaurint progressivament per tasconament a la superfície basal de sedimentació inclinada cap al centre de conca; Riba, 1997; Figura 1.14). L'edat dels sediments que conformen aquesta fase estaria compresa entre 106-290 ka (Pleistocè mitjà-superior; Sohbati et al., 2011; Ortuño et al., 2012). Tot i que en aquests ventalls s'hi observa un cert grau de cimentació, no s'hi han arribat a

desenvolupar calcretes (Alonso-Zarza et al., 1998). Aquests ventalls són els principals dipòsits en les zones sud i central de la depressió.

Finalment, la litologia de la tercera fase al·luvial són sorres i graves de dipòsits laminars d'inundació (*sheet flood*) amb intercalacions de graves fluvials. Aquesta fase es caracteritza perquè els rius s'encaixen en els ventalls del Pleistocè mitjà i sedimenten distalment en la depressió del Guadalentin (Figura 1.14; Silva et al., 1992b; Silva, 1994; Martínez-Díaz et al., 2003). S'observa la migració dels punts d'intersecció (allà on el flux passa d'estar encaixat a estar en forma de lòbul) aigües avall i per la formació de sistemes de ventalls telescòpics en direcció als ambients palustres del centre de la depressió. La cronologia d'aquesta fase abasta des del Pleistocè superior (<100 ka) fins a l'actualitat (Calmel-Avila, 2002; Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004; Silva et al., 2008). En els sectors sud i central les condicions palustres i l'agradació es van mantenir fins el 2500-2300 BC (Silva et al., 2008). A partir d'aquell moment es va iniciar la incisió fluvial al nord de Totana. Al voltant de Totana les condicions semi-endorreiques es van mantenir fins al segle XVI. Al llarg del segle XVII es van produir unes canalitzacions artificials per a unir el riu Guadalentín i el Sangonera (Silva et al., 1996).

La sedimentació actual està caracteritzada per molts canals i rambles que alimenten els ventalls al·luvials desenvolupats al peu de les serralades (Harvey, 1990; Silva et al., 1992a). En la majoria dels casos, els canals dels ventalls estan desconnectats del riu Guadalentín que constitueix el nivell de base, i fins i tot en les zones sud i central de la depressió hi predominen les condicions endorreiques.

Diversos autors proposen una segmentació de la falla d'acord amb criteris sísmics, geomorfològics, d'orientació i de la complexitat de la seva traça en diferents sectors (Silva, 1994; Martínez-Díaz, 1998; Martínez-Díaz et al., 2012b; i referències incloses). De sud a nord els segments són (Figura 1.10): 1) Goñar – Lorca (28 km), conformat per una terminació en cua de cavall en el seu extrem sud-oest (aquest segment pot ser dividit en dos sub-segments la separació dels quals es produeix en la Rambla de los Pintados, Silva, 1994), amb el relleu de la serralada de Las Estancias al nord i una sismicitat moderada; 2) Lorca-Totana (23 km), on la falla es divideix en dues falles principals (la branca nord, NFAM i la franca sud, SFAM; Martínez-Díaz, 1998) i una falla frontal que separa la serralada de la Tercia i la depressió del Guadalentín, i amb la

màxima concentració de terratrèmols de la zona; 3) Totana-Alhama de Murcia (11 km), caracteritzada per més d'una traça de falla en superfície i la presència de la serralada d'Espuña; i 4) Alhama de Murcia-Alcantarilla (17-25 km), on l'expressió geomorfològica de la falla és mínima.

A part dels estudis morfotectònics i paleosísmics realitzats al llarg de la falla d'Alhama de Murcia i mencionats en la introducció i dels que es mencionen més endavant, en aquesta falla s'hi han realitzat altres estudis amb l'objectiu de caracteritzar la seva activitat sísmica, sobretot a partir del terratrèmol de l'any 2011. La majoria de les publicacions se centren en els efectes ambientals del terratrèmol (EEE), com poden ser esllavissades o caigudes de roques (Alfaro et al., 2012a; Rodríguez-Peces et al., 2014); o en els efectes estructurals en edificis i altres construccions (Giner-Robles et al., 2012; Rodríguez-Pascua et al., 2012a). A més a més, s'han realitzat molts estudis dedicats a la caracterització de la sèrie sísmica de l'11 de maig del 2011. Entre aquests, cal destacar (per la controvèrsia social que va generar) González et al. (2012), que atribueix la ocurrència del terratrèmol a causes antròpiques associades a l'explotació de l'aqüífer del Guadalentín.

Echeverria et al. (2013) a partir d'estacions GPS (*Global Positioning System*) de la xarxa CuaTeNeo suggereixen que la velocitat de desplaçament horitzontal de la FAM està lleugerament per sota dels $1,5 \pm 0,3$ mm/any, ja que calculen que aquest valor de velocitat el causa la combinació de la contribució d'aquesta falla i la falla de Palomares.

1.5. Estructura de la memòria

Per tal d'assolir els objectius plantejats (*apartat 1.2*), aquesta memòria s'estructura en quatre blocs. En el primer bloc es calculen els desplaçaments observats en elements lineals (*Capítols 2* i *3*), en el segon es daten les unitats afectades per la falla per tal de donar un control temporal als canals desplaçats (*Capítols 4* i *5*), en el tercer es calculen els paràmetres sísmics (Capítol 6) i en el quart es discuteixen els resultats (*Capítol 7*) i se n'enumeren les principals conclusions (*Capítol 8*). Al final de la memòria s'hi adjunten els *Annexes*. Les propostes metodològiques que es descriuen en aquesta tesi es detallen en els seus capítols corresponents, segons al tipus d'anàlisi a què facin referència.

En el *Capítol 2* es realitza una anàlisi morfotectònica de la zona de falla de la FAM (que inclou una cartografia de la falla i de les unitats recents adjacents) enfocada principalment a mesurar elements lineals, especialment canals, desplaçats per l'activitat de la falla. Per a fer-ho, a part de les fotografies aèries antigues, es disposa d'uns Models Digitals del Terreny creats justament per a ser utilitzats amb aquesta finalitat. Es proposa una metodologia per a caracteritzar la qualitat dels elements lineals per tal d'uniformitzar els criteris descriptius en aquests tipus d'anàlisis.

El *Capítol 3* es dedica a l'estudi paleosísmic en la localitat de El Saltador. S'hi excaven i analitxen trinxeres per a identificar canals en el registre estratigràfic (en aquest cas enterrats) que hagin estat desplaçats per la FAM. Les campanyes paleosísmiques realitzades suposen una gran oportunitat per al disseny d'una nova tècnica de mesura del desplaçament en elements enterrats que en redueixi les incerteses. Aquesta nova metodologia permet mesurar el desplaçament tridimensional dels canals, així com els seus components lateral i vertical. Gràcies a l'excavació de les trinxeres també s'amplia el catàleg paleosísmic de la FAM.

Les tècniques de datació emprades en el marc d'aquest projecte de tesi, juntament amb els seus resultats, es presenten en el *Capítol 4*. Les tècniques utilitzades són el radiocarboni, la luminescència estimulada òpticament i les sèries de l'urani aplicades a petites quantitats de carbonat pedogènic. El nou control temporal permet atorgar una edat tant als ventalls al·luvials on s'encaixen els canals en superfície, com a les unitats que les trinxeres paleosísmiques fan aflorar.

En el *Capítol 5* es posen les bases per a una crono-seqüència regional de sòls gràcies a la descripció de sis perfils edàfics i a les edats obtingudes mitjançant la datació de petites quantitats (mil·ligrams) de carbonat pedogènic amb les sèries de l'urani. Aquesta tècnica data precisament l'edat del sòl, fet que permet calibrar la crono-seqüència. La creació d'aquesta eina possibilitarà una datació relativa molt fiable, més econòmica i en un temps de processat menor.

El càlcul dels paràmetres sísmics de la falla d'Alhama de Murcia es duu a terme en el *Capítol 6*. La principal novetat que es presenta és el càlcul, de manera directa i precisa, de la velocitat de desplaçament lateral. També s'actualitzen els valors de velocitat de desplaçament total i vertical, i la recurrència de la falla. Una altra innovació és el càlcul del salt per esdeveniment gràcies a la integració dels valors de recurrència i de velocitat

de desplaçament obtinguts en les trinxeres paleosísmiques. Finalment, s'aproxima la magnitud màxima esperada per la falla a partir de la longitud de la falla i de la velocitat de desplaçament aplicant les relacions empíriques disponibles.

La discussió de tots els resultats obtinguts, centrada en les implicacions locals, regionals i globals dels paràmetres sísmics calculats en aquesta tesi, s'exposa en el *Capítol 7*. En aquest capítol també es comparen les metodologies d'anàlisi aplicades en aquesta tesi, s'enumeren les millores metodològiques que s'hi proposen, i finalment es discuteix la relació entre els processos externs (sedimentació/erosió i formació d'un sòl) i les variacions climàtiques.

La memòria finalitza amb les conclusions en anglès dels resultats (*Capítol 8*) i, posteriorment, els *Annexes*. En aquests s'adjunten: a) les publicacions científiques, realitzades durant el curs de la tesi i que tenen relació amb la mateixa, b) els codis dels programes creats, c) el catàleg complet dels elements geomorfotectònics analitzats i d) les anàlisis de laboratori.

Els resultats obtinguts en aquest projecte doctoral s'han presentat en diversos congressos i articles en revistes científiques, quatre dels quals es destaquen a continuació, perquè els resultats que s'hi exposen s'han inclòs en la memòria:

- Ferrater, M., Arrowsmith, R., Masana, E. (2015). Lateral offset quality rating along low slip rate faults: application to Alhama de Murcia fault (SE Iberian Peninsula). Remote Sensing, 7, 14827-14852. Doi: 10.3390/rs71114827
- Ferrater, M., Echeverría, A., Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Sharp, W.D. (2016). A 3D measurement of the offset in paleoseismological studies. Computers & Geosciences, 9, 156-163, doi.org/10.1016/j.cageo.2016.02.024.
- Ferrater, M., Ortuño M., Masana, E., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J.J., Echeverría, A., Rockwell, T., Sharp, W.D. (2016). Refining seismic parameters in low seismicity areas by 3D trenching: the not so slow Alhama de Murcia fault, SE Iberia. Tectonophysics, 680, 122-128. Doi: 10.1016/j.tecto.2016.05.020
- Ferrater, M., Ortuño M., Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., García-Meléndez, E., Echeverría, A., Rockwell, T., Sharp, W.D., Medialdea, A., Rhodes, E. (major revision Quaternary International). Slip-rate estimation along a slow-moving fault combining paleoseismological 3D trenching and morphotectonic analysis: the strike-slip Alhama de Murcia fault (SE Iberian Peninsula)

2 Anàlisi morfotectònica de la zona de falla de la FAM: Cartografia de la falla i mesura del desplaçament en elements lineals

In this chapter, I map the fault and the Quaternary units affected by the fault, and undertake a morphotectonic analysis of the offset elements. I described the proposed methodology to characterize and measure the offsets in order to improve the future discussion in calculations of the slip rate of the fault

2.	ANÀLISI MORFOTECTONICA DE LA ZONA DE FALLA DE LA FAM: CARTOGRAFIA DE			
LA	FALLA I	MESURA DEL DESPLAÇAMENT EN ELEMENTS LINEALS	31	
	2.1.	Introducció	31	
	2.2.	Antecedents		
	2.3.	Metodologia d'obtenció de models digitals i altres bases topogràfiques necessàries sob	re les	
	quals s'	ha realitzat l'anàlisi geomorfològica	35	
	2.3.1	. Models digitals a partir de Light Detection and Ranging (lidar)		
	E	specificacions del núvol de punts obtingut a la zona de falla d'Alhama de Murcia		
	C	lassificació del núvol de punts		
	C	reació dels models digitals		
	Ν	lodels finals	41	
	2.3.2	. Altres dades utilitzades per a la cartografia	42	
	0	rtofotografies creades a partir de les fotografies aèries antigues	43	
	C	reació de MDS a partir de les fotografies aèries del 1956	44	
	2.4.	Cartografia de la zona de falla d'Alhama de Murcia	44	
	2.4.1	. Cartografía de la Falla d'Alhama de Murcia (FAM)	45	
	G	oñar – Lorca	45	
	L	orca-Totana	50	
	Т	otana-Alhama de Murcia	54	
	А	lhama de Murcia-Alcantarilla	54	
	2.4.2	. Cartografia dels ventalls al·luvials associats a la FAM.	56	
	G	oñar-Lorca	58	
	L	orca-Totana	59	
	Т	otana-Alhama de Murcia	60	
	А	lhama de Murcia-Alcantarilla	60	
	2.5.	Identificació i mesura dels elements desplaçats lateralment	61	
	2.5.1	. Metodologia	63	
	P	roposta metodològica per a falles lentes	67	
		Mesura del desplaçament i la seva incertesa aleatòria	67	
		Qualitat subjectiva	68	
		Qualitat objectiva	69	
	P	rogramari utilitzat per a realitzar les mesures	74	
		Mesura amb el LaDiCaoz	74	
	Ν	lesura de desplaçaments al camp	77	
	2.5.2	. Catàleg de desplaçaments	78	
	2.5.3	. Revisió i discussió de la metodologia emprada	83	
	R	elació entre la mesura i la seva incertesa		
	D	iferències entre els tipus de qualitat		
	Pa	articularitats dels paràmetres de la qualitat objectiva	85	
	C	orrelació i resum		
		Comprovació realitzada amb altres dades	89	
	2.5.4	. Discussió resultats		

2. Anàlisi morfotectonica de la zona de falla de la FAM: Cartografia de la falla i mesura del desplaçament en elements lineals

2.1. Introducció

Un dels objectius de la tesi és calcular la velocitat de la falla d'Alhama de Murcia (FAM). El procediment escollit és mesurar el desplaçament d'elements lineals l'edat dels quals és coneguda. En aquest capítol, els elements que s'identifiquen són majoritàriament canals en la superfície topogràfica, actius o no. S'assumeix que s'encaixen sense cap desviació i, per tant, el desplaçament inicial és zero, és a dir, tota la deformació que presenta l'element en l'actualitat es deu a l'activitat de la falla. Aquí es mesuren aquests desplaçaments, en el *Capítol 4* s'obtenen les edats aproximades dels elements desplaçats, i en el *Capítol 6* es calcula la velocitat de desplaçament de la FAM.

Per tal d'assolir aquesta finalitat, el capítol s'ha estructurat principalment en quatre punts, on en el primer s'exposen els estudis morfotectònics prèviament realitzats a la FAM. La cartografia d'aquests elements requereix un bon suport pel que fa als models digitals i a les fotografies aèries. És per aquest motiu que en el segon apartat s'enumeren les dades emprades. Es posa especial èmfasi en la descripció dels Models Digitals del Terreny (MDT) construïts a partir d'un núvol de punts adquirit amb lidar aerotransportat per a tal finalitat. La gran resolució d'aquests MDT (0,5 m de cel·la) permet la identificació de desplaçaments molt petits i la definició acurada de la seva morfologia. Aquests models s'han recolzat amb les fotografies aèries antigues i ortofotografies basades en aquestes.

Es dedica un altre punt a la cartografia de la falla i dels ventalls al·luvials quaternaris de la zona. L'estructura de la falla és molt important per a poder discernir aquells desplaçaments tectònics d'aquelles desviacions dels rius degudes a altres causes. La cartografia dels ventalls al·luvials és imprescindible per a poder decidir quins són més adequats per a ser datats numèricament, i poder relacionar aquells de la mateixa generació i per tant d'edats semblants.

Finalment, es presenta el catàleg d'elements desplaçats per l'acció de la falla. En realitzar les mesures i caracterització dels elements segons els procediments més utilitzats, s'observa la seva caracterització no és prou acurada i no s'adapta a les particularitats dels desplaçaments en aquest tipus de falles. És per aquest motiu que aquí es proposa una nova metodologia per a descriure en detall els elements desplaçats que s'explica a l'inici de l'*apartat 2.5*. Immediatament es detalla com s'han fet les mesures i es presenta el catàleg dels desplaçaments. Per cloure l'apartat es discuteixen tant la metodologia proposada com les mesures obtingudes.

2.2. Antecedents

Silva (1994) va realitzar el primer catàleg d'elements geomorfològics desplaçats per l'activitat de la falla d'Alhama de Murcia, en la seva majoria canals. Aquest autor va dividir els diferents tipus de desplaçaments en cinc grups: desplaçaments *sensu stricto*, deflexions, desviacions i divergències dels canals, i cursos de rius decapitats. A més a més, va identificar altres característiques anòmales en la xarxa de drenatge, com són les valls penjades, els canvis bruscs en els perfils longitudinals dels torrents, les rectificacions dels cursos fluvials, les inflexions, les difluències, els colzes de captura i els encaixaments anòmals del drenatge.

Martínez-Díaz (1998), Martínez-Díaz et al. (2003) i Ortuño et al. (2012) aconsegueixen estimar els primers valors de velocitat de desplaçament lateral de la FAM basats en dades geomorfològiques. Aquests valors tenen molt d'error degut a les grans aproximacions temporals que es fan per al càlcul de la taxa. Addicionalment, compten amb un catàleg molt reduït de desplaçaments, fet que fa augmentar les incerteses. Concretament, Martínez-Díaz (1998) calcula una velocitat lateral mínima de 0,6 m/ka a partir d'un desplaçament de més de 600 m en la rambla Alta i suposant una edat màxima per a la xarxa fluvial d'1 Ma (Figura 2.1). Martínez-Díaz et al. (2003) obtenen un valor de 0,21 mm/a per a la traça sud del segment Lorca-Totana, considerant uns canals desplaçats una mitjana de 26,7 m amb una edat propera al límit entre el Pleistocè mitjà i superior (Figura 2.2). Finalment, a la terminació meridional de la falla, Ortuño et al. (2012) identifiquen dos canals desplaçats en la traça nord (NFAM) de la cua de cavall d'entre 350 i 440 m i dos en la traça sud (SFAM) de 127 i 77 m (Figura 2.3), que els permeten estimar velocitats d'entre 0,45 i 1,06 mm/a.



Figura 2.1. Desplaçament mesurat en la rambla Alta, al sud de la ciutat de Lorca, per Martínez-Díaz (1998). La deformació tectònica acumulada en aquesta rambla és superior als 600 m.



Figura 2.2. Desplaçaments mesurats per Martínez-Díaz et al. (2003) en el ventall del Saltador entre les poblacions de Lorca i Totana. El desplaçament mitjà mesurat és 26,7 m utilitzant les barres de color gris, i considerant que el desplaçament número 8 (de ~130 m) és un valor extrem.



Figura 2.3. Desplaçaments mesurats per Ortuño et al. (2012) en la part meridional de la falla d'Alhama de Murcia. A) Desplaçaments causats per la traça NAMF en les rambles Bermeja i de Carrascos; B) desplaçaments de 127 ± 6 m i 77 ± 10 m causats per la SAMF en dos canals. En el canal desplaçat 127 m, es considera que la falta de capçalera del tram de riu aigües avall és un criteri suficient per a considerar que és un canal abandonat degut al moviment lateral esquerre de la falla.

Recentment, un estudi arqueosismològic a les proximitats de Totana (el segment Totana-Alhama de Murcia; Figura 1.9) ha permès obtenir els primers valors de desplaçament lateral per aquest segment, concretament d'una de les seves traces (0,024-0,039 mm/a; Ferrater et al., 2015b). L'element desplaçat que es va mesurar en aquest cas és un mur prehistòric de la cultura argàrica (Figura 2.4). En el mateix estudi, es va identificar un terratrèmol datat al voltant del 1550 aC que podria haver tingut una magnitud moment de $6,4 \pm 0,1$ i una intensitat de IX ESI-07 (*Environmental Seismic Intensity Scale*).



Figura 2.4. Desplaçament de 20 cm d'un dels murs del jaciment arqueològic de La Tira del Lienzo, en el segment Totana-Alhama de Murcia. Aquest antic poblat es troba situat dalt d'un turó travessat per una de les traces de la falla d'Alhama de Murcia al nord de la població de Totana. Figura extreta de Ferrater et al. (2015b).

2.3. Metodologia d'obtenció de models digitals i altres bases topogràfiques necessàries sobre les quals s'ha realitzat l'anàlisi geomorfològica

Els elements geomorfològics associats a una falla de salt en direcció són molt distintius (*apartat 1.3.3*). És per això que una bona cartografia morfotectònica és essencial per a caracteritzar la falla. El mapa on es puguin reconèixer aquests elements requereix d'una alta resolució, ja que en alguns casos la magnitud dels desplaçaments pot ser petita. A més a més, en zones on la dinàmica externa (condicionada per la pluja, el vent, la gravetat i altres factors que provoquen erosió) és més activa que la dinàmica interna (la responsable de que es produeixin terratrèmols, entre d'altres, causants dels desplaçaments tectònics), les característiques morfotectòniques no tendeixen a preservar-se. Per a realitzar la cartografia que es presenta en aquesta tesis s'han emprat models digitals del terreny construïts a partir de dades lidar aerotransportades, fotografies aèries de l'any 1956 i les seves corresponents ortofotografies.

2.3.1. Models digitals a partir de Light Detection and Ranging (lidar)

El lidar (*Light Detection and Ranging*) és una tecnologia que permet obtenir un núvol de punts amb coordenades d'una superfície a partir del qual es poden fer models. Aquesta tècnica es basa en la mesura de la distància entre l'emissor d'un raig làser amb posició coneguda i l'objectiu. El temps transcorregut des de l'emissió des de la font fins a la recepció en una posició coneguda (i en un punt molt proper a la font) és el que s'usa per a determinar les coordenades del punt on el feix de llum ha reflectit. En cas de voler obtenir el núvol de punts d'una àrea molt extensa de la superfície terrestre, el làser és transportat aèriament, mentre que per parets subverticals o vessants es fa servir el lidar terrestre.

Especificacions del núvol de punts obtingut a la zona de falla d'Alhama de Murcia

Per a poder cartografiar amb la màxima resolució possible la falla d'Alhama de Murcia, es va dissenyar, en el marc del projecte de tesi, l'any 2012, una campanya per a obtenir un núvol de punts amb la tecnologia lidar aerotransportada. L'àrea adquirida al 2013 comprèn les zones de falla de les falles d'Alhama de Murcia i de Carboneras, l'amplada de la qual és d'aproximadament de 2,5 km a banda i banda de les falles principals (Figura 2.5). La presa de dades es va fer des d'un avió Cessna 404 equipat amb un làser ALS60 SN 6115 que disparava a una freqüència de 150 kHz. L'alçada de vol va ser de 1500 m i l'angle d'escombrat de 18°, aconseguint una amplada per passada de 975 m. La densitat de retorn mínima per passada són 4 punts/m² amb una separació mitjana entre punts de 0,5 m. Aquelles zones on hi ha superposició entre passades, s'ha aconseguit una densitat superior (que pot arribar als 8 punts/m²). Gràcies al disseny de la campanya, les zones de superposició coincideixen amb la zona de falla principal.

L'extensió del núvol de punts adquirit en la zona de falla d'Alhama de Murcia inclou des de la població de Goñar fins a Alhama de Murcia (Figura 1.9), ja que es va considerar que el segment nord de la falla (Alhama de Murcia –Alcantarilla) tenia una expressió morfològica massa difusa per adquirir-ne el núvol de punts.



Figura 2.5. Àrees adquirides amb lidar al voltant de les falles d'Alhama de Murcia i de Carboneras en el marc del projecte SHAKE.

Classificació del núvol de punts

El làser emès des de l'avió pot rebotar en qualsevol element exposat (arbres, edificis, fils elèctrics, etc.) a part de en el terreny pròpiament dit. És per aquest motiu que cal netejar el núvol de punts d'errors (com els punts que apareixen quan el làser troba un líquid), d'elements que no estan en contacte amb la superfície del terreny (ex. fils elèctrics), i d'altres objectes que no interessen (ex. automòbils). Això permet quedar-se només amb aquells elements immòbils, com són el terreny, la vegetació i els edificis, i poder fer Models Digitals de Superfícies (MDS).

A més a més, per a finalitats concretes, com és la cartografia morfotectònica, és de gran interès poder crear un model digital a partir només de llocs on el feix làser hagi retornat en el terreny. Per a fer-ho és necessari separar els punts que pertanyin al terreny d'aquells que no (vegetació i edificis). Un cop filtrats els punts, es poden crear els Models Digitals del Terreny (MDT).

Tant la neteja com la classificació del núvol de punts es van dur a terme a la Universidad Politécnica de Madrid amb el programa MDTopX (versió 6.39.03.0 de l'empresa Digi21). A part de permetre la classificació manual, aquest programa conté una eina que classifica automàticament els punts basant-se en les diferències d'alçada entre punts contigus, la inclinació dels elements i la intensitat dels punts. Les característiques emprades per a la classificació automàtica estan recollides en la Taula 2.1.

Alçada mínima per un punt aeri	50 m
Alçada mínima per a un edifici	10 m
Alçada mínima per a la vegetació alta	6 m
Alçada mínima per a la vegetació mitjana	1 m
Alçada mínima per a la vegetació baixa	0,5 m
Intensitat màxima de la vegetació	100
Àrea mínima dels edificis	30 m^2
Pendent màxim per a edificis	45°
Desnivell màxim per a edificis	0,5 m

Taula 2.1. Característiques utilitzades en el MDTopX per a la classificació automàtica del núvol de punts adquirit amb lidar.

S'han obtingut finalment tres núvols de punts amb nivells de classificació diferents: 1) el núvol de punts en brut (classificació nivell 0), on no s'han, ni tant sols, corregit els errors; 2) el núvol de punts classificat automàticament (nivell 1), on només s'han eliminat errors i s'ha utilitzat l'eina del MDTopX; i 3) el núvol de punts classificat automàticament i revisat (nivell 2) on, posteriorment a fer córrer el programa, es va comprovar manualment que la classificació s'hagués fet correctament. Addicionalment, vaig plantejar-me fer el nivell 3 de classificació, que hauria consistit en classificar de forma únicament manual el núvol de punts, però els resultats en una zona pilot eren molt semblants a la classificació aconseguida amb el nivell 2 i el temps invertit era molt més gran, i per tant es va descartar aquesta opció per a la totalitat de la falla.

Creació dels models digitals

Hi ha diversos programes que permeten crear models digitals a partir d'un núvol de punts. Per tal de trobar el programa més adequat per fer-los i usar-lo per a la totalitat de la falla, n'he triat tres (ArcGis, lastools i Points2Grid), que han permès explorar, en petites àrees, cinc maneres diferents de crear-los.

Per a crear un model, primer s'ha de calcular la màxima resolució teòrica que aquest pot tenir per tal de triar la mida de cel·la mínima sense que el programa hagi d'interpolar en excés. Langridge et al. (2014) proposen la fórmula: $s = \sqrt{\frac{A}{n}}$; on *s* és la mida de cel·la, *n* és el número de punts que conté el núvol i *A* és l'àrea total. El valor de *s* per a les dades adquirides en la falla d'Alhama de Murcia és 0,37 m. Aquest valor és semblant als valors obtinguts amb les eines disponibles en els programes lastools (eina *lasgriddensity*) i Points2Grid (*point count* dividit entre l'àrea). La resolució màxima escollida per als models s'arrodoneix a 0,5 m.

A partir de les dades i de la classificació realitzada, es poden crear dos tipus de models: els Models Digitals de Superfícies (MDS) i els Models Digitals del Terreny (MDT). Ambdós tipus de models són útils a l'hora de realitzar cartografies, ja que, tot i que en el MDT es pugui veure el terreny sense estar tapat per la vegetació, la disposició d'aquesta també proporciona informació molt valuosa (la vegetació pot ser indicadora de, per exemple, canvis de pendent, zones enfonsades, canals de morfologia laxa, etc.). Pel primer tipus es necessiten tots aquells punts del núvol una vegada netejat d'errors (nivell 1), ja que en aquests models hi apareixen la vegetació i els edificis. Per altra banda, els MDT només poden contenir informació del terreny i per tant s'han de considerar només aquells punts que representin el terra (nivell 2).

La comparació entre les cinc maneres diferents de crear els models s'ha fet amb un MDT, ja que la quantitat de punts de què es disposa per fer-lo és menor (es descarten els punts que pertanyen a la vegetació) i hi ha més possibilitats que sorgeixin zones sense informació. En aquestes zones el programa ha d'interpolar i, per tant, es poden comparar els tipus d'interpolacions que realitzen els programes en aquelles cel·les sense informació original. En la Taula 2.2 es detallen les característiques de cada metodologia.

Els models obtinguts per triangulació (ArcGis amb triangulació prèvia i blast2dem; Taula 2.2) utilitzen el mateix criteri per a atorgar valors a les cel·les, tant si aquestes contenen un o més punts del núvol de punts com si no. Pel contrari, el *binning* de l'ArcGis (Taula 2.2) segueix un criteri per a atorgar els valors de les cel·les que contenen punts (la mitjana ponderada segons la distància dels punts que cauen dins de la cel·la) i un altre allà on s'ha d'interpolar (per triangulació). Un criteri semblant és el que

39

utilitza l'eina *lasgrid*, on el radi de cerca no és constant, i aquest augmenta si no troba punts en l'interior de la cel·la (Taula 2.2). Una altra característica observada (Taula 2.2) és que els models obtinguts pels dos mètodes per triangulació tenen superfícies més suaus, especialment allà on hi ha canvis de pendent.

Finalment, entre utilitzar l'ArcGis i utilitzar les eines d'*OpenAccess lastools*, en aquesta tesi m'he decantat per la primera. Les diferències entre ambdues són molt petites, ja que el criteri per a crear els models és el mateix, però el flux de treball de l'ArcGis permet abastar àrees molt grans, mentre que el *blast2dem* requereix analitzar arxius més petits (en total 800 arxius) per, més tard, haver d'unir-los. Aquest darrer fet afegeix error als marges de cadascun dels arxius, ja que no tenien informació de l'arxiu del costat quan van ser creats.

na		Paràmetres		
grai	a	emprats pel		
$\Pr{0}$	Ein	programa	Descripció del mètode	Imatge
	t to raster	Tipus interpolació:	El valor de cada cel·la és el	1 2 2 1
		binning, IDW,	valor ponderat segons la	and the second
		linear	distància inversa; les cel·les	ALC: NO. 1
S	ıtase		sense dada s'omplen per	See a los
rcGi	asDa		triangulació	1 11 1
A	ľ	Times internals if		
	ter	Tipus interpolacio:	El valor de la cel·la es el	121
) ras	triangulacio, linear,	que li correspon segons una	P
	et to	cap	triangulacio previa	No. Starting
is	atas			3.
ArcG	LasD			
		Elevation, average,	El valor de la cel·la és la	
		fill n píxels = 1	mitjana dels punts que	
			cauen dins de la cel·la. Si la	
S			cel·la no conté punts, el radi	y and -
lastool	lasgrid		de cerca s'amplia a 1 m	

lastools	Blast2dem	Kill triangles > 5m	El valor de la cel·la és el que li correspon segons una triangulació prèvia	
Points2Grid		= 1 m	cauen dins d'una radi de cerca d' 1 m; no omple forats	

Taula 2.2. Metodologies emprades per a la creació dels models digitals. La mida de les imatges és de 500 m de costat. Llegenda: IDW, *inverse distance weighted*.

Models finals

S'han creat sis models amb l'ArcGis, tres MDS i tres MDT de mides de cel·la 2 m, 1 m i 0,5 m. Una vegada creats els models, s'han realitzat imatges d'ombra amb el mateix programa (eina *hillshade*). Els elements que es volen cartografiar (en aquest cas, la falla i els canals) són més fàcilment identificables amb direccions d'il·luminació perpendiculars a ells. Com que la falla té una direcció d'aproximadament 45° respecte el nord, i els canals, en general, la creuen perpendicularment, per a la cartografia s'han utilitzat dos imatges amb ombres diferents. La il·luminació escollida per a cartografiar la falla té un azimut de N 315° E, mentre que pels canals s'utilitza una il·luminació de N 045° E. La comparació entre els models i les imatges d'ombra diferents es pot veure en la Figura 2.6.



Figura 2.6.Comparació entre els models digitals i les imatges amb diferents il·luminacions: A) núvol del punts obtingut amb el lidar segons elevació (de blau clar a blanc, menys a més elevació); B) núvol del punts obtingut amb el lidar segons classificació (el color marró representa el terreny i els diferents verds la vegetació); C) Model Digital de Superfície (MDS) de 2 m de resolució; D) MDS de 2 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 315° E; E) MDS d'1 m de resolució; F) MDS de 1 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 315° E; G) MDS de 0,5 m de resolució; H) MDS de 0,5 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 315° E; I) MDS de 0,5 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 315° E; I) MDS de 0,5 m de resolució; K) MDT de 0,5 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 315° E; L) MDT de 0,5 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 315° E; L) MDT de 0,5 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 315° E; L) MDT de 0,5 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 315° E; L) MDT de 0,5 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 315° E; L) MDT de 0,5 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 315° E; L) MDT de 0,5 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 045° E; L) MDT de 0,5 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 045° E; L) MDT de 0,5 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 045° E; L) MDT de 0,5 m de resolució amb la il·luminació provinent de N 045° E.

2.3.2. Altres dades utilitzades per a la cartografia

Malgrat que en aquesta tesi s'aplica com a novetat en el SE de la Península Ibèrica la utilització de les dades de molt alta resolució adquirides amb lidar aerotransportat per a

l'anàlisi morfotectònica d'una falla activa, aquesta s'ha acompanyat d'altres mapes. Les dades antigues, en especial les fotografies aèries adquirides en els anys 1956 i 1986, completen la informació actual, que, en molts casos, ha estat modificada antròpicament. S'han assajat dues maneres d'aprofitar al màxim les fotografies aèries: l'anàlisi d'ortofotografies antigues i la creació de MDS a partir de les fotografies aèries.

Ortofotografies creades a partir de les fotografies aèries antigues

La comunitat autonòmica de la Región de Murcia (i concretament el Servicio de Cartografía de la Dirección General de Ordenación del Territorio, Cartomur), a partir de les fotografies aèries existents des de l'any 1945, va crear el 2011 les seves corresponents ortofotografies. Aquestes ortofotografies estan disponibles de forma online a través del seu Servei Web de Mapes (Web Map Service, WMS). Per accedir-hi, s'ha de conèixer l'adreça web i afegir-la al projecte d'ArcGis. En aquesta tesi, s'ha utilitzat la ortofotografia del 1956, trobar que es pot a http://iderm.imida.es/arcgis/services/Raster/Orto 1956 UTM ETRS89/MapServer/MS Server. S'ha escollit la ortofotografia basada en les fotografies del 1956 perquè es disposa físicament de les fotografies aèries originals, i per tant es pot cartografiar amb l'ajuda de l'estereoscopi i emplaçar els elements digitalment en el projecte al mateix temps.





En la Figura 2.7 A i B, s'observa com la ortofotografia permet completar la informació actualment destruïda. La seva resolució permet identificar elements, el seu posicionament en l'espai és el correcte i no presenta les distorsions pròpies de la

fotografia aèria original als extrems d'aquesta. Per altra banda, no aporta informació altitudinal.

Creació de MDS a partir de les fotografies aèries del 1956

La principal limitació dels models creats a partir del núvol de punts adquirit el 2013 és la impossibilitat de mostrar la morfologia del terreny original degut a la gran antropització patida en la zona en les darreres dècades. És per aquest motiu que s'explora la creació d'uns MDS (com que les fotografies aèries contenen vegetació, el model ha de ser de superfícies) equivalents als creats amb les dades lidar, però on la informació geològica i del terreny hagi estat menys modificada per l'acció humana.

Actualment hi ha programes que permeten crear models digitals a partir de fotografies d'un mateix element preses des de diferents angles. Un d'aquests programes és l'*Agisoft PhotoScan* (en aquest projecte de tesi s'ha utilitzat la versió 1.1.6). S'utilitzen les fotografies aèries de l'any 1956 on els elements estan a una escala 1:33000. Degut a aquesta escala, la resolució màxima que poden tenir els models és de 3 m de longitud de cel·la. En aquests models, el soroll emmascara els elements reals i, a causa de la mala precisió a l'hora de georeferenciar el model final, el model té errors mètrics de posicionament en l'espai (Figura 2.7 C). És per aquests motius que finalment s'ha prescindit de l'ús d'aquests models per realitzar la cartografia.

2.4. Cartografia de la zona de falla d'Alhama de Murcia

El primer que va cartografiar la falla d'Alhama de Murcia (FAM) va ser Montenat l'any 1973. Posteriorment la cartografia de la falla ha estat ampliada i millorada significativament (Silva, 1994; Martínez-Díaz, 1998; Martínez-Díaz et al., 2003; Soler et al., 2003; Martínez-Díaz et al., 2012b; Ortuño et al., 2012). En aquest apartat, s'exposa la cartografia realitzada a la zona de falla de la FAM, basada en els mapes i els estudis previs citats, que inclou les cartografies de la falla, i de les generacions relatives de ventalls al·luvials. Els models digitals d'alta resolució aporten informació de detall addicional que s'ha incorporat en la cartografia com ara subtils canvis de pendent, petits escarpaments o desplaçaments.

La cartografia s'ha recolzat en la combinació de la informació aportada pels models digitals, les ortofotografies, les fotografies aèries del 1956, i el treball de camp. En el

darrer aspecte, s'ha realitzat set campanyes de camp entre el febrer del 2012 i desembre del 2015.

2.4.1. Cartografia de la Falla d'Alhama de Murcia (FAM)

S'ha realitzat una cartografia de la FAM segons quatre nivells de certesa (Figura 2.8): nivell 1) allà on la falla s'ha observat al camp o hi ha moltes dades geomorfològiques que recolzen la seva existència; nivell 2) quan hi ha bastantes evidències geomorfològiques; nivell 3) s'ha aplicat als llocs on les evidències són més escasses; i nivell 4) on la falla ha estat cartografiada per context. A més a més, s'han cartografiat també altres falles observades al camp, amb un moviment recent però no directament relacionades amb la FAM.

En general, la traça de la falla és continua i en superfície tendeix a estar dividida en més d'un segment (Figura 2.8). El resultat d'això és la creació de formes sigmoïdals en el relleu, consistents amb la cinemàtica de la falla. A continuació es repassen els quatre segments de falla de sud-oest a nord-est amb més detall.

Goñar – Lorca

El segment Goñar-Lorca, de 28 km (Martínez-Díaz et al., 2012b) i d'orientació SO-NE, és el responsable del relleu pertanyent a la serralada de Las Estancias, però la seva sismicitat actual és baixa (Figura 1.9). En general, està format per una sola traça continua de falla excepte en dues àrees, que són justament les terminacions del segment (Figura 2.9).

En la part nord-est del segment, la falla es divideix en dues traces principals i unes altres de menors, possiblement de la família de falles amb orientació P (secundàries sintètiques; Figura 1.4). Aquesta disposició genera una estructura sigmoïdal en el relleu al sud-oest de Lorca. Els dos elements geomorfològics més recurrents en aquesta zona són les valls paral·leles i les facetes triangulars (Figura 2.10). La majoria de les facetes triangulars i alguna vall paral·lela han estat identificades en les fotografies aèries, ja que la construcció al voltant de la ciutat de Lorca n'ha destruït la majoria.



Figura 2.8. Mapes amb la cartografia en la FAM. A) Model Digital de Superfícies (MDS) amb una il·luminació de N 315° E; B) MDS amb una il·luminació de N 045° E; C) cartografia de la falla i dels elements geomorfològics relacionats amb la tectònica activa (valls paral·leles, escarpaments de falla, facetes triangulars, i crestes de pressió) en un Model Digital del Terreny (MDT) amb una il·luminació de N 315° E; D) cartografia dels ventalls al·luvials de la zona de falla en un MDS amb una il·luminació de N 315° E; i en el MDT de resolució 4 m del projecte NatMur-08; i E) cartografia dels elements lineals (principalment canals) desplaçats per la falla en un MDT amb una il·luminació de N 045° E.



Figura 2.9. Mapes amb la cartografia del segment Goñar-Lorca. A) Model Digital del Terreny (MDT) amb una il·luminació de N 315° E; B) MDT amb una il·luminació de N 045° E; C) cartografia de la falla i dels elements geomorfològics relacionats amb la tectònica activa (valls paral·leles, escarpaments de falla, facetes triangulars, i crestes de pressió) en un MDT amb una il·luminació de N 315° E; D) cartografia dels ventalls al·luvials de la zona de falla en un Model Digital del Superfícies (MDS) amb una il·luminació de N 315° E i en el MDT de resolució 4 m del projecte NatMur-08; i E) cartografia dels elements lineals (principalment canals) desplaçats per la falla en un MDT amb una il·luminació de N 045° E.



Figura 2.10. Falla i elements morfotectònics identificats a la zona al sud de Lorca. Localització de l'àrea en la Figura 2.9.

En la zona central del segment, en general, s'hi observa només una traça en superfície, tot i que hi ha zones on es bifurca en direcció a l'interior de la serralada de Las Estancias. Un clar exemple és la traça de falla que desplaça la rambla Alta, on Martínez-Díaz (1998) va mesurar un desplaçament de més de 600 m (Figura 2.9). Els elements geomorfotectònics associats són principalment valls paral·leles, juntament amb alguna faceta triangular, i una lineació de crestes de pressió al límit amb la depressió del Guadalentín (Figura 2.9 i Figura 2.11 A). També s'hi han reconegut desplaçaments laterals en els canals, que es detallen en l'*apartat 2.5*.

La terminació sud del segment té una estructura en cua de cavall, on la deformació s'arriba a dividir en fins a cinc traces en superfície, dues limítrofes i tres internes (Figura 2.12; Ortuño et al., 2012). Tot i que la cartografia d'aquesta zona s'ha basat en la cartografia realitzada per Ortuño et al. (2012), la nomenclatura de les traces de falla en superfície ha estat lleugerament modificada (Figura 2.9). L'estructura en forma de cua de cavall s'expandeix en direcció cap al centre de la depressió. Els diferents components verticals de les branques de la FAM provoquen zones més enfonsades i relleus notablement aixecats, sobretot al sud de la falla meridional, causats per un fort component vertical (Ortuño et al., 2012), que crea escarpaments de falla. A part de rius desplaçats, en aquesta zona també hi ha diversos rius amb una trajectòria paral·lela a la de la falla (Figura 2.11 B).


Figura 2.11. Exemples d'alguns dels elements morfotectònics més destacats en el segment Goñar-Lorca. A) Cresta de pressió amb dues facetes triangulars i entremig una vall paral·lela; B) valls paral·leles a la falla en la rambla Bermeja. Localització de les àrees en la Figura 2.9.



Figura 2.12. Cartografia de la falla d'Alhama de Murcia i de les unitats quaternàries afectades per aquesta en la terminació meridional del segment Goñar-Lorca. Figura extreta de Ortuño et al. (2012).

Lorca-Totana

El segment de falla entre Lorca i Totana, de 23 km de longitud totals, és responsable del terratrèmol de l'11 de maig del 2011 proper a la ciutat de Lorca (Figura 1.9). La principal característica és que la seva orientació difereix notablement de la dels altres

segments (N 55 - 65 E; Martínez-Díaz, 1998). Aquesta orientació és més perpendicular a la direcció de convergència entre les plaques Europea i Africana, i és la causant de que en aquest segment la falla tingui un significatiu component vertical. Prova d'això són l'altitud de ~950 m que assoleixen els materials miocens a la serralada de La Tercia i la presència de petits escarpaments que afecten materials quaternaris, elements no gaire comuns en altres segments (Figura 2.13). Això és indicatiu que la falla té un clar component vertical, tot i que la seva contribució exacta és desconeguda.

Una altra particularitat destacada és que, en quasi tota la seva longitud, el segment està compost per més d'una traça de falla sub-paral·lela (Figura 2.13). Tal i com va cartografiar Martínez-Díaz (1998), el segment està format principalment per dues falles (NFAM i SFAM), que delimiten una zona enfonsada que durant l'inici del Quaternari actuava com a trampa sedimentària, tot i que s'han observat més falles associades. S'ha cartografiat una falla compressiva just al límit entre el relleu de la serralada de la Tercia i la depressió del Guadalentín (Figura 2.13) que havia estat cartografiada parcialment per Martínez-Díaz (2002) i interpretada per Martínez-Díaz et al. (2012b). La falla frontal de la FAM, observada al camp i interpretada com a falla inversa (Figura 2.14 A i B), tot i no ser gaire contínua en superfície, actualment podria estar absorbint una gran part del component vertical de moviment de la falla en aquest segment.

Al llarg del segment, s'observen dues zones on la deformació hi està distribuïda de manera diferent, i que es defineixen separadament, (de sud-oest a nord-est): la zona entre Lorca i la rambla del Zarcico, i la zona entre la rambla de los Carboneros i Totana.

El sub-segment sud (Lorca-Zarcico) té una àmplia zona de deformació amb fins a quatre falles sub-paral·leles identificades en un mateix perfil perpendicular a aquestes (tres de principals, NFAM, SFAM i f-FAM, i una de menor, c-FAM). Aquestes falles en superfície convergeixen pel sud a la ciutat de Lorca. Al llarg del sub-segment s'identifiquen valls paral·leles, facetes triangulars i petits escarpaments de falla, sent aquests darrers els més comuns especialment en la traça sud (SFAM; Figura 2.13). Com es veu en l'apartat 2.5. (*Identificació i mesura dels elements desplaçats lateralment*), en tres d'aquestes traces, a més, s'hi han observat canals desplaçats lateralment. La quarta traça correspon a la falla frontal, on no s'hi ha reconegut moviment lateral, sinó invers (Figura 2.14 A i B).



Figura 2.13. Mapes amb la cartografia del segment Lorca-Totana. A) Model Digital del Terreny (MDT) amb una il·luminació de N 315° E; B) MDT amb una il·luminació de N 045° E; C) cartografia de la falla i dels elements geomorfològics relacionats amb la tectònica activa (valls paral·leles, escarpaments de falla, facetes triangulars, i crestes de pressió) en un MDT amb una il·luminació de N 315° E; D) cartografia dels ventalls al·luvials de la zona de falla en un MDS amb una il·luminació de N 315° E i en el MDT de resolució 4 m del projecte NatMur-08; i E) cartografia dels elements lineals (principalment canals) desplaçats per la falla en un MDT amb una il·luminació de N 045° E.

En el segon sub-segment (rambla de los Carboneros-Totana), la deformació està concentrada en una àrea més estreta (menys de 1.5 km; Figura 2.13 i Figura 2.14 C) que es pensa que podria estar molt condicionada per les falles extensionals miocenes prèvies. En algunes d'aquestes falles s'hi han trobat dues famílies d'estries indicant la seva activitat prèvia com a falles extensionals reactivades com a falles de salt en direcció, fet que recolza la hipòtesi anterior (Ferrater, 2012). S'hi poden observar una inflexió compressiva i una d'extensiva, associades als canvis d'orientació de la falla en aquesta zona. En la inflexió extensiva hi ha un depocentre on s'hi hauria dipositat un centenar de metres de material al·luvial quaternari (Figura 2.14 D). Els únics elements propis del modelat estructural que s'han identificat en aquest sub-segment són valls paral·leles.



Figura 2.14. Fotografies corresponents a la cartografia de la falla en el segment Lorca-Totana: A) falla frontal; B) panoràmica de la zona on aflora la falla frontal (frontal-FAM); C) traces de falla en el subsegment "rambla de Los Carboneros-Totana"; i D) potència de sediments quaternaris en la *releasing bend*. Localització de les fotografies en la Figura 2.13.

Totana-Alhama de Murcia

La longitud del segment Totana-Alhama de Murcia és d'entre 5 i 11 km (Figura 2.15; Martínez-Díaz et al., 2012b) i la seva orientació és SO-NE. Està caracteritzat principalment per una estructura semblant a una cua de cavall, encara que no tant evident com la de les proximitats a Goñar. En aquest segment es troba un assentament de l'edat de Bronze (La Tira del Lienzo) on, gràcies al desplaçament d'un mur d'aproximadament uns 4 ka (Figura 2.4; Ferrater et al., 2015b), s'ha calculat una velocitat de desplaçament per a aquella traça de 0,02-0,04 mm/a.

El relleu associat al segment és molt poc important, i el límit entre la depressió al nordoest de la falla i serralada Espuña és una falla extensional relicta del Miocè. Els únics elements morfotectònics que s'hi han cartografiat amb seguretat són valls paral·leles. Addicionalment, s'han cartografiat unes traces de falla d'orientació NNE-SSO degut als petits escarpaments que causen (Figura 2.15).

Alhama de Murcia-Alcantarilla

El segment Alhama de Murcia-Alcantarilla fa entre 17 i 25 km de longitud i té una orientació SE-NE (Martínez-Díaz et al., 2012b). La falla és majoritàriament contínua al llarg del segment, però com en el cas anterior, quasi no hi ha relleu associat. No es disposa de models detallats d'aquest segment, ja que les cartografies prèvies i en l'anàlisi prèvia al disseny de l'àrea d'adquisició del lidar no es van observar gaires elements relacionats amb el modelat tectònic. Es creu que aquest segment és molt poc actiu, perquè gran part de la deformació que absorbeix la FAM en els segments meridionals es transfereix a la falles de Carrascoy i de Los Tollos (Figura 1.9; Martínez-Díaz et al., 2012b).



Figura 2.15. Mapes amb la cartografía del segment Totana-Alhama de Murcia. A) Model Digital del Terreny (MDT) amb una il·luminació de N 315° E; B) MDT amb una il·luminació de N 045° E; C) cartografía de la falla i dels elements geomorfològics relacionats amb la tectònica activa (valls paral·leles, escarpaments de falla, facetes triangulars, i crestes de pressió) en un MDT amb una il·luminació de N 315° E; D) cartografia dels ventalls al·luvials de la zona de falla en un MDS amb una il·luminació de N 315° E i en el MDT de resolució 4 m del projecte NatMur-08; i E) cartografía dels elements lineals (principalment canals) desplaçats per la falla en un MDT amb una il·luminació de N 045º E.

2.4.2. Cartografia dels ventalls al·luvials associats a la FAM.

Els sediments recents associats a l'activitat de la FAM constitueixen principalment ventalls al·luvials quaternaris dipositats en la depressió del Guadalentín (Silva, 1994; *Capítol 1*). Conèixer la relació entre aquestes unitats sedimentàries i l'activitat de la falla és molt important per a obtenir els paràmetres sísmics dependents del temps, com per exemple la velocitat de desplaçament lateral. Malauradament, moltes vegades no és possible datar de forma acurada els dipòsits al·luvials degut a la poca quantitat de material susceptible per a realitzar datacions numèriques que contenen (*Capítol 4*). És per aquest motiu que es cartografien els ventalls de forma relativa.

Els ventalls propers a la zona de la falla d'Alhama de Murcia no comparteixen el mateix nivell de base, fet que n'impedeix la completa comparació morfològica i temporal. Actualment, la majoria desemboquen a la depressió del Guadalentín (que drena cap al nord-est), però una petita part ho fan cap a la depressió de Pulpí i Huercal-Overa (ventalls al sud de Goñar; Figura 2.16). A més a més, tal i com s'ha descrit en l'*apartat 1.4.1* el nivell de base del drenatge de la zona ha vist modificat recentment el seu nivell de base per diversos motius.

Degut a les recents modificacions en l'ambient deposicional al llarg de la depressió del Guadalentín, la cartografia relativa que es proposa en aquesta tesi no pretén comparar en detall els ventalls al·luvials entre zones amb diferents nivells de base, però sí que s'usa per a relacionar unitats dins de cada zona. Els criteris emprats per a la cartografia geomorfològica dels ventalls al·luvials (i la seva atribució a una generació) són: a) el grau d'evidència d'activitat al·luvial, si el ventall al·luvial encara té l'àpex anivellat amb un canal actiu, el ventall és actual; b) la posició respecte el nivell de base corresponent; c) les relacions d'encaixament entre les diferents generacions, on si aquest es produeix els ventalls al·luvials vells estan en una posició estratigràfica més elevada i els més joves s'arriben a encaixar en els ventalls antics (en cas de no produir-se aixecament els ventalls es superposen estratigràficament); i d) expressió de la superfície del ventall, és a dir, la quantitat de traces de reguerons romanents damunt de la superfície del ventall i el seu encaixament. En aquest darrer cas, com més antic és el ventall, menys quantitat té de reguerons però aquests estan més encaixats, ja que, des que aquests van deixar de ser actius, ha passat més temps i per tant la dinàmica externa ha tingut més temps per modificar-los, formant-hi sòls i acumulant llims eòlics, que

56

suavitzen la rugositat (Frankel i Dolan, 2007). A més a més, en el cas dels ventalls propers a la població de Goñar, també s'han utilitzat com a criteri les datacions d'Ortuño et al. (2012).



Figura 2.16. Mapa amb els principals ventalls al·luvials al voltant de la depressió del Guadalentín. Llegenda: a) ambients lacustres i fluvio-palustres; b) ventalls al·luvials d'edat holocena; c) ventalls al·luvials històrics; d) ventalls actius-moderns; e) riu Guadalentín; f) part inferior del riu Guadalentín (abans riu Sangonera); g) altres rius; h) falles principals (LAF: falla d'Alhama de Murcia; PLF, falla de Palomares; NCF, falla nord de Carrascoy; NBF, falla nord-bètica; LMF, falla de Las Moreras). Figura extreta de Silva et al. (2008).

A partir dels criteris mencionats, els ventalls al·luvials s'han dividit en quatre generacions (Q1-Q4 de més moderna a més antiga; Taula 2.3): Q1) ventalls actuals, que són aquells ventalls encara connectats amb la conca de drenatge, la majoria estan molt encaixats i les traces dels reguerons de la seva superfície són abundants i amb poc encaixament; Q2) ventalls recents, que no són funcionals actualment, però ho eren clarament fa poc, ja que la seva posició és propera al nivell de base corresponent i/o no estan gaire afectats per erosió; Q3) ventalls antics, definits sobretot per les relacions

espacials amb les altres generacions; i Q4) ventalls més antics, topogràficament més elevats i on les traces dels reguerons estan força encaixades.

Per a la cartografia geomorfològica, similarment al que s'ha fet per a la FAM, s'han pres estudis anteriors de referència. La Taula 2.3 mostra la correspondència entre les generacions descrites pels diferents autors i la cartografia que aquí es proposa. S'observa que, en general, es tendeixen a descriure més generacions quan més reduïda és la zona d'estudi, així, per exemple Ortuño et al. (2012) diferencien fins a set generacions al·luvials a la terminació meridional de la falla (de jove a antic, G0-G6; Taula 2.3 i Figura 2.12). En canvi, quan s'ha de definir un criteri per a tota la falla, el número de fases al·luvials es redueix fins a tres o quatre. Els ventalls al·luvials definits a la FAM tenen unes edats compreses principalment entre l'actualitat i el Pleistocè mitjà (Taula 2.3).

Cartografia	Correspondència amb les unitats descrites per altres autors						
relativa dels ventalls al·luvials	Masana et al., 2004	Martínez-Díaz et al., 2003		Ortuño et al., 2012		Silva et al., 1992a	Soler et al., 2003
proposada	Lorca-Totana	Lorca-Totana		Goñar		FAM sencera	FAM sencera
Actual Q1		F	Holocè– Pleistocè superior	G0	Holocè	Tercera fase	G7
Recent Q2	Young	Е	Holocè– Pleistocè superior	G1-G2	Holocè – Pleistocè superior	Segona fase	G6
Antic Q3	Intermediate	D-C	Pleistocè superior- mitjà	G3-G4	Pleistocè superior-mitjà	Primera fase	G4
Més antic Q4	Old	C-B	Pleistocè mitjà–Pliocè	G5, G6	Pleistocè mitjà	Primera fase	G3

Taula 2.3. Correspondència entre les generacions de ventall al·luvial proposades en aquesta tesi i les definides en cartografies prèvies (Silva et al., 1992a; Martínez-Díaz et al., 2003; Soler et al., 2003; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012).

Goñar-Lorca

En el segment Goñar-Lorca, els materials provinents de la serralada de Las Estancias es dipositen seqüencialment cap al sud-est (és a dir, els ventalls s'encaixen en els ventalls existents amb una disposició telescòpica), principalment en una direcció cap al centre de la depressió del Guadalentin (Figura 2.9 D i Figura 2.17), tot i que els més meridionals drenen cap a les depressions de Pulpí i Huercal-Overa. Els rius actuals s'encaixen en els ventalls de generacions més antigues, que queden desconnectats de la xarxa de drenatge

i en una posició més alta. El resultat és que la sedimentació té lloc en posicions allunyades de la falla, semblant a la que es dóna en els fronts muntanyosos de la classe 3 definida per Bull (2007). Segons aquest autor, els paisatges de la classe 3 indiquen un aixecament lent durant el Quaternari amb pocs escarpaments de falla d'edat holocena. Això és coherent amb l'anàlisi geomorfològica realitzada, on només s'han descrit tres escarpaments de falla (Figura 2.9 C).



Figura 2.17. Cartografia dels ventalls al·luvials a la part central del segment Goñar-Lorca. S'hi observa com els ventalls més joves s'encaixen en els antics en direcció al centre de la depressió del Guadalentin. Localització de l'àrea en la Figura 2.9.

En la part sud del segment (a les proximitats de la població de Goñar), la sedimentació al·luvial està molt condicionada per l'estructura en cua de cavall de la FAM. Ortuño et al. (2012) arriben a definir set generacions de ventalls al·luvials en aquesta zona (G0-G6) que la cartografia dels ventalls al·luvials que es proposa en aquesta memòria sintetitza en quatre (Taula 2.3). Així doncs, els ventalls de la generació G3 es troben en l'espai delimitat per les falles més externes de la cua de cavall, mentre que les generacions Q2 i Q1 es depositen al sud de la falla més meridional de l'estructura. La generació Q4 aflora principalment en forma de cossos aïllats en una posició estratigràfica alta (Figura 2.9).

Lorca-Totana

El nivell de base de la totalitat del segment està determinat per la depressió del Guadalentín (Figura 2.16). Els ventalls al·luvials Q3 i Q4 es troben confinats, en

general, en l'àrea delimitada per les traces de falla NFAM i SFAM (Figura 2.13). Només en un parell de casos (ventalls de El Saltador i La Salud; Figura 2.13 D), els materials al·luvials arriben a creuar la falla SFAM en direcció a la depressió del Guadalentín. La seqüència estratigràfica d'aquests dos ventalls està afectada, i la seva sedimentació condicionada, per l'activitat de la SFAM (Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004). En la cartografia d'aquest segment, la generació Q3 ha estat subdividida en dues generacions més, ja que les relacions espacials entre els ventalls permetien realitzar una cartografia més acurada. Per altra banda, els ventalls de les generacions Q2 i Q1 es depositen a la depressió del Guadalentín, amb una disposició espacial molt semblant a la dels ventalls del segment Goñar-Lorca, és a dir, on els ventalls més recents es troben més allunyats de la falla.

Totana-Alhama de Murcia

La característica principal del segment Totana-Alhama de Murcia és que hi ha sedimentació al·luvial també al nord-oest de la FAM, fet que no passa en cap altre segment. Això està condicionat pel relleu de la serralada Espuña (Figura 1.9), que és la font d'aquests materials, i el relleu originat per la FAM al nord de la població de Totana (Figura 2.15). El resultat és que els materials provinents de serralada Espuña sedimentin en la zona compresa entre aquests dos relleus. La sedimentació en aquesta àrea es troba tant condicionada per aquests relleus, que un dels ventalls al·luvials recents (Q2) s'adapta al paisatge fins al punt de tenir una morfologia estreta i paral·lela a la direcció de la FAM (Figura 2.15 D), constituint uns sediments transicionals entre dinàmica fluvial i al·luvial. Els drenatges al sud-oest dels relleus associats a la FAM actualment desemboquen a la depressió del Guadalentin, però el seu nivell de base ha variat durant el Quaternari, drenant cap al riu Sangonera i en una zona endorreica (Silva et al., 1996).

Alhama de Murcia-Alcantarilla

Malgrat no haver realitzat una cartografia en detall del segment Alhama de Murcia-Alcantarilla, en general, els ventalls al·luvials actuals i recents estan encaixats en les generacions més antigues. Aquest fet, juntament amb un baix relleu associat a la FAM, respondria a la classe 4 de Bull (2007), on l'activitat tectònica té lloc a unes taxes molt lentes, fins i tot mínimes. Això recolza la hipòtesi que defensa que la deformació en aquesta zona s'absorbeix en les falles de Carrascoy (Martín-Banda et al., 2015) i per la falla de Los Tollos (Insua-Arévalo et al., 2015; Figura 1.9), al sud-est de la primera.

2.5. Identificació i mesura dels elements desplaçats lateralment

L'estudi dels desplaçaments de la xarxa de drenatge és molt avantatjós per a l'obtenció d'alguns paràmetres sísmics d'una falla, com per exemple el salt per esdeveniment (màxim o mitjà) i la velocitat de desplaçament lateral. Els conceptes geomètrics que cal definir per fer-ho són que: 1) cadascun dels dos segments en què queda dividit un canal a causa del moviment de la falla s'anomena línia homòloga, 2) la intersecció d'aquestes línies amb la falla constitueixen punts homòlegs, ja que abans de produir-se la deformació corresponien al mateix punt, i 3) el desplaçament és la distància entre una parella de punts homòlegs mesurada sobre el pla de falla (Figura 1.7).



Figura 2.18. Possibles escenaris on la morfologia del canal abans de ser desplaçat no es pot reconstruir amb facilitat: A) la distància entre els dos segments del canal i la zona de falla és molt gran; B) l'alta sinuositat del canal resulta en una àrea de projecció ampla de la seva morfologia al pla de falla; C) la morfologia del canal aigües avall està condicionada per un relleu previ; D) la presència d'un ventall al·luvial just a la zona de falla impedeix seguir el canal al llarg d'aquesta; E) el desplaçament total es reparteix en més d'una traça de falla; i F) hi ha més d'un canal susceptible a ser correlacionat amb el canal aigües amunt. Figura extreta de Zielke et al. (2015).

El principal requeriment que cal per a realitzar aquestes anàlisis és conèixer la morfologia del canal abans de desplaçar-se. Algunes de les característiques que s'han de tenir en compte per a reconstruir la morfologia del canal abans que es produís el terratrèmol són: i) la distància entre el canal allà on està ben definit i la falla, ii)

l'orientació del canal respecte la falla, iii) la presència d'altres elements geomorfològics (com ara relleus preexistents o ventalls al·luvials), iv) l'amplitud de la zona de falla, o v) l'existència de més d'un segment de canal plausible en algun dels dos blocs per a ser correlacionat (Zielke et al., 2015; Figura 2.18). A tots aquests casos se li ha de sumar el fet que el canal s'encaixi amb una desviació inicial, deguda a canvis litològics o a la presència de relleus propers. Quan això succeeix, el desplaçament mesurat pot ser major al real (si la desviació inicial s'havia produït en el mateix sentit que el desplaçament tectònic) o menor (si el sentit era el contrari), ja que el mesurat és la suma de la desviació inicial i el desplaçament tectònic real.



Figura 2.19. Esquema amb les diferències entre les incerteses epistèmica i aleatòria respecte al valor real i als valors mesurats. La mitjana dels valors és el desplaçament, mentre que la desviació estàndard mitjana és la incertesa aleatòria. Figura modificada de Salisbury et al. (2015).

En fer les mesures s'ha de distingir entre la incertesa aleatòria i la epistèmica de la mesura. La incertesa aleatòria és l'error que es comet degut al mètode de càlcul i que indica el màxim i el mínim valors de desplaçament que es consideren per a cada mesura. Per altra banda, la incertesa epistèmica representa el grau d'ambigüitat en la interpretació del desplaçament, i està condicionat per les característiques descrites per Zielke et al. (2015).

En general, hi ha dues maneres d'identificar i mesurar el desplaçament acumulat pels canals; basant-se en la cartografia geomorfològica o mitjançant l'excavació de trinxeres paleosísmiques. Aquest apartat de la tesi se centra en descriure i mesurar el desplaçaments identificats en l'anàlisi morfotectònica de la zona de falla de la FAM per tal de poder usar-los més endavant per a calcular-ne els paràmetres sísmics. La mesura de paleocanals identificats en trinxeres es realitza en el *Capítol 3*.

2.5.1. Metodologia

En general, les anàlisis morfotectòniques i la identificació d'elements lineals desplaçats se centren en obtenir: a) el salt per esdeveniment al llarg de falles ràpides (Wallace, 1968; Sieh, 1978b; Klinger et al., 2011; Salisbury et al., 2012; Zielke et al., 2012; Figura 2.20), o b) la velocitat de desplaçament, generalment, en falles moderades (Van der Woerd et al., 2002; Fu et al., 2005; Ferry et al., 2007; Frankel et al., 2007; Gold et al., 2011; Chevalier et al., 2012; Walker i Allen, 2012; Campbell et al., 2013; Moulin et al., 2014; Figura 2.21). La diferència entre els dos tipus d'aproximacions prové de la possibilitat d'identificar la contribució dels terratrèmols individuals en cadascun dels desplaçaments acumulats mesurats.

El primer grup d'estudis (p.ex. Wallace, 1968; Sieh, 1978b; Salisbury et al., 2012; Zielke et al., 2012) obté la distribució dels desplaçaments al llarg de la falla, i normalment inclou valor de qualitat per a cadascun d'ells. En el segon grup, es mesuren els desplaçaments observats en els escarpaments de les terrasses (p.ex. Cowgill, 2007; Gold et al., 2011) o en canals encaixats en superfícies de ventalls al·luvials (p.ex. Frankel et al., 2007) que, amb un control de les edats d'aquests elements, permeten calcular les velocitats de desplaçament lateral de la falla. Un bon exemple d'aquest segon grup es descriu a Van Der Woerd et al. (2002) on s'analitza sistemàticament la distribució d'un total de 300 desplaçaments al llarg de la falla Kunlun (Xina; Figura 2.21). Els estudis que calculen la velocitat de desplaçament intenten, a més, relacionar el moment de l'encaixament dels canals amb esdeveniments climàtics coneguts (p.ex. Ferry et al., 2007; Moulin et al., 2014; entre d'altres), però a diferència del primer grup d'estudis, no acostumen a puntuar la qualitat dels desplaçaments, encara que hi ha alguna excepció (p.ex. Gold et al., 2011).



Figura 2.20. Exemple de la identificació d'esdeveniments sísmics individuals en analitzar els canals desplaçats per la falla de Fuyun (Xina) en el paisatge (extret de Klinger et al., 2011). La part superior mostra com en una mateixa localitat es poden interpretar terratrèmols successius, mentre que la part inferior mostra la distribució de cada desplaçament al llarg de la falla i l'histograma de quantitat de desplaçament corresponent.



Figura 2.21. Velocitats de desplaçament obtingudes a partir de la mesura del desplaçament tectònic en terrasses fluvials en la falla Kunlun (Xina). La relació entre l'edat de cada desplaçament i la seva magnitud els permeten obtenir una velocitat lateral de desplaçament de $12,1 \pm 2,6$ mm/a mitjançant una regressió lineal. Figures extretes de Van der Woerd et al. (2002).

L'establiment del grau d'incertesa de cada mesura és necessari per a triar els desplaçaments més consistents a l'hora de calcular els paràmetres sísmics, però també per a poder considerar la incertesa total d'aquests en fer el càlcul. Per aquest motiu, en les anàlisis morfotectòniques es fa recomanable distingir entre les incerteses en la mesura de la quantitat de desplaçament (incertesa aleatòria) i la qualitat d'aquest (que equival a la puntuació atorgada pel primer grup d'estudis). La qualitat d'una mesura es relaciona amb el grau d'ambigüitat en la interpretació del desplaçament i, per tant, amb la incertesa epistèmica (Figura 2.19; Scharer et al., 2014; Salisbury et al., 2015).

Actualment, no hi ha una metodologia estàndard per a avaluar la qualitat dels desplaçaments (atribuïda a la incertesa epistèmica). La majoria de les aproximacions (totes elles desenvolupades per a falles ràpides) defineixen una qualificació subjectiva (és a dir, excel·lent, bé, regular i dolent) basada en la projecció dels canals i en les delineacions de la falla (Sieh, 1978b; Salisbury et al., 2015). Per exemple, Zielke et al. (2012) puntuen entre 0 i 1 segons la degradació del canal i la morfologia del canal a la zona de falla, entre d'altres. Aquest rang [0-1] els permet ponderar la Funció de Densitat de Probabilitat (Probability Density Function; PDF) de cada desplaçament. Aquesta funció representa la quantitat de desplaçament i la seva incertesa (Figura 2.19). Després, sumen els PDFs ponderats al llarg de la falla per tal d'obtenir la funció de Densitat de Probabilitat de l'Acumulació dels Desplaçaments (Cumulative Offset Probability Density; COPD; McGill i Sieh, 1991). Aquesta corba s'usa per a destacar aquells desplaçaments més comuns, que apareixen com a màxims de la funció i, en alguns

casos, s'hi poden arribar a identificar ruptures superficials successives (Sieh, 1978b; McGill i Sieh, 1991; Klinger et al., 2011; Salisbury et al., 2012; Zielke et al., 2012; Zielke et al., 2015; Figura 2.22). Van Der Woerd et al. (2002) utilitzen el COPD per a desplaçaments més grans, i els comparen amb esdeveniments climàtics, justificant que les variacions climàtiques modulen els processos superficials i per tant tenen una influència en l'encaixament.



Figura 2.22. Exemple de com la funció de Densitat de Probabilitat de l'Acumulació dels Desplaçaments (Cumulative Offset Probability Density; COPD) permet obtenir successives ruptures al llarg de la falla de San Andreas: a) desplaçaments mesurats al llarg de la falla de San Andreas; b) COPD representat per caixes de 2 km d'amplada; c) COPD representat per caixes de 10 km d'amplada; d) interpretació dels esdeveniments sísmics que han causat cada desplaçament acumulat. Figura extreta de Zielke et al. (2012).

L'adaptació d'aquestes metodologies a falles més lentes és un repte perquè les ruptures causades per terratrèmols individuals no se solen poder identificar per falta de preservació degut als processos externs que les suavitzen. Malgrat que els elements desplaçats que es poden identificar són, per tant, ordres de magnitud més grans (desenes de metres com a conseqüència de l'acumulació de desplaçaments menors amb el temps) i més antics, la capacitat d'identificar-les disminueix amb la mida d'aquestes (Wallace, 1968; Van der Woerd et al., 2002; Klinger et al., 2011). Això és obvi en els histogrames

dels desplaçaments, que mostren una disminució exponencial del nombre d'elements identificats a mida que la magnitud creix (Ferry et al., 2007; Klinger et al., 2011; Zielke et al., 2015; Figura 2.20).

Proposta metodològica per a falles lentes

En aquest apartat es proposa una manera molt més detallada de donar un valor de qualitat als desplaçaments, inspirada pel criteri de puntuació de la qualitat existent per als desplaçaments causats per falles ràpides (Sieh, 1978b; Zielke et al., 2012). Aquesta proposta hauria de permetre mantenir un criteri pautat per a puntuar els elements desplaçats, i per tant definir les incerteses (aleatòria i epistèmica) de cada mesura. La qualitat de cada desplaçament es proposa com un mètode de ponderació a l'hora de discutir quins desplaçaments són millors per a calcular els paràmetres sísmics.

El primer que cal fer és mesurar el desplaçament i el rang de variabilitat que aquest pot prendre, és a dir, la incertesa aleatòria. Aquesta relació s'expressa en el PDF de cada cas, on la base de la funció és el doble de la desviació estàndard (Figura 2.23). La metodologia proposada també inclou la qualificació o ponderació del desplaçament (relacionada amb la incertesa epistèmica de la interpretació d'aquest) que s'ha dividit en dos: a) la definició de la qualitat subjectiva, que expressa la confiança en la interpretació del desplaçament basada en coneixements geològics generals; i b) la de la qualitat objectiva, que és descrita en funció de tres paràmetres geomorfològics (els canvis litològics, les característiques morfotectòniques associades i la forma). Ambdues qualitats reben valors entre 0 i 1, i per tant poden ser utilitzades per a ponderar els PDFs (Zielke et al., 2012). Aquesta metodologia s'aplica als canals desplaçats com a principal element morfotectònic lineal, tot i que també pot ser aplicada a carenes.

Mesura del desplaçament i la seva incertesa aleatòria

La mesura d'un desplaçament requereix estimar quina era la seva morfologia abans de ser deformat (Zielke et al., 2015; Figura 2.18), és a dir, cal identificar-ne la parella de punts homòlegs que permet la restitució de la morfologia original de l'element lineal (Figura 1.7). En general, per a obtenir la parella de punts homòlegs es projecta la tendència del canal analitzat contra la falla utilitzant més d'una línia homòloga. Gold et al. (2011) consideren les projeccions propera i llunyana de tots els elements relacionats amb la morfologia d'un canal (els marges i el depocentre). Aquí es segueix aquest

criteri per a mesurar els desplaçaments, i posteriorment es calculen la mitjana i la desviació estàndard mitjana per a cada element desplaçat a partir de totes les combinacions entre projeccions possibles (tant dels marges com del depocentre; Figura 2.23). Aquests valors són els utilitzats per a definir la PDF, on la desviació estàndard mitjana és el 68,3 % (o 1 σ) del PDF.



Figura 2.23. A) Esquema del mètode utilitzat per Gold et al. (2011) per a mesurar desplaçaments en la falla Altyn Tagh. B) Esquema utilitzat en aquesta memòria per definir les línies homòlogues i mesurar el desplaçament d'un canal afectat per una falla de salt en direcció esquerre (línia vermella). Les línies negres són els marges dels canals i la línia blava el depocentre d'aquest. Les línies homòlogues són definides pels marges i pel depocentre de manera separada i se'n consideren les projeccions propera i llunyana (línies contínua i discontínua, respectivament). Les lletres indiquen l'element considerat (a, marge dret; b, depocentre; c, marge esquerre) i els números indiquen el número de mesures fetes amb totes les combinacions de línies homòlogues per a l'element (marges o depocentre). La mitjana dels valors és el desplaçament de l'element considerat, mentre que la desviació estàndard mitjana és la incertesa aleatòria.

Qualitat subjectiva

La qualitat subjectiva representa la confiança que la persona especialista té quan fa la interpretació de cada desplaçament. Inspirada per Zielke et al. (2012), els seus valors es mouen entre 0 i 1, on 0 és una qualitat/confiança molt baixa, 0,25 és baixa, 0,5 és una qualitat/confiança mitjana, 0,75 és alta i 1 una qualitat/confiança molt alta.

L'experiència de l'analista pot tenir una gran influència, tant negativa com positiva, en la determinació d'un desplaçament (Salisbury et al., 2015). En aquest sentit, Bond et al. (2007) i Bond et al. (2011) demostren que l'experiència pot ser un gran biaix quan s'interpreten dades geològiques, resultant en interpretacions incorrectes si el model conceptual no coincideix amb la realitat. Els geòlegs, segons aquests autors, tendeixen a interpretar la informació geològica segons l'àrea de la qual són experts. A més a més, els geòlegs no sempre es mostren totalment segurs de la interpretació que proposen. Bond et al. (2007), Salisbury et al. (2012), Scharer et al. (2014) i Salisbury et al. (2015) suggereixen que els resultats són millors quan més tècniques es fan servir per afrontar i intentar resoldre el problema.

Qualitat objectiva

Aquesta qualitat es basa en indicadors objectius (tot i que potencialment arbitraris) i mesurables, que pretenen minimitzar el biaix subjectiu i depenent de la persona que realitzi la caracterització de l'element desplaçat. No obstant això, es requereix un coneixement geològic mínim per valorar-la. La finalitat d'aquest sub-apartat és descriure els aspectes geomorfològics i geològics relacionats amb cada element desplaçat, i que poden influir en la incertesa epistèmica.

Els desplaçaments identificats en aquesta tesi es descriuen utilitzant sis paràmetres objectius: 1) el tipus (si és un canal o no, i si en el primer cas està encaixat en un ventall al·luvial quaternari o directament en el basament), 2) la preservació actual de l'element deguda a modificacions antròpiques, 3) l'edat que se li associa (numèrica, relativa o cap), 4) els canvis litològics (si la falla coincideix amb un canvi del tipus de roca), 5) els morfotectònics (la elements associats quantitat d'altres característiques morfotectòniques relacionades espacialment amb el desplaçament considerat, com valls paral·leles, escarpaments, etc.; Figura 1.6), i 6) la forma, que depèn de tres subparàmetres (l'amplitud de la zona de falla, la diferència d'orientació entre els dos trams de canals desplaçats, i la sinuositat d'aquests). Malgrat els primers tres paràmetres no es poden quantificar, són molt útils durant la caracterització inicial dels desplaçaments, ja que permeten comparar-los entre ells. Els darrers tres paràmetres sí que contribueixen al valor final de la qualitat objectiva, puntuada entre 0 i 1, i són els que es descriuen en detall a continuació.

Canvis litològics

El paràmetre "canvis litològics" avalua la possibilitat que el desplaçament es doni degut a canvis en la resistència a l'erosió dels materials, i no només a l'activitat de la falla. Cada element desplaçat rep un punt si el tipus de material geològic on s'encaixa és homogeni, i 0,5 punts sí la falla coincideix amb un canvi litològic. Es pretén no descartar aquells elements on el desplaçament coincideix amb un canvi litològic, i per aquest motiu no s'atorga zero en cap cas.

Elements morfotectònics associats

Els elements morfotectònics associats reflecteixen la quantitat d'altres elements propis de la morfologia tectònica que hi ha preservats al voltant del canal desplaçat, com poden ser les valls paral·leles, els escarpaments de falla, les facetes triangulars i les crestes de pressió (Figura 1.6). La presència d'aquests elements reforça la consistència del desplaçament. Klinger et al. (2011), per exemple, usen una aproximació per la qual compten el nombre de desplaçaments reconstruïts en un radi de 100 m al voltant del desplaçament considerat quan aquest es retro-deforma. Aquests autors puntuen el desplaçament amb el nombre d'elements coincidents.

Aquí es proposa la modificació de la metodologia de Klinger et al. (2011) amb l'objectiu de puntuar cada element desplaçat entre 0 i 1. Per a cada element, s'ha definit una regió al seu voltant on fer el comptatge dels elements morfotectònics propers. Aquesta regió és la intersecció entre 1) l'amplitud considerada de la zona de falla al llarg de tota la falla, i 2) un cercle al voltant del punt central de l'element, el radi del qual és la meitat de la mesura del desplaçament més 200 m (Figura 2.24). Per a la falla d'Alhama de Murcia, l'amplitud escollida per a la zona de falla són 40 m perquè és un valor entremig entre els 10 m d'amplitud que la falla té a la zona on s'han excavat les trinxeres (veure *Capítol 4*) i els més de 100 m de farina de falla mesurats en una prospecció geofísica de 170 m realitzada al sud de Lorca (Martínez-Díaz et al., 2015).

El radi de cerca ha estat definit després de comparar els resultats obtinguts per a tres radis més (Figura 2.25). Els radis candidats van ser: 1) deu vegades el desplaçament, 2) el desplaçament més 100 m, 3) el desplaçament més 200 m, i 4) la meitat del desplaçament més 200 m. En els tres primers casos, el radi depenia massa de la magnitud del desplaçament, especialment en el primer cas, i això no responia a criteris geològics. També es va concloure que un radi de cerca de 100 m és insuficient per a la

FAM, on la quantitat d'elements morfotectònics és escassa. L'elecció final és la quarta perquè la influència de la magnitud del desplaçament és més baixa, i l'addició de 200 m segueix tenint sentit geomorfològic, i per segments de falla.

Cada desplaçament rep 10 punts si la deformació ocorre dins de la zona de falla i un punt extra per a cada element morfotectònic que hi hagi dins de la regió de cerca. Els elements morfotectònics considerats són: 1) un altre canal desplaçat, 2) una vall paral·lela a la falla, 3) escarpaments de falla, 4) facetes triangulars, i 5) crestes de pressió (Figura 1.6; Wesson et al., 1975). Per a que siguin comptats, no cal que la totalitat de l'element estigui dins de l'àrea considerada (Figura 2.24). Per a la FAM, la puntuació màxima obtinguda després d'aplicar aquest criteri a tots els desplaçament és de 16 punts. Com que es necessita modificar aquesta puntuació per a que estigui inclosa dins del rang entre 0 i 1, es divideixen els punts obtinguts per cada element entre 16.

La determinació dels elements morfotectònics associats té un component subjectiu considerable. De fet, la puntuació final depèn bàsicament de la quantitat d'elements cartografiats, i aquesta cartografia és en part subjectiva, especialment al llarg de falles lentes on, la geomorfologia pot estar molt afectada pels processos externs. Malgrat això, en aquesta tesi es manté aquest paràmetre perquè: a) es considera un aspecte significatiu en la descripció dels elements desplaçats, i b) la consideració d'un desplaçament per ser analitzat és, en sí mateix, un acte subjectiu. És a dir, depenent del/a geòleg/a que realitzi l'anàlisi morfotectònica, el nombre de desplaçaments identificats pot variar.



Figura 2.24. Esquema de la puntuació de la morfotectònica associada per a la FAM. Les caixes són l'àrea d'intersecció entre la zona de falla de la FAM (40 m) i el cercle al voltant del punt central del canal desplaçat (on el radi de cerca és de la meitat del desplaçament més 200 m). Cada desplaçament s'indica per colors. Per exemple, l'element superior (taronja) té 12 punts perquè el desplaçament està dins de la zona de falla i hi ha dos elements morfotectònics propers al desplaçament (una vall paral·lela a la falla i un escarpament). Llegenda: u, desplaçament.



Figura 2.25. Comparació de les puntuacions obtingudes en una zona de la falla d'Alhama de Murcia per diferents radis de cerca: A) 10 vegades el desplaçament (u*10); B) el desplaçament més 100 m (u + 100); C) el desplaçament més 200 m (u + 200); i D) la meitat del desplaçament més 200 m (u + 100). Llegenda: u, desplaçament; els colors indiquen el número de punts obtinguts per cada element, augmentant de taronja a verd fosc passant pel groc i el verd clar.

<u>Forma</u>

Hi ha tres aspectes morfològics d'un canal que reforcen la correlació entre els dos segments analitzats i per tant condicionen la incertesa del desplaçament: 1) l'amplitud de la zona de falla, 2) la diferència d'orientació entre els dos segments de canal considerats (un a cada costat de la falla), i 3) la sinuositat dels canals. La Figura 2.26 mostra la taula de puntuacions segons aquests tres sub-paràmetres. Cada vegada que un dels sub-paràmetres disminueix un nivell en el seu eix, mantenint els altres dos eixos constants, (s'allunya de l'origen), el valor final de la forma disminueix 0,15 punts (Figura 2.26). En aquesta metodologia, els tres sub-paràmetres es podrien considerar separadament. En aquest cas, cada graó de disminució, representaria 0,45 punts menys (d'aquesta manera cada sub-paràmetre pot prendre valors d'1, 0,55, i 0,1). El valor final del paràmetres de la forma és el mateix tant si es consideren els sub-paràmetres com un conjunt o per separat, ja que els increments són proporcionals.



Diferència d'orientació

Figura 2.26. Diagrama per obtenir la puntuació corresponent a la forma del canal. Els tres eixos representen els sub-paràmetres de la forma: diferència d'orientació entre els dos segments de l'element considerat, un a cada bloc de la falla (eix x), sinuositat del canal (eix y) i amplada de la zona de falla (eix z). Les línies blaves són els canals, les vermelles la zona de falla i els números verds són la puntuació obtinguda per la combinació dels tres sub-paràmetres. Si es mantenen dos eixos constants, la puntuació disminueix 0,15 punts per a cada pas en l'eix no fix.

Puntuació final de la qualitat objectiva

La puntuació final s'obté fent la mitjana de la puntuació individual dels tres paràmetres (canvis litològics, elements morfotectònics associats, forma) considerant que la forma en realitat està composta per tres sub-paràmetres (amplitud de la zona de falla, diferència d'orientació entre els dos segments de canal considerats i sinuositat dels canals). Per tal de ponderar la contribució real de tots els paràmetres i sub-paràmetres, el valor de la forma en l'equació es multiplica per tres. L'equació final és: **Qualitat objectiva** = $\frac{a+b+3*c}{5}$; on *a* són els canvis litològics, *b* els elements morfotectònics associats i *c* la forma. El valors que resulten d'aquesta equació varien entre 0 i 1.

73

Programari utilitzat per a realitzar les mesures

Totes les combinacions de desplaçaments possibles s'han mesurat directament sobre un programa de dibuix vectorial (*Corel Draw X5*) un cop feta la retro-deformació de cadascun amb el mateix programa. Aquesta és la tècnica finalment escollida per la seva senzillesa i repetibilitat, però se'n va considerar una altra que es detalla a continuació.

Mesura amb el LaDiCaoz

LaDiCaoz és una eina desenvolupada per a calcular els desplaçaments laterals, tal i com el seu nom en anglès indica (*Lateral DIsplacement CAlculator*; Zielke i Arrowsmith, 2012). Aquesta eina és una interfície gràfica d'usuari (*Graphical User Interfase*; GUI) basada en el llenguatge Matlab. Aquest programa només necessita el MDT de la zona on es troba l'element desplaçat que es vol analitzar. S'obté un desplaçament lateral òptim per als dos segments de canals considerats, superposant els seus dos perfils perpendiculars a una certa distància de la falla. Posteriorment, el creador del programa (Olaf Zielke, https://sites.google.com/site/olafzielkephd/) ha millorat substancialment el programa afegint-hi eines per a calcular també el component vertical del desplaçament (Zielke et al., 2015; Haddon et al., 2016).

La principal mancança que té el programa és a l'hora de calcular la tendència del canal, tendència que s'usa per a fer la projecció del seu perfil contra la falla. En ell s'utilitza una línia que l'usuari dibuixa a mà alçada. La incertesa aleatòria comesa en aquest pas no està considerada en el valor final de desplaçament. Per tal de minimitzar aquest error, es proposa una modificació del programa que s'ha anomenat CHOF.

Modificació del LaDiCaoz (CHOF)

L'objectiu principal del codi escrit és programar l'obtenció de la línia recta de tendència del canal desplaçat de manera automàtica en l'espai, per a poder-la incloure en un futur en el *LaDiCaoz*. El programa sencer es pot trobar als *Annexes* de la tesi amb el nom de CHOF (*CHannel OFfset*, desplaçament de canals). Els passos que segueix són:

- Importar el model digital del terreny (MDT) en format .txt i indicar-ne la mida de cel·la.
- Crear la xarxa de drenatge amb l'ajuda de les funcions del Topotoolbox (Schwanghart i Kuhn, 2010).

- Dibuixar la falla. El programa demana clicar dues vegades en la imatge per a obtenir la direcció del pla de falla. Per a simplificar, el programa utilitza plans de falla verticals (Figura 2.27).
- Decidir el grup de punts aigües amunt i aigües avall que s'utilitzaran per a calcular la línia de tendència (es pot triar una projecció propera o llunyana) (Figura 2.27).
- Calcular la línia de tendència.



Figura 2.27. Exemples de finestres que es visualitzen amb el codi *CHOF* per a la mesura de desplaçaments. A) Extracció de la xarxa fluvial (en vermell, els punts seleccionats aigües avall per a calcular la línia de tendència); B) selecció de dos punts continguts en la traça de falla; C) traça de falla; D) punts homòlegs del canal en color verd (intersecció entre les línies homòlogues i el pla de falla).

Addicionalment, el programa calcula els desplaçaments total, lateral i vertical. Aquest pas, però, el fa molt millor el *LaDiCaoz*, ja que té en compte molts més paràmetres,

com ara el perfil perpendicular del canal. En el CHOF el càlcul dels punts homòlegs només serveix per verificar els passos anteriors.

El codi CHOF s'ha verificat en un canal desplaçat a la falla d'Elsinore (Califòrnia, EUA). Aquesta zona s'ha triat per dos motius: 1) perquè és en una falla ràpidamoderada, on la preservació dels canals és millor que la dels canals associats a la FAM; i 2) perquè ja havia mesurat aquests mateixos desplaçaments amb un programa de dibuix i amb el *LaDiCaoz* en el meu treball de final de carrera. La mesura que es va fer damunt el model retro-deformat amb el Photoshop és d'aproximadament 110 m (Figura 2.28), i la mesura que va donar *LaDiCaoz* de 110,2 m (Figura 2.28). El valor obtingut amb el CHOF és de 113 m, fet que confirma que l'aproximació que es fa amb el codi és bona.

Finalment, no es va utilitzar el *LaDiCaoz* ni la seva versió modificada per a mesurar els desplaçaments, ja que, degut a incapacitats a l'hora de programar, no es va poder incorporar la millora en el programa original. A més a més, no vaig voler assumir la incertesa aleatòria associada a la determinació de la línia de tendència manualment. Concloc que la metodologia més senzilla i òptima era fer-ho mitjançant el programa de dibuix. Tot i això, es preveu que la proposta de millora del programa original pugui suposar un estalvi de temps en estudis futurs.



Figura 2.28. Comparació dels resultats obtinguts amb el CHOF per dos mètodes: A) model retro-formació dels canals Cs i Wi amb *Photoshop* ; B) resultat del desplaçament entre els segments Cs-Wi utilitzant el *LaDiCaoz*. Extret del treball de final de carrera de Marta Ferrater (2011).

Mesura de desplaçaments al camp

La manera més directa de mesurar desplaçaments és al camp, concretament amb una cinta mètrica. Aquest mètode té com a principals restriccions que: a) la magnitud del desplaçament ha de ser inferior a la llargada de la cinta mètrica, i b) ha d'estar preservat actualment. En aquest apartat es presenta la comparació entre el mètode directe i el mètode remot per tal de donar suport a la metodologia aplicada en la tesi. Per fer-ho, es mesuren els desplaçaments 055 i 114 (Figura 2.29) que compleixen les dues condicions necessàries per a que es pugui mesurar al camp. Els desplaçaments analitzats mesuren 26,7 \pm 4,5 m (tenint en compte que el posicionament els canals té un error d'aproximadament 2 m) i 17,1 \pm 8,2 m (degut a que es mesura un mínim de 8,9 m i un màxim de 25,3 m de desplaçament), respectivament.



Figura 2.29. Mesura dels desplaçaments en els canals 055 i 114. Per a cada element es mostra: a) imatge del desplaçament amb la imatge d'ombres a N 045° E; b) el desplaçament retro-deformat calculat de manera remota seguint la metodologia descrita en aquesta tesi i la mesura obtinguda en fer-ho; i c) fotografia de camp del canal i la seva mesura amb la cinta mètrica (en el cas de 055 també s'ha mesurat amb un GPS diferencial). Localització dels desplaçaments en les Figura 2.9 i Figura 2.13.

Addicionalment, el desplaçament del canal 055 s'ha mesurat amb un mètode indirecte de camp, el GPS diferencial (*Leica Zeno 5*). El valor que en resulta són $27,4 \pm 4,5$ m, tenint en compte que la incertesa és la mateixa que per la mesura amb la cinta mètrica

(Figura 2.29). La mesura del desplaçament 055 realitzada amb el mètode de teledetecció (en els models digitals del terreny) és de $28,7 \pm 2,7$ m. S'observa que el resultat obtingut per les tres tècniques és molt semblant i que totes les mesures es troben dins de la incertesa de les altres. Això recolza la metodologia remota emprada per a mesurar els desplaçaments identificats en la zona de falla d'Alhama de Murcia, i que és la que té associades incerteses aleatòries menors.

2.5.2. Catàleg de desplaçaments

S'ha aplicat la metodologia proposada en aquesta memòria a l'anàlisi dels desplaçaments associats a l'activitat de la falla d'Alhama de Murcia, concretament en els segments d'aquesta compresos entre les poblacions de Goñar i Alhama de Murcia. El segment Alhama de Murcia-Alcantarilla no ha estat analitzat degut a la seva expressió geomorfològica difusa. He realitzat les mesures de desplaçament i valorat les seves qualitats de manera sistemàtica i manual.

En total, s'han identificat 138 elements desplaçats lateralment (Figura 2.30). En els *Annexes* de la memòria, es recopilen les cartografies de tots els canals desplaçats, juntament amb la mesura del seu desplaçament i incertesa, i els valors de les qualitats subjectiva i objectiva. Aquest catàleg de desplaçaments és el que s'usa en el *Capítol 6* per a calcular la velocitat de desplaçament lateral de la FAM. A més a més, també serveix per a posar a prova la validesa de la metodologia proposada.

En la majoria dels casos els desplaçaments identificats pertanyen a canals actius on els dos segments analitzats encara es troben connectats. També s'han identificat desplaçaments on el segment del canal aigües avall estava abandonat i sense capçalera (055; Figura 2.29), fet que es considera una evidència robusta de deformació tectònica. Per altra banda també s'ha observat desplaçament en tres carenes. Donada la poca quantitat d'elements desplaçats que no són canals, d'ara en endavant s'utilitza canal com a sinònim d'element desplaçament.

La distribució dels desplaçaments no és uniforme al llarg de la falla, sinó que s'acumulen en aquells segments de falla o parts de segments on la deformació es distribueix en superfície en més d'una traça de falla (Figura 2.30). La magnitud dels desplaçaments varia entre 4,5 m i 644 m. Els canals 105 i 133 estan desplaçats 4,5 i 4,6 m, respectivament. Aquesta baixa magnitud podria fer pensar que han estat causats per

un únic terratrèmol i per tant aquests valors representen el salt per esdeveniment. Tanmateix, les incerteses aleatòries d'ambdós valors són molt grans (2,16 i 4,56 m, respectivament) i les incerteses epistèmiques (és a dir, la qualitat subjectiva i l'objectiva) són molt baixes. És per aquest motiu que no es poden considerar evidències de salt suficientment clares per afirmar que representen el salt per esdeveniment. El canal desplaçat 644,3 m és la rambla Alta, i la quantitat de deformació mesurada és molt semblant als més de 600 m que mesura Martínez-Díaz (1998) (Figura 2.1).



Figura 2.30. Elements geomorfològics desplaçats al llarg de la falla d'Alhama de Murcia en relació a la seva magnitud de desplaçament, i la seva posició respecte la longitud de la falla. Les barres d'error representen incerteses (desviació estàndard mitjana, 1σ). Els valors de les qualitats subjectiva (gràfic superior) i objectiva (gràfic inferior) estan representats per símbols de colors diferents. Llegenda de la qualitat: [0 - 0.25), qualitat molt baixa; [0.25 - 0.5), qualitat baixa; [0.5 - 0.75), qualitat mitjana; [0.75 - 1], qualitat alta. No s'observen agrupacions evidents en cap dels dos gràfics. La traça en superfície de la FAM i la seva segmentació es mostren a la part inferior de la figura.

S'observa que els valors de les qualitats poden ser molt diferents entre ells, i en la majoria dels casos la qualitat objectiva és major (Figura 2.31 i Figura 2.32). En el cas dels desplaçaments identificats al llarg de la FAM, els que tenen qualitats subjectives més altes són aquells on el segment de canal aigües avall ha estat abandonat i per tant li

manca capçalera (Figura 2.33), mentre que els valors més baixos són per aquells desplaçament on el relleu proper pot estar condicionant l'encaixament. Un exemple clar d'això es mostra en la Figura 2.34, on la cresta de pressió representa una barrera física per al drenatge aigües avall. La combinació dels models digitals provinents de les dades lidar amb les ortofotografies i fotografies aèries del 1956 ha estat imprescindible en aquells casos on l'acció humana ha modificat notablement el paisatge i per tant els elements lineals havien estat destruïts (Figura 2.35).



Figura 2.31. Interpretació del desplaçament 003, un exemple on els dos tipus de qualitat (subjectiva i objectiva) són semblants. A) Model Digital del Terreny (MDT) creat a partir de les noves dades adquirides amb lidar; B) MDT amb les corbes de nivell cada 5 m; C) MDT amb la posició de la falla i l'element desplaçat; D) MDT amb la falla, el canal desplaçat i algunes línies homòlogues (línies negres discontínues); E) model retro-deformat del canal desplaçat. Localització del desplaçament en la Figura 2.15.



Figura 2.32. Interpretació del desplaçament 056, on la qualitat objectiva és més gran que la subjectiva, degut a que es considera la possibilitat que la deformació que s'observa sigui fruit d'una desviació inicial en encaixar-se el canal a les proximitats d'un relleu previ. A) Model Digital del Terreny (MDT) creat a partir de les noves dades adquirides amb lidar; B) ortofotografia del 1956 amb les corbes de nivell cada 5 m; C) ortofotografia del 1956 amb la posició de la falla i l'element desplaçat; D) ortofotografia del 1956 amb la falla, el canal desplaçat i algunes línies homòlogues (les línies liles representen el marge dret del canal, i les roses el marge esquerre); E) model retro-deformat del canal desplaçat. Localització del desplaçament en la Figura 2.13.



Figura 2.33. Interpretació del desplaçament 088, un exemple on el canal aigües avall no té capçalera. A) Model Digital del Terreny (MDT) creat a partir de les noves dades adquirides amb lidar; B) ortofotografia del 1956 amb les corbes de nivell cada 5 m; C) MDT amb la posició de la falla i l'element desplaçat; D) MDT amb la falla, el canal desplaçat i algunes línies homòlogues (línies negres discontínues); E) model retro-deformat del canal desplaçat. Localització del desplaçament en la Figura 2.9.



Figura 2.34. Interpretació del desplaçament 094, un exemple de qualitat subjectiva baixa degut al fet que el relleu del costat del canal podria haver influenciat en l'encaixament d'aquests i per tant el desplaçament observat no seria totalment tectònic. A) Model Digital del Terreny (MDT) creat a partir de les noves dades adquirides amb lidar; B) ortofotografia del 1956 amb les corbes de nivell cada 5 m; C) ortofotografia del 1956 amb la posició de la falla i l'element desplaçat; D) ortofotografia del 1956 amb la falla, el canal desplaçat i algunes línies homòlogues en negre discontinu; E) model retro-deformat del canal desplaçat. Localització del desplaçament en la Figura 2.9.



Figura 2.35. Interpretació del desplaçament 084, un exemple on la morfologia ha estat modificada recentment. A) Model Digital del Terreny (MDT) creat a partir de les noves dades adquirides amb lidar; B) ortofotografia del 1956 amb les corbes de nivell cada 5 m; C) ortofotografia del 1956 amb la posició de la falla i l'element desplaçat; D) ortofotografia del 1956 amb la falla, el canal desplaçat i algunes línies homòlogues (les línies liles representen el marge dret del canal, i les roses el marge esquerre); E) model retro-deformat del canal desplaçat. Localització del desplaçament en la Figura 2.9.

2.5.3. Revisió i discussió de la metodologia emprada

En aquest apartat, s'exposen els resultats de l'anàlisi morfotectònica de la FAM per tal d'avaluar la metodologia que es proposa en aquesta tesi. Per fer-ho, es valoren separadament: a) la relació entre la mesura dels desplaçaments i la seva incertesa, b) les diferències entre els dos tipus de qualitat (la subjectiva i l'objectiva), i c) les particularitats dels paràmetres de la qualitat objectiva. Finalment, es resumeixen aquests resultats.

Relació entre la mesura i la seva incertesa

La correlació entre la quantitat de desplaçament i la incertesa dels canals desplaçats (138 mesures) per la falla no és proporcional, és a dir, els desplaçaments grans, no tenen necessàriament grans incerteses associades a l'hora de mesurar-les (Figura 2.36). L'error quadràtic de la relació entre la quantitat de desplaçament i la incertesa aleatòria és dèbil, de 0,4.



Figura 2.36. Gràfic on es mostra la relació entre la quantitat de desplaçament i la seva incertesa pels 138 elements desplaçats al llarg de la falla d'Alhama de Murcia. L'eix horitzontal és el valor mitjà de desplaçament de cada element, mentre que l'eix vertical és la desviació estàndard mitjana (incertesa aleatòria).

Diferències entre els tipus de qualitat

La segona comparació que es presenta és entre la qualitat subjectiva i l'objectiva. La qualitat objectiva acostuma a ser més gran que la subjectiva (Figura 2.37). La correlació visual entre els dos valors és dèbil (l'error quadràtic és 0,4) i les diferències màxima i mínima entre els dos valors són 0,53 i -0,27, respectivament (qualitat objectiva menys subjectiva). Aquestes discrepàncies recolzen la necessitat de diferenciar entre els dos tipus de qualitat, ja que reflecteixen aspectes diferents de la qualitat del desplaçament. El fet que els valors subjectiva siguin menors que els objectius és conseqüència de la poca confiança de l'analista dels desplaçaments.

Una altra comparació és entre les qualitats i el desplaçament (Figura 2.38 A). En aquest cas, no s'observa cap tipus de correlació entre la quantitat de desplaçament i els valors qualitatius. Els contorns de la qualitat subjectiva i l'objectiva en la Figura 2.38 A estan dislocats entre 0,1 i 0,3 punts verticalment. Això evidencia altra vegada que, en general, tots els elements han rebut una puntuació objectiva millor que la subjectiva. Tampoc no hi ha cap correlació entre les qualitats i la incertesa (la desviació estàndard mitjana;

Figura 2.38 B). Aquest fet (independència entre la incertesa i les qualitats) recolza la necessitat d'incloure valors de qualitat a l'hora de realitzar anàlisi de desplaçaments. A més a més, els valors de qualitats obtinguts poden ser utilitzades per a ponderar els PDFs individuals abans de calcular els COPD (Zielke et al., 2012; Figura 2.22).



Figura 2.37. Gràfic de la qualitat objectiva respecte la qualitat subjectiva. L'equació de correlació entre les dues variables s'ha afegit de referència.

Particularitats dels paràmetres de la qualitat objectiva

Els valors de la qualitat objectiva en els canals desplaçats per la FAM oscil·len entre 0,18 i 0,94 (Figura 2.39), i 99 dels 138 elements puntuen més de 0,5. Això implica que quasi el 75% dels desplaçaments tenen una qualitat objectiva de moderada a molt alta.

En general, la qualitat objectiva correlaciona bé amb la forma (Figura 2.39). Tot i que la darrera contribueix en tres cinquenes parts (60%) del total a la qualitat objectiva, s'observa que aquesta contribució és constant en el gràfic relatiu, fet que recolza la bona correlació (Figura 2.39 B; al voltant del 50 % del total de la puntuació objectiva). Aquesta contribució constant és una diferència significativa en comparació amb la dels altres dos paràmetres (canvis litològics i elements morfotectònics associats) que no presenten cap relació clara. Addicionalment, la mitjana de les diferències entre la forma i la qualitat objectiva de totes les mesures tendeix a zero (en casos excepcionals oscil·la entre -0,25 i 0,25; Figura 2.39). Aquestes petites diferències, juntament amb el fet que la seva contribució sigui constant, suggereixen que la puntuació de la forma per ella
mateixa podria aproximar-se al valor de la qualitat objectiva. Aquesta aproximació pot ser útil en aquells casos en què es vulgui prescindir d'utilitzar la puntuació obtinguda per als elements morfotectònics associats, perquè, per exemple, hi hagi molt pocs elements desplaçats identificats.



Figura 2.38. Gràfics amb: A) la relació entre les qualitats subjectiva i objectiva i la quantitat de desplaçament on, en general els valors de la qualitat objectiva són majors que els de qualitat subjectiva; i B) la relació entre les qualitats i la incertesa de la mesura. Els valors de qualitat objectiva es representen en vermell, i els de qualitat subjectiva en blau. Les línies de contorn de densitat representen el número de mesures en una quadrícula de la qualitat respecte les variables de desplaçament i incertesa.

Per altra banda, no hi ha una clara correlació entre la qualitat subjectiva i cap dels paràmetres objectius (Figura 2.39). Tenint en compte que la forma contribueix en aproximadament un 50% a la puntuació objectiva, la correlació entre la forma i la qualitat subjectiva és similar a la correlació obtinguda per als dos tipus de qualitat. Tal i com ja s'ha mencionat, però, aquesta correlació no és prou evident per a ser utilitzada i, per tant, tampoc ho és la correlació entre la forma i la qualitat subjectiva.



Figura 2.39. A) Gràfic del percentatge de contribució dels paràmetres objectius normalitzats (eix esquerre) respecte la qualitat objectiva total. Cada paràmetre es mostra en un color diferent per tal d'identificar la contribució relativa a la puntuació objectiva total. L'eix dret representa la diferència entre la qualitat objectiva i el valor de la forma (qualitat objectiva menys el valor de la forma). Els valors d'aquesta diferència varien entre -0,23 i 0,24 i s'observa com la contribució relativa de la forma a la qualitat objectiva és constant. B) Gràfic de la suma del valor dels paràmetres objectius respecte la qualitat objectiva (eix esquerre). La contribució de cada paràmetre s'expressa d'un color. L'eix dret representa la qualitat subjectiva (punts negres). El valor de la forma es correlaciona amb la puntuació total de la qualitat objectiva.

Correlació i resum

Per a corroborar totes les relacions entre variables examinades pas a pas en els apartats anteriors, s'ha realitzat una anàlisi estadística per a totes elles. Tal i com s'esperava, la millor correlació és la que hi ha entre la qualitat objectiva i la forma (Taula 2.4). Malgrat la forma representi el 60% de la puntuació objectiva, aquesta correlació és propera al 0,9 i té un 100% de nivell de confiança. Aquest fet confirma la forma com un bon indicador de la qualitat objectiva. També era d'esperar la correlació menor entre les dues qualitats (valors al voltant de 0,6; Taula 2.4). D'altra banda, existeixen correlacions no observades en els gràfics anteriors entre la qualitat objectiva i els elements morfotectònics associats, i entre la quantitat de desplaçament i la seva incertesa.

	Forma	Morfotectònica associada	Canvis litològics	Qualitat objectiva	Qualitat subjectiva	Incertesa	Mesura
Mesura	-0,19	0,01	-0,10	-0,17	-0,11	0,63	1
	0,03	0,93	0,23	0,05	0,22	0	0
Incertesa	-0,33	-0,01	-0,19	-0,30	-0,25	1	
	0	0,90	0,03	0	0	0	
Qualitat	0,57	0,46	0,07	0,61	1		2
subjectiva	0	0	0,42	0	0		
Qualitat	0,88	0,60	0,41	1		-	
objectiva	0	0	0	0			
Canvis	0,10	0,02	1		-		
litològics	0,26	0,79	0				
Morfotectònica	0,31	1					
associada	0	0					
Forma	1		-				
	0						

Taula 2.4. Correlacions entre els parells de variables utilitzades en la metodologia proposada en aquesta tesi calculades amb el programa *Statgraphics*. Els valors superiors indiquen la força de la relació lineal entre parells de variables (els valors pròxims a 0 indiquen males relacions lineals). El valor inferior indica el nivell de confiança de la correlació, on els valors per sota de 0,05 indiquen valors de confiança de més del 95%. Les caixes verdes indiquen valors molt bons, les taronges, valors bons i les caixes de color vermell mostren les correlacions dolentes. La millor correlació és entre la qualitat objectiva i la forma. També hi ha una bona correlació entre el desplaçament i la incertesa, entre els dos tipus de qualitats i entre la qualitat objectiva i la morfotectòncia associada.

Comprovació realitzada amb altres dades

Es va demanar a un altre geòleg que caracteritzés parcialment quinze desplaçaments provocats per la FAM escollits a l'atzar seguint la metodologia proposada. A pesar de només haver considerat cinc característiques per a cada desplaçament (la magnitud del desplaçament, la incertesa, els canvis litològics, la forma i la qualitat subjectiva), la correlació entre elles és molt semblant a l'obtinguda per a tots els elements desplaçats. Aquest fet reforça la utilització de la metodologia emprada.

2.5.4. Discussió resultats

En aquest apartat, s'examina la recurrència dels desplaçaments mesurats al llarg de la FAM per tal d'inferir moments d'encaixament preferencial. Per fer-ho s'assumeix inicialment que els canals amb el mateix desplaçament es van encaixar en el mateix moment. La representació dels desplaçaments al llarg de la falla (Figura 2.30) no mostra cap agrupament de desplaçaments per a uns valors concrets. Tampoc ho fa l'histograma de la Figura 2.40 A on es mostra la relació entre la quantitat de desplaçament i la quantitat de vegades que aquesta es produeix. En aquest histograma s'hi visualitza una disminució del nombre d'elements identificats a mida que en creix la magnitud del desplaçament. Això s'ha observat també en altres estudis (p.ex. Wallace, 1968; Van der Woerd et al., 2002; Klinger et al., 2011).

Per tal de millorar la visualització dels agrupaments, es segueix la metodologia desenvolupada per Zielke et al. (2012) i originalment demostrada per McGill i Sieh (1991), on se sumen els PDFs (Funció de Densitat de Probabilitat) individuals (Figura 2.40 B) per produir el COPD (Densitat de Probabilitat de l'Acumulació dels Desplaçaments; Figura 2.40 C). Els pics obtinguts en aquesta darrera corba representen els valors de desplaçament més freqüents. En cap cas s'observa regularitat en la separació entre els pics. S'han calculat també els dos COPD ponderats amb els valors de les qualitat subjectiva i objectiva (Figura 2.40 D). La ponderació s'ha fet sobre l'àrea dels PDF i no amb l'alçada dels pics (Figura 2.41), que matemàticament és més correcte, ja que la probabilitat es refereix a l'àrea sota la corba de la funció. Els dos COPD ponderats tenen pics més baixos i alguns d'ells arriben a desaparèixer en relació amb el COPD original.



Figura 2.40. A) Histograma dels desplaçaments juntament amb les corresponents incerteses; B) Funcions individuals de Densitat de Probabilitat sobreposades (Probability Density Functions, PDF) de tots els elements desplaçats; C) Densitat de Probabilitat de l'Acumulació dels Desplaçaments (Cumulative Offset Distribution Probability, COPD) sense ponderar, on els números superiors indiquen els desplaçaments (m) amb més recurrents; D) COPDs ponderats amb els valors de la qualitat subjectiva (verd) i objectiva (blau). En general, el COPD ponderat amb la qualitat subjectiva té una probabilitat menor que el ponderat amb la qualitat objectiva.



Figura 2.41. Esquema de les diferents formes que pren la corba de la probabilitat si es pondera l'alçada o l'àrea d'aquesta amb els valors de les qualitats.

El COPD de totes les dades no té en compte la segmentació de la falla (Martínez-Díaz et al., 2012b; i referències incloses). Inclús si se suposa que tots els segments tenen els mateixos paràmetres sísmics (p.ex. velocitat de desplaçament), allà on el segment es divideixi en més d'una traça de falla paral·lela (com seria el cas del segment Lorca-Totana), cadascuna de les traces ha de tenir paràmetres diferents. Per aquest motiu, es repeteix l'anàlisi considerant els segments i les traces de falla principals (Figura 2.42). S'assumeix que els segments amb COPD semblants tenen la mateixa velocitat de desplaçament. El COPD es calcula pel segment Goñar –Lorca, allà on la falla té una única traça, i per les traces de falla de la terminació sud-oest de la falla (nord, F1 i F2; Figura 2.42), i de tres traces amb moviment lateral del segment Lorca – Totana (NFAM, c-FAM i SFAM; Figura 2.42). S'han escollit aquestes traces perquè els COPD dels altres segments contenen pocs desplaçaments i la informació que en resulta no en permet fer una bona anàlisi.



Figura 2.42. COPD (Densitat de Probabilitat de l'Acumulació dels Desplaçaments) dels segments i de les traces de falla considerades: les traces nord, F1 i F2 de la cua de cavall a la terminació sud-oest de la falla; el segment Goñar-Lorca allà on la traça de falla és única en superfície; i tres traces del segment Lorca-totana (NFAM, c-FAM i SFAM). La nomenclatura de les traces està indicada al peu de figura. S'indica la quantitat d'elements desplaçats utilitzats per a la creació del COPD de cada traça. Cada COPD està ponderat tant amb el valor de qualitat subjectiva com amb el de l'objectiva.

Els COPDs del segment i de les traces analitzades mostren millors agrupacions que les del COPD amb tots els desplaçaments junts (Figura 2.42). El millor exemple d'agrupació és el de la traça de falla c-FAM on 15 elements desplaçats s'agrupen en quatre pics (10, 31, 98 i 202 m). També s'observen agrupacions en la traça SFAM del segment Lorca-Totana (28 desplaçaments en 10 grups) i en la traça de falla nord de la terminació sud de la FAM (sis desplaçaments en quatre pics).

En el segment Goñar-Lorca els desplaçaments no s'agrupen gens. Tot i així, com que la traça de la FAM és contínua en superfície i la seva orientació constant, aquest COPD és utilitzat per a relacionar moments d'encaixament amb esdeveniments climàtics (*Capítol* 7). Per tal de fer això, se necessita saber la velocitat de desplaçament del segment (*Capítol* 6). La diversitat de valors de desplaçament calculats en aquest segment podria estar relacionat amb la variació del nivell de base del drenatge durant el Quaternari. En el Pliocè-Pleistocè aquests rius desembocaven directament a la mar Mediterrània, posteriorment van passar a ser endorreics i finalment el riu Guadalentin es va connectar amb el riu Sangonera (*apartat* 1.4.1).

S'han comparat entre elles les traces de la terminació sud-oest de la falla en l'estructura de cua de cavall (Martínez-Díaz, 1998; Ortuño et al., 2012). No s'observa cap coincidència pel que fa els màxims de la corba COPD pels tres segments considerats (nord, F1 i F2; Figura 2.42). Això podria ser perquè les petites variacions d'orientació d'aquests segments provoquen que l'absorció de la deformació sigui diferent per a cada traça de falla, resultant en petites diferències en la velocitat de desplaçament.

El segment Lorca-Totana també està format per més d'una falla sub-paral·lela. De les tres falles principals (NFAM, SFAM i f-FAM), només les primeres dues mostren evidències de moviment lateral. S'han identificat molts elements desplaçats en una falla menor situada entre les falles NFAM i SFAM que en aquesta memòria s'anomena c-FAM (Figura 2.13). S'evidencia una coincidència entre els màxims dels segments c-FAM (10, 31, 98 i 202 m) i els de la SFAM (8, 32, 98 i 194 m). Segons l'assumpció que es pren en aquesta tesi (els segments amb COPD semblants, tenen la mateixa velocitat de desplaçament), les traces c-FAM i SFAM tindrien la mateixa taxa de desplaçament lateral. Malgrat això, altres criteris geològics i geomorfològics, com ara el fet que l'expressió en superfície de la SFAM sigui més nítida (condicionada també pel canvi

litològic (Figura 1.10), fan pensar que la traça SFAM té una velocitat de desplaçament lateral més elevada.

En resum, els COPD només es poden analitzar tenint en compte la segmentació de la falla i les diferents traces de falla sub-paral·leles en que es pugui dividir algun segment. Només es poden comparar els COPD d'un segment (o traça) que tinguin la mateixa orientació, ja que la deformació s'hi absorbeix de manera diferent i per tant pot influir en la xarxa de drenatge. A l'hora de deduir paràmetres sísmics, el càlcul del COPD no és suficient per a obtenir la velocitat de desplaçament de la falla, ja que es necessita aplicar un control temporal.

La coincidència dels màxims de la funció és una condició necessària per confirmar que dos traces de falla comparteixen els mateixos paràmetres sísmics. Aquesta condició, però, no és suficient, ja que s'han de tenir presents altres criteris geològics (p.ex. expressió geomorfològica). Un clar exemple és el que passa entre els COPD de les traces SFAM i c-FAM. Per a poder comparar la velocitat de desplaçament d'aquestes dues traces, caldria analitzar quina és la posició exacta dels canals desplaçats, ja que la seva distribució espacial podria suggerir com es reparteix la deformació i com passa d'una traça a l'altra. Per poder fer això, s'hauria de conèixer el model del comportament de la falla (variable, uniforme o característic; Sieh, 1981; Schwartz i Coppersmith, 1984).

3 Paleosismologia 3D en el segment Lorca-Totana de la falla d'Alhama de Murcia: Esdeveniments sísmics i desplaçaments tectònics enterrats

Here, I show the three-dimensional paleoseismic study of the El Saltador site. I focus on the identification of paleoevents and on measuring the offset of paleochannels. The offset was measured following the proposed technique, which was based on calculating the distance between a piercing point pair obtained by projecting the 3D straight line that best fits the channel shape against the fault plane.

3.	PALEO	SISMOLOGIA 3D EN EL SEGMENT LORCA-TOTANA DE LA FALLA	
D'A	LHAMA	DE MURCIA: ESDEVENIMENTS SÍSMICS I DESPLAÇAMENTS TECTÒN	NICS
ENT	TERRATS	5	97
	3.1.	Paleosismologia i mètode paleosismològic	97
	3.2.	Antecedents sobre paleosismologia	100
	3.2.1.	Estudis paleosísmics en falles de salt en direcció	100
	3.2.2.	Estudis paleosísmics a la Península Ibèrica	104
	3.3.	Situació geogràfica i context geològic de El Saltador	108
	3.4.	Metodologia	110
	3.4.1.	Ground Penetrating Radar (GPR)	110
	3.4.2.	Campanyes paleosísmiques	111
	3.4.3.	Metodologia desenvolupada per a fer el <i>fotolog</i>	113
	3.4.4.	Models 3D	114
	Ma	aqueta tridimensional de les trinxeres (model analògic)	115
	M	odel digital (GoCAD)	116
	3.5.	Unitats estratigràfiques exposades en les trinxeres	117
	3.5.1.	Peculiaritats dels cossos anòmals de llim ataronjat	118
	3.5.2.	Evolució sedimentària	126
	3.6.	Anàlisi de les trinxeres perpendiculars	128
	3.6.1.	Evidències de paleoterratrèmols	130
	3.7.	Anàlisi de les trinxeres paral·leles	132
	3.7.1.	Metodologia per a mesurar el desplaçament en paleocanals	132
	Ex	cavació de les trinxeres	133
	Ad	lquisició de les dades	133
	Cà	lcul dels punts homòlegs	134
	M	esura del desplaçament	134
	De	eterminació de les incerteses	135
	Ро	ssibles simplificacions	135
	3.7.2.	Desplaçaments mesurats en els paleocanals	137
	M	esura del desplaçament del canal D	137
	Vi	sualització tridimensional del desplaçament del canal D	139
	Re	lació canal D amb la interpretació dels perfils GPR	140
	Me	esura del desplaçament del canal B	141
	Co	omparació entre valors obtinguts pels dos canals	143

3. Paleosismologia 3D en el segment Lorca-Totana de la falla d'Alhama de Murcia: Esdeveniments sísmics i desplaçaments tectònics enterrats

La paleosismologia neix el 1969 (Seilacher, 1969) com l'estudi dels terratrèmols prehistòrics, especialment de la seva localització, edat i mida (McCalpin, 2009; i referències incloses). Una de les tècniques que inclou aquesta disciplina és l'excavació de trinxeres. Aquesta tècnica, a més de permetre identificar esdeveniments sísmics, també permet obtenir alguns paràmetres sísmics, com ara la velocitat de desplaçament de les falles (i els seus valors en els components vertical i en direcció del moviment) i la recurrència de terratrèmols. En aquest capítol de la tesi, s'amplia el catàleg de paleoterratrèmols atorgats a la FAM i es mesuren els desplaçaments tectònics de dos paleocanals identificats en el registre geològic. En el *Capítol 6* s'utilitzen aquestes dades per a calcular els paràmetres sísmics de la falla d'Alhama de Murcia.

3.1. Paleosismologia i mètode paleosismològic

En excavar les trinxeres o en netejar, aplanar i fer verticals afloraments naturals (com per exemple, les que resulten de la incisió d'un torrent) es pretén exposar una seqüència sedimentària afectada per l'activitat de la falla. En aquestes seqüències es busquen indicadors d'esdeveniments (*event indicators*) que són evidències morfològiques i sedimentològiques de deformació del terreny. Quan una evidència és atorgada a l'acció d'una falla activa passa a anomenar-se horitzó sísmic (*earthquake horizon* o *event horizon;* McCalpin, 2009) i equival a la superfície topogràfica en el moment anterior de produir-se el terratrèmol. Estratigràficament pot estar evidenciat pel col·luvió que deriva d'un escarp i que enterra la superfície abans de la fracturació, i/o per les discontinuïtats que es desenvolupen com a resultat de la deformació (molt sovint en forma de flexions). La identificació dels horitzons sísmics, juntament amb un control temporal d'aquests, serveix per a calcular la recurrència de la falla, el temps transcorregut des del darrer terratrèmol, i el salt per esdeveniment, entre d'altres.

Un altre criteri de deformació tectònica que s'obté en excavar trinxeres és quan es fan aflorar punts homòlegs que es puguin correlacionar a banda i banda de la falla. Els punts homòlegs (*piercing points*) són la intersecció entre el pla de falla i un element lineal desplaçat per aquesta. La distància entre una parella de punts homòlegs és molt important en estudis paleosísmics ja que dóna informació sobre el desplaçament tectònic total (acumulat) que ha patit aquell element des de la seva sedimentació (en el cas que s'estigui estudiant una seqüència estratigràfica, com en la majoria dels casos) fins a l'actualitat. Coneixent l'edat de l'element lineal desplaçat, com per exemple un canal, es pot calcular la velocitat de desplaçament de l'estructura que l'ha provocat.

El primer que cal fer per a poder realitzar un estudi paleosísmic és la recerca d'un lloc adient per a tal finalitat. És necessari que aquest compleixi una relació mitja entre la taxa de deformació i la taxa de sedimentació. En un lloc on es produeixen molts terratrèmols però no hi ha sedimentació, aquests no queden enregistrats individualment en els sediments, sinó que el desplaçament d'una unitat deposicional comprèn múltiples esdeveniments. Pel contrari, si els terratrèmols es produeixen en un lloc on la sedimentació és molt activa, a l'hora d'excavar les trinxeres, aquestes hauran de ser molt profundes i el nombre de terratrèmols identificats per unitat mètrica serà petit.

En ambients semi-àrids, com són el sud-oest dels Estats Units d'Amèrica (on s'han desenvolupat la majoria de tècniques paleosismològiques) i el sud-est de la Península Ibèrica, els llocs més adients per a realitzar un estudi paleosísmic són zones on hi hagi un bloqueig total o parcial de la sedimentació holocena i pleistocena, o en rieres i torrents (on el flux d'aigua és intermitent). Això és així perquè en les zones on el drenatge està bloquejat, els sediments s'acumulen episòdicament (a vegades separats per horitzons edàfics si transcorre temps suficient entre dos episodis sedimentaris contigus). En falles de salt en direcció, aquest tipus d'ambient es dóna allà on la falla té un petit component vertical de moviment i es formen crestes de pressió (pressure *ridges*) o quan el desplacament lateral de la falla disposa un relleu elevat davant un torrent (crestes d'obturació; shutter ridges). També es dóna el cas en que l'escarpament de falla creat per un terratrèmol bloquegi el drenatge aigües avall, facilitant l'acumulació de material (p.ex. Lindvall i Rockwell, 1995; Rockwell et al., 2001). De la mateixa manera, els sediments associats a rieres també es depositen episòdicament quan hi ha un esdeveniment de pluges suficientment gran per a que es generi transport aigües avall. Ambdós tipus de sediments presenten fàcies característiques que faciliten la seva identificació en el registre estratigràfic, i per tant faciliten la diferenciació dels horitzons sísmics.

L'orientació de les trinxeres ha de ser paral·lela al sentit de moviment de la falla, és a dir, les trinxeres perpendiculars a la falla són adequades per a l'estudi de falles de salt vertical, mentre que les trinxeres paral·leles ho són per falles de salt en direcció. Per falles amb un desplaçament oblic és necessària la combinació dels dos tipus de trinxeres per tal de poder analitzar en detall la falla activa.

Actualment és comú realitzar una campanya geofísica prèvia en l'emplaçament on es preveu excavar les trinxeres (Wise et al., 2003; Kurcer et al., 2008). La imatge indirecta del subsòl (un dels productes geofísics): a) augmenta la probabilitat d'èxit de fer tallar la falla amb les trinxeres, ja que pot proporcionar la localització estimada o acurada del seu emplaçament, b) permet conèixer l'estructura de la falla a profunditats on no es pot arribar mecànicament, i c) ajuda a detectar falles sense expressió superficial. Addicionalment, ajuda a planificar la quantitat de trinxeres, les seves longitud, fondària, i amplada necessàries per tal d'assolir les unitats objectiu (p.ex. canals enterrats), i altres aspectes tècnics de la campanya.

L'excavació de les trinxeres es pot fer de moltes maneres, però actualment l'ús d'excavadores està molt estès, tot i que en llocs on no és possible dur aquesta maquinària es realitzen manualment amb pics i pales. La morfologia que en resulta són trinxeres de longitud, profunditat i amplada tan grans com es necessiti, sempre i quan es garanteixi la seguretat dels geòlegs que hi treballen. A part de la seguretat, cal tenir en compte la quantitat de material que se n'extreu i que l'amplada de les trinxeres ha de ser suficient per poder-hi treballar còmodament i fotografiar-ne les parets.

Una vegada finalitzada l'excavació, es preparen les parets de les trinxeres per a poderles analitzar. En primer lloc es netegen per tal d'eliminar la capa de pols i les ondulacions produïdes per la maquinària. Comunament es realitza amb un aparell anomenat *scraper* (una eina de jardineria japonesa que rasca), però també s'utilitzen raspalls i bufadors de fulles, entre d'altres. Posteriorment es col·loca una malla de referència per a facilitar la cartografia, l'enregistrament i la interpretació de les unitats i de les estructures exposades. Aquesta interpretació es pot fer sobre un dibuix acurat en paper mil·limetrat o sobre el *fotolog*, que és la fotografia de la paret de la trinxera. Com es veurà més endavant en l'apartat 3.4. *Metodologia*, aquesta fotografia s'aconsegueix comunament creant un mosaic amb fotografies parcials de la paret.

3.2. Antecedents sobre paleosismologia

3.2.1. Estudis paleosísmics en falles de salt en direcció

La falla d'Alhama de Murcia és una falla principalment de salt en direcció. És per aquest motiu que aquest apartat pretén centrar-se en les particularitats d'aquest tipus de falles. Tot i que en el *Capítol 1* estan detallades les característiques estructurals i morfològiques de les falles de salt en direcció, aquí es posa l'accent en aquells elements que cal identificar quan es realitza un estudi paleosísmic en aquestes zones. Aquests elements són: a) els horitzons sísmics, i b) les parelles de punts homòlegs.

Els estudis paleosismològics d'una falla de salt en direcció, en general, combinen trinxeres perpendiculars i paral·leles a la falla (Figura 3.1; Wesnousky et al., 1991; Marco et al., 2005; Moreno, 2011; Wechsler et al., 2014). En el primer tipus de trinxeres es pretén exposar una zona lleugerament deprimida on el drenatge estigui totalment o parcialment bloquejat per poder-hi identificar esdeveniments sísmics. Per altra banda, l'objectiu en excavar les trinxeres paral·leles és correlacionar un paleocanal desplaçat per l'activitat de la falla a banda i banda d'aquesta i així poder-ne mesurar el desplaçament. Els paleocanals es troben intercalats en el registre sedimentari en forma de dipòsit de rebliment de canal, de fàcies i morfologia característiques.



Figura 3.1. Mapa en planta de l'indret paleosismològic estudiat per Marco et al. (2005) en la falla Jordan, una de les traces principals de la zona de falla Dead Sea. S'hi han excavat trinxeres paral·leles i perpendiculars a la falla. Gràcies a aquestes trinxeres, els autors són capaços d'identificar paleocanals enterrats i desplaçats lateralment a una velocitat de 3 mm/a.



Figura 3.2. Esquemes de la morfologia i relacions espacials dels horitzons sísmics (lletra E) en diferents casos: A) discontinuïtat; B) capa no deformada per sobre un dic vertical de sorra; C) capa no deformada per sobre una fluidificació; D) discontinuïtat associada a un escarpament; E) base d'un col·luvió; i F) base d'una unitat reomplint una fissura. La descripció dels casos A-E està descrita al text. Figura extreta de McCalpin et al. (2009).

En les trinxeres perpendiculars, els horitzons sísmics poden ser (Figura 3.2; Allen, 1986): a) una inconformitat que talla una falla; b) un dic vertical de sorra que alimenta un dic horitzontal, i aquesta injecció de material plega les capes anteriors al terratrèmol (la primera capa completament horitzontal és l'horitzó sísmic); c) la primera capa no deformada sobre unes unitats fluïdificades; d) una inconformitat semblant a la del primer cas, però on també hi ha un escarpament; e) una inconformitat "d" però el material per damunt de la inconformitat és el col·luvió procedent del bloc aixecat; o f) la base de la unitat que reomple una fissura. A aquests horitzons sísmics, se'ls ha de sumar el cas en què unes unitats amb fàcies associades al transport o uns sediments dipositats en un medi poc energètic es trobin bloquejades per l'escarpament creat a conseqüència d'un terratrèmol (l'horitzó sísmic és la base del material sedimentat; Meghraoui et al., 1988; Rockwell et al., 2014). A més a més, la variabilitat de distància entre més d'una parella de punts homòlegs també s'usa com a criteri per a identificar esdeveniments sísmics. En les trinxeres perpendiculars a la falla, les parelles de punts homòlegs són la intersecció entre la paret de la trinxera, la falla i el límit d'una unitat

sedimentària. Així, si una parella de punts homòlegs antiga està més desplaçada que una parella de punts més jove, es pot arribar a la conclusió que entre la sedimentació de la unitat antiga i la moderna, la falla va causar almenys un esdeveniment sísmic.

En la interpretació de les trinxeres paral·leles encara pren més importància la identificació i l'anàlisi dels punts homòlegs, que són la intersecció entre la falla i un element lineal enterrat, com pot ser un paleocanal. Malgrat a petita escala els canals siguin elements lineals i la seva intersecció amb la falla sigui un punt, en detall, un canal és un volum i està delimitat per infinites línies sub-paral·leles. Algunes d'aquestes línies són els marges, el depocentre, i els marges laterals de les unitats que reblen el canal (Figura 3.3). Cadascuna d'aquestes línies és una línia homòloga respecte la seva parella a l'altre bloc de la falla, i la seva intersecció amb la falla és un punt homòleg. En aquesta tesi, es fa servir també el terme *punt de referència*, definit com la intersecció d'una línia homòloga amb la paret de la trinxera (Figura 3.3). Tots aquests noms s'utilitzen en l'apartat *3.7 Anàlisi de les trinxeres paral·leles* per a calcular el desplaçament dels paleocanals enterrats.



Figura 3.3. Nomenclatura i relacions espacials dels elements (marges i depocentre) d'un canal rectilini desplaçat per una falla. Els punts de referència són els punts on afloren els elements del canal en una trinxera, les línies homòlogues són els elements lineals que defineixen la morfologia de la base del canal, i els punts homòlegs són la intersecció de les línies homòlogues i la falla.

McCalpin et al. (2009) resumeixen en tres les maneres més comunes de realitzar una campanya paleosísmica en tres dimensions: a) excavar moltes trinxeres perpendiculars a la falla a poca distància les unes de les altres (Fumal et al., 1993); b) excavar una trinxera perpendicular a la falla i seguir excavant progressivament seguint la falla (Figura 3.4; aquesta tècnica es proposa en la literatura com la millor tècnica per a determinar en un mateix indret tant el desplaçament com el moment en que va ocórrer; Sieh, 1984); i c) excavar varies trinxeres perpendiculars i dues trinxeres paral·leles a cada bloc de la falla i ampliar aquestes últimes progressivament en direcció a la zona de falla. El principal inconvenient de les tècniques on l'excavació de les trinxeres es fa progressivament és que es destrueix el registre geològic. El tercer mètode és el que s'usa normalment en els estudis de trinxeres 3D i s'aplica principalment a falles ràpides.



Figura 3.4. Mapa de contorn (0,2 m) de la base d'un canal desplaçat per la falla de San Jacinto i identificat per Wesnousky et al. (1991). Les línies discontínues representen les parets de les trinxeres, la zona en gris clar l'extensió del canal, i la zona en gris fosc allà on la base del canal està a una profunditat major de 4.4 m. L'anàlisi en detall de les trinxeres excavades perpendiculars a la falla (mètode proposat per Sieh, 1984) permet una anàlisi molt detallada del desplaçament tectònic i de la desviació prèvia.

Els paleosismòlegs mesuren el desplaçament d'un (Wesnousky et al., 1991; Lindvall i Rockwell, 1995; Moreno, 2011; Akçiz et al., 2014) o més canals (Hall et al., 1999; Liu et al., 2004; Liu-Zeng et al., 2006; Marco et al., 2005; Wechsler et al., 2014). En els estudis de Wesnousky et al. (1991) i Akçiz et al. (2014), el desplaçament total mesurat no és causat íntegrament per l'activitat de la falla, i s'interpreta que el canal ja presentava una desviació prèvia (Figura 3.4 i Figura 3.5). Aquest darrer treball (Akçiz et al., 2014) presenta una diferència respecte als altres, i és que no excaven progressivament les trinxeres paral·leles, sinó que són trinxeres individuals de poca profunditat. Això els permet tenir molts afloraments al mateix temps per a poder-los comparar.



Figura 3.5. Interpretació del canal desplaçat per la falla de San Jacinto. Figura extreta de Wesnousky et al. (1991). La unitat Ch en gris és el dipòsit de canal.

3.2.2. Estudis paleosísmics a la Península Ibèrica

La Península Ibèrica, tot i no presentar una significativa sismicitat (IGN, 2016), ha acollit diverses investigacions paleosísmiques amb l'objectiu de caracteritzar-ne les falles actives existents. Masana (1995) va descriure diversos afloraments amb l'objectiu d'identificar ruptures sísmiques, i la primera seqüència estratigràfica on es van identificar dos terratrèmols individuals en la Península Ibèrica va ser descrita per Silva et al. (1997) a la falla de Palomares (Figura 3.6). No va ser fins a l'inici del segle XXI que es van excavar les primeres trinxeres paleosismològiques a la Península Ibèrica. Masana et al. (2001) va estudiar el potencial sísmic de la falla de El Camp, falla molt propera a la central nuclear de Vandellòs. Malgrat no es va poder acotar amb precisió la recurrència de la falla, aquest va ser el primer estudi de la Península on es va aplicar aquesta tècnica. El mateix any, Martínez-Díaz i Hernández-Enrile (2001) van revisar la

interpretació paleosísmica de Silva et al. (1997) de Los Baños de Carraclaca (situats al segment Lorca-Totana de la FAM) on s'observa un salt en vertical en uns travertins. En cap de les dues ocasions es va poder datar amb exactitud l'edat del possible terratrèmol que havia causat el desplaçament.



Figura 3.6. Seqüència estratigràfica afectada per la falla de Palomares i analitzada per Silva et al. (1997). Aquests autors identifiquen els primers dos paleosismes en la Península Ibèrica.

Posteriorment, Martínez-Díaz et al. (2003) i Masana et al. (2004) van sumar esforços i van estudiar quatre trinxeres a la falla d'Alhama de Murcia (FAM), localitzades concretament en els ventalls de El Colmenar (o La Salud) i El Saltador (Figura 2.13). Aquests dos ventalls travessen la branca més meridional de la FAM amb evidències de salt en direcció (SFAM; Figura 2.13). En aquestes trinxeres van poder identificar tres terratrèmols en els darrers 27 ka, obtenint una recurrència d'aproximadament 14 ka. A més a més, van calcular una velocitat de desplaçament vertical de la falla de 0,04-0,35 mm/a basant-se en un perfil topogràfic (Figura 3.7) i, a partir d'aquesta i d'estries de falla, van estimar-ne la velocitat lateral (0,06-0,53 mm/a) i la velocitat total (0,07-0,66 mm/a). En el ventall al·luvial de La Salud, també hi ha disponibles els resultats paleosísmics preliminars de Canora et al. (2016). Aquests autors identifiquen un mínim de tres i un màxim de set paleoterratrèmols en els darrers 31 ka.



Figura 3.7. Localització de les trinxeres paleosísmiques analitzades per Masana et al. (2004) a la falla d'Alhama de Murcia: A) mapa geològic de les unitats afectades per l'activitat de la FAM, on s'indica la posició del perfils topogràfics P1 i P2; B i C) perfils topogràfics P1 i P2 respectivament on s'indica l'aixecament provocat per la traça sud que aixeca el bloc sud-est.

També s'ha estudiat paleosísmicament la terminació sud-oest de la FAM (Masana et al., 2005; Ortuño et al., 2012). Específicament, Masana et al. (2005) van excavar trinxeres a la falla d'Albox on van calcular velocitats de desplaçament vertical inferiors a 0,1 mm/a, i van identificar dos terratrèmols, un abans del 660 dC i un altre després de 650 dC. L'excavació de sis trinxeres perpendiculars a la FAM en la seva terminació en cua de cavall (al voltant de la població de Goñar; Figura 2.12), va permetre a Ortuño et al.

(2012) identificar sis terratrèmols en els últims 174-274 ka, i calcular unes velocitats de desplaçament vertical i lateral de 0,16-0,22 mm/a i 0,95-1,37 mm/a, respectivament.

Moreno et al. (2008) van ser els pioners en aplicar la tècnica de les trinxeres 3D al SE Península Ibèrica, concretament a la falla de Carboneras. La falla de Carboneras, com la FAM, també forma part del Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals (ZCBO; Figura 1.9), i com la majoria de falles del sistema té un moviment oblic, motiu pel qual aquests autors van haver de recórrer a les trinxeres paral·leles. Els resultats detallats d'aquest estudi es poden trobar a la tesi doctoral de Moreno (2011), on es conclou que la velocitat lateral mínima per la falla de Carboneras és de 1,3 mm/a.

Martín-Banda et al. (2015) analitzen des del punt de vista paleosismològic la falla de Carrascoy (falla que també forma part del ZCBO; Figura 1.9). Aquests autors acoten temporalment tres terratrèmols pels darrers 30,2 ka, tot i que defensen que en podrien haver ocorregut un màxim d'entre nou i onze. El període de recurrència que calculen és de $3,3 \pm 0,7$ ka, i la velocitat vertical que obtenen és de $0,37 \pm 0,08$ mm/a pels últims 210 ka. En la falla de Los Tollos, falla al sud-est de la falla de Carrascoy, Insua-Arévalo et al. (2015) identifiquen dos sismes que haurien ocorregut en els últims 9 ka i calculen una velocitat vertical per a la falla de 0,12-0,17 mm/a.

La majoria d'estudis paleosísmics en la Península Ibèrica es duen a terme en les falles que formen el ZCBO, però també s'han caracteritzat falles en altres zones de la península. A la serralada Bètica, Grützner et al. (2012; 2013) van excavar trinxeres a prop de l'estret de Gibraltar i entre les ciutats de Málaga i Granada (en la falla Ventas de Zafarraya), respectivament. En el primer cas, complementen l'anàlisi de les trinxeres amb perfils sísmics a mar per acabar identificant un terratrèmol al voltant 6000-5000 BP i una recurrència d'entre 2000 i 2500 anys. En el segon cas, constaten evidències de dos sismes i una recurrència semblant a l'anterior. Alfaro et al. (2001) també van analitzar una falla de la serralada Bètica, concretament la falla de Padul; i Rodríguez-Pascua et al. (2012b) la falla de Pozohondo.

En els Pirineus, Gutiérrez-Santolalla et al. (2005) van observar deformació en els darrers 8,3-5,3 ka, i Gutiérrez et al. (2008) interpreten que la falla Maladeta Nord tindria una velocitat de desplaçament vertical de 0,19 mm/a i hi identifiquen fins a tres esdeveniments sísmics. En la serralada Ibèrica, cal destacar la tesi de Lafuente (2011) que excava trinxeres per a caracteritzar la falla de Concud, falla que hauria causat nou

esdeveniments sísmics en els darrers 15,0-74,5 ka i tindria una velocitat de desplaçament variable (0,05-0,29 mm/a). A l'oest de la península, Rockwell et al. (2009b) i Figueiredo et al. (2010) analitzen les falles de Vilariça i S.Teotónio-Aljezur-Sinceira, respectivament.

3.3. Situació geogràfica i context geològic de El Saltador

L'emplaçament paleosísmic idoni ha de complir una relació mitja entre la taxa de deformació tectònica i la taxa de sedimentació, idealment sent un lloc on hi quedin preservats sediments i hi hagi materials recents afectats per l'activitat de la falla a ambdós blocs d'aquesta. Al llarg de la FAM hi ha dues grans zones que compleixin aquestes dues condicions: la terminació meridional del segment Goñar-Lorca (Figura 2.5; Ortuño et al., 2012) i la traça de falla sud del segment Lorca-Totana (SFAM), concretament en els ventalls de La Salud i El Saltador (Figura 2.13; Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004). En aquests dos emplaçaments ja s'hi han realitzat estudis paleosísmics prèviament.

En el marc del projecte d'aquesta tesi doctoral, es va decidir que era convenient ampliar i complementar la informació obtinguda en dues trinxeres excavades fa aproximadament 15 anys al ventall de El Saltador (Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004). Les dues finalitats principals són: 1) ampliar el nombre de terratrèmols identificats en el registre geològic fins al moment (tres en els darrers 27 ka), i 2) calcular la velocitat de desplaçament total de la FAM en aquest segment (i els seus components lateral i vertical). Aquest darrer objectiu es pretén assolir exposant seccions de paleo-canals enterrats en el registre sedimentari en ambdós blocs de falla i mesurant el desplaçament tectònic entre els dos segments. La mesura del desplaçament tectònic entre els dos segments del paleocanal, juntament amb un control temporal de la deposició d'aquest, ha de permetre el càlcul directe de la velocitat total de la traça SFAM en el segment Lorca-Totana, fet que no s'ha pogut realitzar prèviament (Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004).

La localitat paleosísmica de El Saltador està situada en el segment Lorca-Totana, concretament en el ventall de El Saltador, que travessa la falla descrita com a *Corredor sud* per Martínez-Díaz (1998), aquí anomenada SFAM (Figura 2.13 i Figura 3.8). L'expressió geomorfològica de la SFAM és molt recent i és la traça més al sud on s'han identificat elements morfotectònics propis de les falles de salt en direcció (*Capítol 2*).

La SFAM és vertical en els afloraments observats en les vores de les rambles actuals que la travessen. Aquest indret és molt adient per a realitzar-hi un estudi paleosísmic perquè, degut al component vertical de la falla, el bloc sud-est s'aixeca, creant una cresta de direcció NE-SO que bloqueja parcialment els sediments provinents de la serralada de La Tercia en direcció a la depressió del Guadalentin, fet que facilita la preservació de les unitats sedimentàries. Els canals de drenatge actual en la superfície del ventall travessen la falla de manera rectilínia sense desviacions (Figura 3.8 C).



Figura 3.8. Situació esquemàtica estructural i geomorfològica de la localitat paleosísmica del El Saltador: A) mapa estructural i nomenclatura de les traces de falla en el segment Lorca-Totana; B) esquema de El Saltador situat en un ventall Pleistocè (Martínez-Díaz et al., 2003) afectat per una traça amb un component de salt en direcció i en vertical, la posició del perfil I-I' indicat en A; C) imatge panoràmica (Martínez-Díaz, comunicació oral) cap a la serralada de La Tercia, on es veu com els canals de la superfície del ventall creuen la falla amb una orientació constant.

Martínez-Díaz et al. (2003) daten relativament el ventall al·luvial de El Saltador com a Pleistocè mig-superior i interpreten que la sedimentació en la localitat paleosísmica pertany a una seqüència de rebliment tardana pròpia d'un canal amb dinàmica al·luvial (Figura 3.9). Aquests autors suggereixen que aquest rebliment seria anterior a l'encaixament de l'actual rambla de El Saltador en el ventall. Donada la falta de datacions que confirmin aquesta darrera afirmació, aquí de moment no es descarta que la sedimentació es produís de manera sincrònica a l'encaixament del drenatge principal de la conca en el ventall i, per tant, quan la sedimentació principal ja es produïa distalment en la depressió del Guadalentín.



Figura 3.9. Model que mostra l'evolució estratigràfica de les unitats que afloren en les trinxeres TR3 i TR4 en l'estudi realitzat per Martínez-Díaz et al. (2003). Les seccions a-c mostren una secció paral·lela a la falla, i la secció d és una secció perpendicular.

3.4. Metodologia

3.4.1. Ground Penetrating Radar (GPR)

Un dels objectius que es pretén assolir en realitzar l'estudi paleosísmic en El Saltador és fer aflorar paleocanals enterrats. Per això, prèviament a l'excavació de les trinxeres, es realitzà una campanya d'exploració del subsòl mitjançant Ground Penetrating Radar (GPR). El GPR és un mètode electromagnètic amb el que es generen imatges del subsòl

gràcies a l'emissió d'un senyal de freqüència fixa. Les ones es reflecteixen en les discontinuïtats del terreny, i posteriorment són registrades. L'objectiu de la campanya va ser identificar cossos lenticulars susceptibles a ser interpretats com a paleocanals en el registre sedimentari que travessessin la falla, per a: 1) confirmar la presència d'aquest tipus d'unitats, i 2) ajudar a definir la posició de les trinxeres paral·leles a la falla. La campanya feta a El Saltador es va fer amb un GPS de la marca GSSI, model SIR-3000 amb una antena biestàtica apantallada de 200 Mhz de freqüència (David Gómez, comunicació personal).

3.4.2. Campanyes paleosísmiques

En total, s'han excavat deu trinxeres, quatre de perpendiculars i sis de paral·leles a la falla (Figura 3.10). La longitud mínima d'aquestes trinxeres és d'aproximadament 2 m i la màxima de 35 m. La distància entre la zona de falla i les trinxeres paral·leles és d'entre 2 m (TR14 and TR10) i 50 m (TR12). Com es detalla en les properes seccions, l'objectiu de les trinxeres perpendiculars és augmentar el coneixement del registre sísmic de la falla (apartat *3.6. Anàlisi de les trinxeres perpendiculars*), mentre que amb les trinxeres paral·leles es vol determinar les velocitat de desplaçament total, lateral i vertical de la falla mitjançant la identificació de paleocanals d'edat coneguda desplaçats per l'activitat de la falla (apartat *3.7. Anàlisi de les trinxeres paral·leles*). Addicionalment, l'anàlisi combinada d'ambdós tipus de trinxeres ha de permetre calcular el salt per esdeveniment.

S'han realitzat fins a set campanyes de camp dedicades quasi íntegrament a l'excavació i interpretació de les trinxeres (Figura 3.10). En la primera campanya (gener del 2013), es va visitar el lloc on s'havien excavat les trinxeres l'any 2000, i es va realitzar la campanya de GPR (*Ground Penetrating Radar*). En les campanyes de març i novembre del 2013 es van excavar les trinxeres de la 5 a la 12, i les 13 i 15, i es van ampliar les trinxeres 10 i 11, respectivament. La següent campanya (febrer del 2014) es va dedicar només a la identificació i interpretació de les unitats exposades. En el mes de juny del mateix any, es van ampliar les trinxeres 5 i 8 i es va excavar la trinxera 14. La campanya de març del 2015 es va dedicar a la presa de mostres per a la seva datació per Luminescència Estimulada Òpticament (OSL, Optically Stimulated Luminescence). Finalment, durant el desembre del 2015 es van prendre dades de posicionament de les unitats amb un GPS diferencial i es va repassar la interpretació de la trinxera 11.



Figura 3.10. Trinxeres excavades a El Saltador: A) mapa geològic de la zona on s'han excavat les trinxeres; B) mapa en planta de les trinxeres i dels perfils de GPR, les trinxeres TR3 i TR4 (en rosa) són les estudiades per Martínez-Díaz et al. (2003) i Masana et al. (2004); C) vista panoràmica de les trinxeres.

Per tal d'ajudar al registre de la posició de les unitats sedimentàries i de les fractures, es va crear una malla amb fil formant una quadrícula d'un metre de costat. Cada cel·la d'aquesta malla s'etiqueta per files (lletres de la A a la G) i columnes (números). Un cop instal·lat el mallat, es fotografia sistemàticament la trinxera, de manera que es fa una fotografia per a cadascuna de les cel·les. Els límits de les quadrícules es van georeferenciar amb l'ajuda d'una estació total (*Leica TC1700* amb un sistema *TPS1000*) i un GPS diferencial (*Leica 5 Zeno*). La georeferenciació permet més endavant poder tractar i analitzar les dades en un Sistema d'Informació Geogràfica (SIG) cometent els mínims errors de posicionament. Prenent com a referència el mallat, es fa manualment un mosaic de fotografies, el *fotolog*. Aquest mosaic, juntament amb paper mil·limetrat,

és el que s'ha usat al camp per a la interpretació de les unitats sedimentàries i de les fractures i plecs observades en les trinxeres.

3.4.3. Metodologia desenvolupada per a fer el *fotolog*

La realització del *fotolog* de la manera tradicional és feixuga i lenta. Durant aquesta tesi es prova una nova manera de realitzar-lo, publicada paral·lelament per Reitman et al. (2015). L'objectiu d'aquest mètode és agilitzar la creació dels *fotologs*, i no només en l'elaboració de la imatge, sinó també en la construcció de la malla al camp. L'automatització del procés es fa mitjançant el programa *AgiSoft PhotoScan* que crea una ortofotografia enlloc d'un mosaic, com es fa tradicionalment.

Per a seguir la tècnica proposada, al camp, només cal col·locar una (o dues en cas de que la trinxera sigui molt profunda) línia horitzontal per tal de tenir una referència a l'hora de fer les fotografies i per posar horitzontal la ortofotografia resultant. També s'han de col·locar les línies verticals que delimiten l'àrea de la trinxera (aquests límits són els punts que es geolocalitzen amb el GPS diferencial). Finalment, cal afegir unes quantes escales gràfiques al llarg de la trinxera. En fer les fotografias, s'ha de tenir en compte que cada element (p.ex. una pedreta) ha d'estar fotografiat almenys tres vegades des de tres posicions diferents. És aconsellable ser molt sistemàtic a l'hora de fer les fotografies, i fer sectors de files i columnes, especialment quan el nombre de fotografies sigui molt elevat.

Un cop realitzades les fotografies, amb l'*AgiSoft PhotoScan* es segueix el flux de treball propi per la creació de Models Digitals de Superfícies (MDS; apartat *2.3.1. Models digitals*). En aquest cas, les referències d'escala poden ser relatives, si només es té en compte l'escala gràfica que s'ha col·locat al camp; o absolutes, si es prenen els valors de posicionament del GPS diferencial.

El mètode per a fer el *fotolog* automàticament s'ha testat amb les trinxeres 5 (on la malla estava completa excepte en el tros ampliat en la campanya del juny del 2014), 8 (paret NO), 14 i 15. Els errors que resulten en la ortofotografia final són equiparables als errors comesos en crear el mosaic manualment, ja que en els dos casos es produeixen repeticions d'elements, especialment a les proximitats de la malla de referència. A més a més, en la metodologia tradicional, les fotografies originals es deformen en els vèrtexs, (justament i contradictòriament en aquells punts de la malla que serveixen de

referència; Figura 3.11). El principal factor limitant a l'hora de fer la ortofotografia és el volum d'informació que ha de processar el programa, però que pot ser solucionat utilitzant porcions de la paret de la trinxera. S'arriba a la conclusió que és una bona manera d'optimitzar temps i esforços en la campanya de camp (a l'hora de construir la malla) com en el moment de fer el mosaic, que suposen moltes hores de treball i més d'una persona dedicant-s'hi. L'experiència adquirida en aquesta tesi anima a assimilar aquesta tècnica per a futures campanyes.



Figura 3.11. *Fotologs* de les parets sud-est de les trinxeres 5 i 10. El *fotolog* de la trinxera 5 és la ortofotografia obtinguda amb el programa *AgiSoft PhotoScan*, mentre que el de la trinxera 10 és un mosaic creat a partir del mètode tradicional. En les ampliacions es poden veure com en els dos casos es donen petits errors com ara la repetició d'elements (el fil de la malla en la trinxera 5, i el fil i pedres en la trinxera 10).

3.4.4. Models 3D

En una campanya de trinxeres paleosísmiques d'aquest tipus, la correcta visualització de les trinxeres (que contenen desenes de metres quadrats d'informació), de les unitats sedimentàries, de les fractures, i de les relaciones espacials de tots aquests elements és necessària. En aquesta tesi, s'han realitzat dos tipus de models en tres dimensions per tal de millorar-ne la visualització: una maqueta física que s'assimila al model analògic, i un model digital creat amb el programa *GoCAD*. Aquests models s'han anat construint i actualitzant després de cada campanya de camp, tenint en compte les noves dades recollides.

Maqueta tridimensional de les trinxeres (model analògic)

El model analògic es va crear amb anterioritat a la campanya de camp de febrer del 2014 (Figura 3.12. A i B) El seu objectiu va ser posicionar en l'espai les interpretacions realitzades fins al moment. Gràcies a ell es van poder detectar problemes i noves possibles solucions, que es van poder corroborar en la campanya de camp d'aquell mateix mes. Després de l'excavació de la trinxera 14 es va actualitzar, per seguir integrant totes les dades observades (Figura 3.12. C, D i E).



Figura 3.12. Fotografies de la maqueta tridimensional de les trinxeres a El Saltador. A i B són fotografies preses abans de la campanya de camp del febrer del 2014, i les altres tres (C, D i E) són del model actualitzat després de la campanya.

Model digital (GoCAD)

Els models analògics s'han fet amb el programa *GoCAD* (versió 2009.4). El primer model digital va permetre millorar el model analògic amb posterioritat a la campanya de febrer del 2014 (Figura 3.13. A i B). La georeferenciació de les trinxeres es va realitzar amb les dades obtingudes amb l'estació total i el GPS diferencial. A més a més, s'hi va afegir el Model Digital del Terreny (MDT), la falla cartografiada, i una simplificació en un pla d'aquesta. S'hi van cartografiar dos canals als dos blocs de la falla (interpretats prèviament al camp), se'n va fer la interpolació entre les parets de les trinxeres i es van projectar contra la falla. Més endavant, es van afegir la resta de trinxeres excavades i la resta de dades associades a l'estudi paleosísmic, com són l'emplaçament dels perfils de GPR i del canal actual (Figura 3.13. C i D). Definitivament, la correcta visualització espacial de tots aquests elements ha estat clau en la seva final interpretació i en la mesura dels desplaçaments.



Figura 3.13. Captures de pantalla del model digital de les trinxeres a El Saltador creat amb el programa *GoCAD*. A i B són captures de pantalla abans d'introduir les trinxeres 8 i 14 (el color blau en B és la base d'un dels dos canals interpretats), i les altres imatges (C i D) són fetes amb totes les trinxeres excavades. En C s'han afegit també la posició dels perfils de GPR (en groc) i el depocentre del canal actual (línia blava), mentre que en D es mostren totes les línies homòlogues dels canals identificats i que s'expliquen en detall en l'*apartat 4.7*.

3.5. Unitats estratigràfiques exposades en les trinxeres

Les trinxeres exposen quatre seqüències estratigràfiques on s'hi han distingit fins a dinou unitats (Figura 3.14), algunes de les quals es poden dividir en dues sub-unitats. Els *fotologs* de les trinxeres es mostren en la Figura 3.15 i la seva interpretació estratigràfica i estructural en la Figura 3.16.

Les unitats inferiors (W i X; Figura 3.14) estan formades per graves heteromètriques clast-suportades on els clasts poden arribar a fer 10 cm de diàmetre o més. La principal diferència entre ambdues unitats és que la unitat W és de color beix degut a la presència de nòduls de carbonat. S'interpreten com la fase al·luvial quaternària més antiga.

La següent seqüencia mostra una alternança de graves i sorres grolleres subangulars i clast-suportades (unitats H, K, M, O, Q) i sorres fines i llims de colors ataronjats matriusuportats amb clastos de mida major flotant (unitats J, dividida en J1 i J2 separades per un nivell de graves fines, L, N, P; Figura 3.14 i Figura 3.16). Aquestes dues fàcies han estat interpretades com a dipòsits de corrent d'arrossegalls (*debris flow*) i flux de fang (*flujo de fango*), respectivament, i s'interpreten com el resultat de la dinàmica al·luvial del ventall.

A la part superior de la sequencia al·luvial superior es troba encaixada la segona sequència més moderna. S'hi han descrit fàcies clast-suportades de clasts subarrodonits, amb laminació planar i, localment, laminació creuada i clasts imbricats en cossos estratigràfics amb bases erosives, que s'han interpretat com a dipòsits de canal (Figura 3.17). Aquest encaixament s'inicia amb la unitat H, tal i com es veu en la trinxera 13 (Figura 3.16), però les unitats que presenten unes millors característiques de canal (morfologia, fàcies) són les unitats D i B (Figura 3.14 i Figura 3.16). La unitat B està formada per unes graves angulars i poc seleccionades i localment lents de llim. La unitat D es pot dividir en dues subunitats: D1) constituïda per graves fines i caracteritzada per fàcies amb estructures tractives que s'estén lateralment en forma laminar; i D2) on les graves són grolleres i hi ha blocs de grans dimensions, i la base de la qual és erosiva (Figura 3.17). Les altres unitats (H, G, F, E i C) es troben reblint paleosuperfícies (Figura 3.16) i poden ser classificades en dos grups segons el seu procés de gènesi. Les unitats H i F no presenten fàcies pròpies de canal, sinó més aviat d'un flux laminar i energètic, ja que són graves mitjanes clast-suportades que poden incloure grans blocs i sense estructures tractives. Per altra banda, la granulometria de les unitats G, E i C és més fina (llims, matriu-suportats), és de colors ataronjats i groguencs, i en aquestes unitats s'observen clares evidències de formació d'un sòl (nòduls de carbonat). La unitat G presenta unes característiques molt semblants a les unitats J, L, N i P de la seqüència al·luvial superior.

En els perfils de GPR (*Ground Penetrating Radar*) paral·lels a la direcció de la falla, s'observa una seqüència estratigràfica horitzontal on en general les capes són contínues en tota l'extensió del perfil (Figura 3.18). Les dades adquirides amb el GPR també suggereixen la presència de dos cossos lenticulars. L'amplada d'aquests cossos és d'entre 10 i 40 metres i es troben a una profunditat d'1.5 m segons el model de velocitats utilitzat (0,1 m/ns per passar de temps a profunditat). Tenint en compte el tipus de sedimentació al·luvial que predomina en la seqüència, es pensa que els cossos lenticulars són canals distributaris en la superfície del ventall i perpendiculars a la falla (Figura 3.18; David Gómez, Fidel Martín-González, José J. Martínez-Díaz, comunicació personal).

Finalment, la unitat superior (A) es pot dividir en dues, la sub-unitat A2 formada per graves sub-angulars, i la sub-unitat A1 formada per llims ocres. Aquesta és la unitat més recent preservada en les trinxeres, i s'interpreta com un dipòsit de canal que podria estar actiu actualment.

3.5.1. Peculiaritats dels cossos anòmals de llim ataronjat

La principal peculiaritat de les capes de llim de color ataronjat (unitats G, J, L, N i P) és que la seva potència augmenta amb la proximitat a la falla. És a dir, la seva màxima potència s'assoleix a la zona de falla, on aquestes unitats es troben basculades a contrapendent de la tendència general del ventall al·luvial, mentre que arriben a desaparèixer a desenes de metres d'aquesta (Figura 3.19 A i B). Aquestes unitats no es troben en el bloc aixecat de la falla, tal i com mostra l'aflorament oblic a la zona de falla en l'extensió de la trinxera 10 (bloc sud-est; Figura 3.19 C i D). A més a més, no tenen una base planar, sinó que la seva base s'adapta a la paleotopografia existent en el moment de la sedimentació. Aquesta morfologia s'aprecia clarament en la trinxera 5, on la unitat G rebleix un canal (Figura 3.16 i Figura 3.19 E i F).

Litologia	Descripció	Interpretació
	A1: Llims ocres, on s'hi està desenvolupant el sòl actual A2: Graves sub-angulars clast-suportades de color fosc i heteromètriques. Base laxa i difusa. Hi ha concentracions lorals de clasts anoulars en cosos lenticulars nornoralment a la base	Sòl actual Sediment del canal actiu actualment
	This concentrations cleares anyware encloser periodicial spinopament are uses. B: Graves fine-autismes clear-suportades amb, localment, lents de lim, Clasois angulars i poc seleccionals que poden arribar a fer 10 cm de diàmetre C: Llims matriu-suportats de color groc, amb indicis de formació d'un sól. Base difusa i nòduls de carbonat pedogènic.	Canal poc encaixat Dipósit de flux de fang adaptat a una paleotopografia prévia i posterior desenolupament d'un sól.
•	D1: Graves clast-suportades amb imbricacions, laminació horitzontal i, localment, laminació creauada. Els clastos són sub-arrodonits d'entre 1-15 cm de diàmetre. Hi ha acumulacions de carbonat pedogènic.	Sediment fluvial de rebliment de canal
	D2: Graves sub-angular clast-suportades amb base erosiva. Els clasts són sub-arrodonits d'entre 20 i 50 cm de diàmetre	Canal amb capacitat erosiva
	E: Llims matriu-suportats de color ataronjat, amb indícis de formació d'un sòl. Base difusa i presència de nòduls de carbonat pedogènic F: Graves miljanes clast-suportades. Clastos sub-arrodonits d'entre 3 i 5 cm de diàmetre, tot i que poden arribar als 20 cm.	Paleosòl Sediment al·luvial de corrent rocallós
5	Locarment la unitat es manu-suportada. G: Llims taronges amb base i potència irregulars. Presència d'un 5% de clasts.	Rebliment de paleosuperfície per un flux de fang i posterior desenvolupament de sòl
•	H: Graves grises fines-mitjanes clast-suportades. La part superior està poc seleccionada amb clastos sub-angulars de 2-10 cm de diàmetre, tot i que alguns clastos aïllats fan 20 cm. En la part inferior hi ha la intercalació de sorres i llims grisencs.	Sediment al·luvial de corrent rocallos amb diferent capacitat erosiva i disponibilitat de material
	1: Sorres fines rosades i laminades, intercalades en la part inferior d'H. S'hi observa laminació creuada i estructures d'escapament.	Sediments de medi poc energètic
	J1: Llims matriu-suportats de color marró. Presència d'un 5% de clasts sub-angulosos i porositat pedogènica. La base hi ha un nivell de graves fines. J2: Llims matriu-suportats de color taronja. Presència d'un 5% de clasts sub-angulosos i porositat pedogènica.	Dipòsit de flux de fang amb posterior desenvolupament d'un paleosòl Dipòsit de flux de fang amb posterior desenvolupament d'un paleosòl
•••	K: Graves fines-mitjanes clast-suportades de clasts sub-angulosos. Localment hi ha nivells matrius-suportats.	Sediment al-luvial de corrent rocallós
	L: Sorres taronges matriu-suportades. Presència d'un 5% de clasts angulosos, porositat pedogènica i nòduls de carbonat.	Sediment al·luvial de flux de fang
	M: Graves grises mitjanes-grolleres clast-suportades. Clasts sub-angulosos d'entre 2 i 6 cm de diàmerte, i clasts grans aïllats a sostre de la unitat.	Sediment al·luvial de corrent rocallós
	N: Sorres taronges matriu-suportades. Presència d'un 5% de clasts.	Sediment al·luvial de flux de fang
	O: Alternança de graves fines i mitjanes grises clast-suportades.	Sediment al·luvial de corrent rocallós
	P: Graves molt fines matriu-suportades.	Sediment al·luvial de flux de fang
ļ	Q: Alternança de graves fines i mitjanes ben seleccionades clast-suportades. Internament, s'hi observen morfologies de canal.	Sediment al-luvial de corrent rocallós
	W: Graves clast-suportades heteromètriques. Localment estan ben seleccionades i alguns clasts poden arribar a superar els 10 cm de diàmetre. La unitat té un color beix degut als nòduls de carbonat que conté.	Ventall al·luvial antic
	X: Graves angulars i heteromètriques clast-suportades. El sostre de la unitat és de color vermell i localment té guix.	Ventall al·luvial antic
Llim Sorra Grava		

Figura 3.14. Llegenda i descripció de les unitats interpretades en les trinxeres de El Saltador. La primera columna representa les relacions espacials entre unitats. En la segona columna es mencionen les seves corresponents interpretacions genètiques.





121


Figura 3.15. Fotolog de les trinxeres de El Saltador. La interpretació de les trinxeres a la Figura 3.16.







125

3.5.2. Evolució sedimentària

En les trinxeres, s'observa una sedimentació pròpia de dinàmica al·luvial seguida per uns sediments fluvials que s'hi encaixen a sostre. La transició entre els dos tipus de dinàmica es produeix en la unitat H. Aquestes dades corroboren la interpretació realitzada per Martínez-Díaz et al. (2003), on suggereixen que el sistema de canals és posterior a la sedimentació al·luvial principal del ventall. Aquest sistema podria ser anterior, sincrònic o posterior a l'encaixament del canal de la rambla del Saltador en el ventall homònim, i per tant anterior, sincrònic o posterior a la migració de la sedimentació envers la depressió del Guadalentín.



Figura 3.17. Fotografies on es mostra l'aspecte de la unitat D en la paret sud-est de la trinxera 10. Aquesta unitat es pot dividir en dues subunitats que responen a un canvi en el procés deposicional: D1 està formada per graves fines i presenta estructures tractives, mentre que les fàcies de la unitat D2 no estan classificades i la seva granulometria és molt grollera. La unitat superior s'expandeix en forma de làmina per una zona més àmplia i la inferior té la base erosiva en forma de canal. El punt negre en B representa el punt de referència del marge esquerre del canal D.



Figura 3.18. Interpretació preliminar dels perfils de GPR (*Ground Penetrating Radar*). S'observen dos possibles canals amb una tendència quasi perpendicular a la falla. No es coneix l'amplada del canal est en el perfil GPR19. Figura originalment realitzada per David Gómez, Fidel Martín-González, José J. Martínez-Díaz, (comunicació personal) i posteriorment modificada.



Figura 3.19. Fotografies on es mostra l'aspecte de les unitats formades per sorra fina i llims de colors ataronjats: A i B) morfologia d'aquestes unitats lluny de la falla; C i D) unitat G a la zona de falla; i E i F) morfologia de la base de la unitat G en la TR5.

3.6. Anàlisi de les trinxeres perpendiculars

En les trinxeres perpendiculars a la falla es veu com la seqüència al·luvial està plegada i fallada (Figura 3.16 i Figura 3.20), evidenciant l'existència d'esdeveniments de

deformació. La falla té una orientació aproximada de N ~60 i està formada per una falla principal vertical i, al nord-oest d'aquesta, falles amb un cabussament màxim de 45° cap al sud-est. En total s'ha identificat un mínim de cinc traces de falla i un màxim de set, on la correlació entre les trinxeres 6 i 7 s'ha fet tenint en compte el cabussament i la distància entre elles. Tal i com ja es podia apreciar en les trinxeres analitzades per Masana et al. (2004), les falles secundàries tendeixen a augmentar el seu cabussament en profunditat. Aquesta disposició de les falles secundàries es pot aproximar a una estructura en flor (Figura 3.21).



Figura 3.20. Fotografies on s'hi observa: A) la vista obliqua de la paret nord-est de la trinxera 6, i B) la interpretació de les unitats desplaçades i afectades per l'activitat de les traces de falla F4 i F5. La llegenda es troba en la Figura 3.14.



Figura 3.21. Esquema per il·lustrat que la traça de falla SFAM de una estructura en forma de flor positiva, on les diferents branques tenen un cabussament diferent i tendeixen a convergir en profunditat. La llegenda es troba en la Figura 3.14.

La zona de falla que s'observa és d'amplada variable segons la trinxera on s'analitzi; així, en les trinxeres 6 i 7, la deformació es reparteix en una zona ampla de fins a set metres, i en la trinxera 11 només s'hi observa una traça de falla principal. La trinxera 15 exposa una traça de falla, però, degut a les seves dimensions, no comprèn tota la zona de falla (Figura 3.16). La falla també té plecs associats, com per exemple el que s'observa en la trinxera 15 (Figura 3.16), que resulta en discordances angulars a escala de trinxera (TR6 i 7; Figura 3.16 i Figura 3.20).

3.6.1. Evidències de paleoterratrèmols

L'anàlisi de les trinxeres perpendiculars a la falla permet observar com la deformació per a les unitats més antigues és major en comparació a la deformació que presenten les unitats més recents. Aquest fet suggereix l'ocurrència en el temps d'una seqüència de ruptures superficials. Els esdeveniments de deformació s'han identificat a partir de criteris estructurals (basculament i desplaçament tectònic diferencial), estratigràfics (discordances angulars) i sedimentològics (canvis sobtats en l'ambient deposicional causats per l'obstrucció de la sedimentació). A més a més, seguint la discussió de Rockwell et al. (2014), un conjunt de característiques de les unitats resultats d'un bloqueig de la xarxa de drenatge fan que la seva base s'interpreti com un horitzó sísmic. En total s'han arribat a identificar deu esdeveniments de deformació (de jove a vell; S1-S10; Figura 3.22).

L'esdeveniment S1 separa verticalment 12,5 cm la base de la unitat A i la de les unitats subjacents en la trinxera 15 (falla Fx; Figura 3.22). L'esdeveniment S2 va ocórrer entre la sedimentació de la unitat B i la A, causant el plec que s'observa a la trinxera 15 i que representa un total de 60 cm de separació vertical (falla Fx; Figura 3.22). En la trinxera 6, els esdeveniments S1 i S2 es tradueixen en un basculament de la unitat B (Figura 3.22), que cabussa ~12° cap al nord-oest (direcció contrària a la direcció de màxim pendent del ventall al·luvial).

La diferència de basculament entre les bases de les unitats C i D permet deduir l'ocurrència d'un esdeveniment de ruptura entre ambdues (S3; Figura 3.22), evidenciat en la seqüència estratigràfica per una discordança angular a la base de C. Aquesta relació, tot i que menys clara, també s'observa entre les unitats B i D en la trinxera 7. L'existència de l'esdeveniment S3 està recolzada per les característiques sedimentològiques i estratigràfiques de la unitat C (Figura 3.14), interpretada com un flux de fang estancat seguint el criteri de Rockwell et al. (2014). Així doncs, l'aixecament del bloc sud-est de la falla hauria provocat una barrera o un basculament a contra

pendent suficients per a causar l'estancament del flux de fang a les proximitats de la falla.

L'esdeveniment S4 s'identifica en la trinxera 6 per la discordança angular existent entre la base de la unitat D i les unitats subjacents, que es troben plegades per la falla F5 (Figura 3.22). L'anterior horitzó indicatiu de deformació (S5) està situat en el contacte entre les uniats G i H. Tres observacions recolzen l'ocurrència d'aquest esdeveniment de deformació: a) el cabussament de la base de la unitat G és menor que el de la base de H (TR6 entre les traces F4 i F5; Figura 3.22); b) la separació vertical aparent de G al llarg de la falla F5 (16 cm) és menor que la separació de la unitat H (37 cm), i c) la unitat G s'interpreta, igual com la unitat C, com un flux de fang estancat per la falla.

L'esdeveniment S6 respon a un canvi en l'ambient sedimentari (Figura 3.22), que podria haver estat provocat també per un escarpament que causà una zona de baixa energia, on s'hi va sedimentar la unitat I (sub-unitat dins de la unitat H; Figura 3.14). La unitat I està formada per sorres fines amb estratificació creuada i laminar, fàcies pròpies de baixa energia.

Finalment, els horitzons indicadors de deformació S7-S10 es troben situats a la base de les unitats de bloqueig J, L, N i P (Figura 3.14 i Figura 3.22). S'interpreta que la sedimentació d'aquestes unitats, que corresponen a fluxos de fang, es va veure clarament influenciada per una barrera vertical, com ara la que resulta d'un terratrèmol que trenca en superfície (Meghraoui et al., 1988), i és per aquest motiu que l'horitzó de l'esdeveniment es defineix a la base d'aquestes unitats.

Encara que no s'han pogut recollir un nombre suficient d'evidències, s'ha especulat amb la possibilitat que alguns fluxos de fang provinguin de la mobilització de grans quantitats de llim disponibles en superfície després d'un terratrèmol. Les vibracions del terreny durant els terratrèmols causen despreniments on es produeix una gran quantitat de material fi. Així doncs, l'esdeveniment sísmic que causa l'escarpament també estaria relacionat amb la creació d'aquest material fi, que en el següent esdeveniment fluvial o al·luvial seria transportat aigües avall fins a quedar estancat contra l'escarpament de la falla.

Tenint en compte la història geològica que suggereixen els esdeveniments S7-S10, totes les evidències de deformació (de més recent a més antiga, S1-S10) s'han interpretat com

a resultat d'un esdeveniment sísmic, i per tant en les trinxeres s'han identificat deu terratrèmols causats per la falla d'Alhama de Murcia.



Figura 3.22. Interpretació parcial de les trinxeres 6, 7 i 15 (perpendiculars a la falla). S'indiquen els horitzons sísmics S1-S10 (línies negres i blanques discontínues). Interpretació dels esdeveniments: S1, la base de la unitat A2 està separada, però no la part superior d'aquesta (TR15); S2, la unitat B està molt més deformada que la unitat A (TR15); S3, discordança angular entre les unitats C i D (TR6); S4, la unitat D no està afectada per la deformació que plega la unitat G (TR6); S5, separació vertical de la unitat G per la falla F5 és més gran que el de la unitat H; S6, base de la unitat I és interpretada com el producte d'un canvi d'ambient sedimentari; i S7-S10, són la base dels dipòsits anòmals interpretats com a fluxos de fang que transporten pols relacionada amb despreniments de roques desencadenades per la sacsejada sísmica (unitats J, L, N i P).

3.7. Anàlisi de les trinxeres paral·leles

Tal i com s'ha vist en l'apartat anterior (4.6. Anàlisi de les trinxeres perpendiculars), la zona de falla de la SFAM en El Saltador és relativament ampla. Això fa descartar seguir qualsevol dels mètodes tradicionals exposats a l'inici del capítol per a una campanya paleosísmica 3D. El que es proposa en aquesta memòria de tesi és mesurar el desplaçament dels canals enterrats mitjançant un mètode semblant al que s'utilitza en els estudis morfotectònics, on la tendència del canal a ambdós costats de la falla es projecta contra aquesta (Gold et al., 2011), i es mesura la distància entre els punts homòlegs resultants. Aquest mètode ha de permetre conèixer el desplaçament en els components horitzontal i vertical i per tant el desplaçament total.

3.7.1. Metodologia per a mesurar el desplaçament en paleocanals

El flux de treball que es proposa en aquesta tesi per a mesurar el desplaçament tectònic en un paleocanal enterrat consta de cinc passos: 1) excavació de les trinxeres, 2) adquisició de les dades, 3) còmput dels punts homòlegs, 4) càlcul del desplaçament i 5) determinació de les incerteses. L'objectiu d'aquesta metodologia respecte les existents (McCalpin et al., 2009; i referències incloses) és evitar la subestimació del desplaçament total degut a: a) la deformació difusa associada a una ampla zona de falla,b) la suavització de la morfologia del canal a prop de la falla degut a l'erosió fluvial (Huang, 1993; Ouchi, 2004), i 3) la ignorància del component vertical del desplaçament.

El procediment que s'exposa en els següents apartats només és vàlid per aquells canals enterrats amb baixa sinuositat, és a dir, per aquells casos on es pugui ajustar una línia recta al canal. Els canals actuals damunt la superfície del ventall de El Saltador, que no presenten desviacions prèvies no tectòniques i creuen la falla de manera rectilínia (Figura 3.8 C), s'han considerat l'anàleg actual dels paleocanals enterrats, i per tant la metodologia que aquí s'ha dissenyat és adequada per a mesurar-ne el desplaçament tectònic.

Els codis dissenyats i escrits en aquesta memòria per tal de fer tots els càlculs s'expliquen a continuació, i es poden trobar als *Annexes*. Tots els càlculs s'han fet amb el programa *Matlab*.

Excavació de les trinxeres

Primer, es necessita, com a mínim, una trinxera perpendicular a la falla per tal de localitzar-la i determinar-ne les característiques (orientació, cabussament, amplada de la zona de falla, etc.). Després s'excaven dues trinxeres paral·leles, una a cada bloc de la falla, per tal d'identificar en la seqüència estratigràfica un paleocanal que es pugui correlacionar d'un costat a l'altre. Finalment, es requereix almenys una trinxera més entre la falla i cadascuna de les paral·leles ja excavades. D'aquesta manera, el canal hauria de ser tallat i identificat en el registre sedimentari en almenys dues trinxeres per cada bloc de falla (un mínim de vuit parets de trinxera).

Adquisició de les dades

Els elements amb una tendència més semblant a la tendència real del canal són les projeccions propera i/o llunyana de les línies contingudes en el volum del canal, com ara els marges o el depocentre (*Capítol 2;* Gold et al., 2011), però aquestes tendències pels canals enterrats no són conegudes, ja que en les trinxeres només s'exposen les seccions dels paleocanals. El que sí que proporcionen cadascuna de les seccions dels canals enterrats (una per cada paret de trinxera) són punts de referència per a cadascuna de les línies homòlogues (marges o depocentre; Figura 3.3). Al camp, les coordenades

d'aquests punts es poden prendre amb un GPS diferencial, juntament amb les incerteses epistèmiques de la seva georeferenciació en l'espai.

En aquesta tesi s'ha fet servir un GPS differencial *Leica Zeno 5* amb un error en vertical de 2 cm i menor de 2 cm en horitzontal. Les incerteses epistèmiques varien entre 5 cm i 2 m en horitzontal, i entre 1 i 40 cm en l'eix vertical. Com que s'assumeix que la incertesa és la mateixa en x i y, el valor horitzontal es descompon en dos valors iguals.

Càlcul dels punts homòlegs

Un paleocanal, geomètricament, és una línia homòloga, i és la línia que s'ha de projectar contra el pla de falla, tal i com es fa pels canals analitzats en superfície (Gold et al., 2011). La intersecció entre aquesta línia i el pla de falla és el punt homòleg en l'espai. La distància entre els dos punts homòlegs d'un mateix element (un a cada bloc de falla) és el desplaçament provocat per l'activitat de la falla (Figura 3.3). En un cas real, la sinuositat (encara que baixa) inherent al canal fa que les seccions que afloren en les parets de les trinxeres puguin no ser exactament iguals entre elles (Figura 3.23 A). Degut a això, els punts de referència no es troben perfectament alineats, és a dir, no estan continguts en una línia recta. La línia recta tridimensional que millor s'ajusta matemàticament a tots aquests punts és la que millor representa l'orientació del canal.

Mesura del desplaçament

La mesura del desplaçament és la distància entre les parelles de punts homòlegs, referents cadascuna d'elles a un marge o al depocentre del canal. Com que les línies homòlogues d'un mateix canal poden tenir orientacions lleugerament diferents, les distàncies entre parells de punts homòlegs són diferents (Figura 3.23 A). Com que l'objectiu final és saber el desplaçament mitjà del canal, s'apliquen les funcions de probabilitat creades per Zechar i Frankel (2009). Aquestes funcions van ser dissenyades per a ser aplicades als estudis de tectònica activa i permeten obtenir models de la incertesa del desplaçament, de l'edat i de la velocitat de desplaçament d'una falla a partir de moltes mesures tant de desplaçament com temporals (Fletcher et al., 2011; Chevalier et al., 2016). Les dades de sortida del programa són la mitjana, la moda, la mediana, i els límits estadístics de cada paràmetre. La seva aplicació en el desplaçament del canal respon a la necessitat de calcular la mitjana entre els desplaçaments de cada

element del canal (els dos marges i el depocentre) en els quals s'ha simplificat la morfologia del canal.

Determinació de les incerteses

Per a calcular la incertesa final de la posició dels punts homòlegs, s'assumeix que els errors de posicionament del GPS diferencial són negligibles en comparació amb les incerteses associades al posicionament els punts de referència. Les incerteses finals són, doncs, fruit únicament dels errors epistèmics en adquirir els punts. Les incerteses es determinen aplicant el mètode de Monte-Carlo. El mètode de Monte-Carlo és un mètode estadístic utilitzat per a aproximar el millor resultat a expressions matemàtiques complexes, i per fer-ho calcula els resultats de centenars de combinacions aleatòries. En la seva aplicació a les trinxeres, per a cadascun dels punts homòlegs obtinguts, es calculen centenars de punts homòlegs resultants de l'ajust tridimensional de punts de referència aleatoris. Els punts de referència aleatoris utilitzats es troben dins de les el·lipsis d'error (Figura 3.23 B) i la seva distribució és gaussiana. La incertesa final d'un punt homòleg és la desviació estàndard de tots els punts homòlegs aleatoris calculats.

Possibles simplificacions

Tenint en compte que a vegades les falles no mantenen un cabussament constant, s'avalua la influència de l'angle de cabussament de la falla en la diferència entre el desplaçament total i la vertical, en cas de que aquesta fos modelitzada com una falla vertical. Es calcula el percentatge de variació per una falla que cabussi 80° i per una que cabussi 60°. Les variacions en el desplaçament total serien d'un 1% i d'un 15%, respectivament. Aquests valors recolzen la simplificació de la geometria de la falla a un pla vertical quan el cabussament d'aquesta no sigui constant i a la vegada sigui molt proper a la verticalitat. La geometria de la traça SFAM en les trinxeres, permet simplificar-ne el pla com a un pla vertical.



Figura 3.23. Esquema de les característiques geomètriques dels paleocanals lleugerament sinuosos. La nomenclatura associada i la relació espacial entre elements s'exposa en el cas ideal de la Figura 3.3. A) Si el canal és sinuós, els desplaçaments de cada parella de punts homòlegs no són iguals; B) esquema gràfic del càlcul de les incerteses associades als punts homòlegs mitjançant el mètode de Monte-Carlo (centenars de línies homòlogues dins dels rangs d'incertesa epistèmica dels punts de referència mesurats al camp són projectades contra el pla de falla).

3.7.2. Desplaçaments mesurats en els paleocanals

En les trinxeres hi afloren dues unitats, la unitat B i la D, que presenten fàcies i morfologies pròpies de canals (Figura 3.14 i Figura 3.16) i que presenten un desplaçament tectònic. En la zona de El Saltador, els canals actuals en la superfície del ventall són rectilinis (Figura 3.8), fet que fa assumir que els paleocanals enterrats també ho són. En el cas del paleocanal de la unitat D (canal D), la correlació i mesura del desplaçament es fa directament entre els dos segments identificats del paleocanal, un a cada bloc, tal i com es detalla en la metodologia proposada. Pel contrari, la correlació directa pel paleocanal de la unitat B no es pot fer, ja que no s'ha identificat cap segment corresponent a aquest canal en el bloc sud-est de la falla. És per això que la correlació es fa indirectament amb el canal actualment actiu en superfície.

Mesura del desplaçament del canal D

La unitat D és un conglomerat clast-suportat format per clastos heteromètrics i subangulars (Figura 3.14). La base de la unitat està canalitzada i les fàcies són grolleres i caòtiques, mentre que la part superior de la unitat conté estructures tractives, com ara estratificació planar, i localment estratificació creuada i clastos imbricats (Figura 3.17). La correlació del canal als dos blocs de falla es basa en criteris estratigràfics, com ara la posició en la seqüència sedimentària, la morfologia de la seva base i les fàcies. El canal aflora en quatre parets en el bloc nord-oest (TR 5 i 10) i quatre en el sud-est (TR 13 i 14). En general el canal fa aproximadament cinc metres d'ample i 1,75 m d'alçada, i el seu sostre es troba a una profunditat de dos metres en el bloc nord-oest i d'un metre en el bloc aixecat.

Per tal de calcular el desplaçament del canal, es prenen de referència tres elements lineals del canal: els dos marges del canal (definits allà on les fàcies canvien de caòtiques a laminars; Figura 3.17 i Figura 3.24) i el seu depocentre. En el bloc sud-est, la posició dels punts de referència de tots aquests elements s'ha adquirit per a totes les trinxeres (en total, quatre punts per a cada element; Figura 3.24). En canvi, en l'altre bloc (nord-oest), els marges s'han mesurat en quatre parets, i el depocentre només en dues per culpa de la insuficient profunditat de la trinxera 5 on no arriba a aflorar el depocentre. La projecció dels punts de referència en superfície mostra linealitat entre ells (Figura 3.24).



Figura 3.24. Punts de referència del canal D identificats en les trinxeres: A) mapa en planta de les trinxeres on s'hi representa la projecció en superficie dels punts de referència (llegenda vàlida per a les altres imatges de la figura), els símbols dels ulls representen la posició des d'on s'han pres les fotografies de B i C; B) exemple dels punts de referència de la unitat D en la trinxera 13, i les seves projeccions en superfície (banderes); C) fotografia de la zona on s'han realitzat les trinxeres, on la projecció en superfície dels punts de referència es representa per banderes (es mostra la projecció en superfície de l'aproximació de les línies homòlogues).





Figura 3.25. Funcions de densitat pel desplaçament obtingudes a partir del codi escrit per Zechar i Frankel (2009). Per a cada paleocanal identificat (en les unitats D i B), s'han calculat les funcions de desplaçament total, en el component vertical i en l'horitzontal. Els desplaçaments del canal D s'han considerat que tenen una distribució gaussiana, mentre que pel canal B s'utilitza una distribució trapezoïdal.

En aplicar les funcions de Zechar i Frankel (2009) es considera que els desplaçaments de cada element tenen una distribució gaussiana (Figura 3.25). Aquesta distribució ha estat l'escollida perquè és el tipus de distribució més comú a l'hora de presentar els resultats paleosísmics (Zechar i Frankel, 2009) i no hi havia altres dades que suggerissin la utilització de qualsevol altra distribució. El desplaçament tridimensional mitjà pel canal D és de $16,4^{+2,7}/_{-0,3}$ m (1 σ). Aquest valor es descompon en un desplaçament lateral esquerre de $16,3^{+2,7}/_{-0,3}$ m i un vertical de $-1,3^{+0,0}/_{-0,1}$ m on el bloc sud-est puja. En la Taula 3.1 es detallen les característiques estadístiques d'aquests tres valors. Com es pot veure, la distribució de les incerteses no és simètrica, sinó que el seu error superior és notablement més gran que l'error per sota. Això es deu a que el desplaçament d'un dels tres elements considerats (depocentre o marges) és significativament més gran que els altres dos, que tenen valors molt semblants.

Desplaçament	Mitjana (m)	Moda (m)	Mediana (m)	Interval 68,27 % $(1\sigma)(m)$
Total (3D)	16,4	15,5	15,6	+2,7/-0,3
Lateral	16,3	15,4	15,5	+2,7/-0,3
Vertical	-1,3	-1,4	-1,4	+0,0/-0,1

Taula 3.1. Valors estadístics del desplaçament del paleocanal de la unitat D aplicant les funcions de Zechar i Frankel (2009). Els valors negatius de desplaçament indiquen que el bloc sud-est de la falla puja.

Visualització tridimensional del desplaçament del canal D

Per tal de comprovar que les estratègies matemàtiques aplicades siguin correctes, s'han afegit tots els elements (el MDT, les trinxeres, la falla simplificada, els punts de referència, les línies homòlogues i els punts homòlegs) en el *GoCAD* (apartat *3.4.4 Models 3D*). Espacialment els resultats obtinguts són coherents (Figura 3.26). També s'observa que els punts de referència d'un mateix element del canal D no estan perfectament alineats degut a les irregularitats del canal. Això fa que l'ajust de la línia homòloga no passi pels punts, tal i com es preveia en aplicar la metodologia proposada en la memòria.



Figura 3.26. Visualització tridimensional de l'anàlisi del paleocanal de la unitat D: A) núvol de punts adquirit el 2013 amb el lidar aerotransportat i modelització vertical del pla de falla a les proximitats de les trinxeres paral·leles; B) *fotologs* de les parets de les trinxeres en el núvol de punts; C) *fotologs* de les trinxeres; D) visió perpendicular a la falla de les trinxeres on s'ha identificat el canal D i punts de referència del canal en taronja; E) visió obliqua de les línies rectes homologues ajustades (color gris) respecte la paret de les trinxeres; F) relació entre el pla de falla, els punts de referencia (color negre) i les línies rectes homologues (color gris), on s'observa que les línies homologues no contenen necessàriament els punts de referencia (color taronja).

Relació canal D amb la interpretació dels perfils GPR

Malgrat s'identifiquessin de manera preliminar només dos cossos lenticulars principals en els perfils de GPR, en aquests perfils (Figura 3.18) s'observen altres morfologies en lent que podrien correspondre al canal D. El canal interpretat preliminarment en els perfils que està més a l'est (Figura 3.18 i línia groga en la Figura 3.27) es troba a un metre de profunditat en el bloc nord-oest, fet que no encaixa amb la profunditat a la que es troba el canal D. Aquest canal tampoc compleix la direcció ni l'amplada del canal D. Addicionalment s'observen dos possibles canals en els perfils per a ser correlacionats amb el canal D. Per amplada, posició i profunditat, el canal que millor s'adequa a les característiques del canal D és un canal identificat entre els metres 112 i 118 dels perfil GPR161718 (color rosa; Figura 3.27).



Figura 3.27. Mapa on es mostra la correlació entre el paleocanal de la unitat D identificat en les trinxeres i possibles paleocanals presents en els perfils de GPR (Figura 3.18). El canal interpretat preliminarment en les perfils GPR no correspondria al canal de la unitat D en les trinxeres (*apartat 3.5*). En detall, un altre possible canal situat entre els metres 112 i 118 del perfil GPR161718 sí correspondria amb el canal D.

Mesura del desplaçament del canal B

Com ja s'ha mencionat en la introducció d'aquest apartat, el canal B només s'ha pogut reconèixer en el registre estratigràfic en el bloc enfonsat de la falla (bloc nord-oest). Aquesta unitat és una grava clast suportada que localment presenta llentilles de llim. La seva base es distingeix fàcilment perquè la unitat inferior (unitat C) és de color groguenc i de mida de gra més fina (Figura 3.14 i Figura 3.28). S'assumeix que, degut al

moviment de la falla, la mínima posició que podria tenir el paleocanal al bloc sud-est és la posició de l'actual canal. Els elements lineals de referència al bloc nord-oest són els marges (en aquest cas on hi ha el punt d'inflexió de l'encaixament). Aquest canal aflora en tres trinxeres: la TR 5, la 8 i la 10. Només s'han adquirit dos punts de referència per a cada element, ja que a la TR 5 el canal perd encaixament, i la qualitat de la secció que aflora és molt dolenta.

Al bloc sud-est, l'única línia homòloga coneguda és el depocentre del canal actual (Figura 3.10), perquè l'encaixament és molt laxe i no se'n poden definir els seus marges. La línia de tendència del canal actual s'ha ajustat seguint el mateix criteri utilitzat per als paleocanals, és a dir, calculant la línia recta que millor s'ajustava als punts obtinguts a partir dels punts del depocentre. Els punts del depocentre s'han obtingut a partir de la xarxa de drenatge calculada mitjançant les funcions disponibles en el programa ArcGis per a tal finalitat. El segment de canal utilitzat és el que es troba a una distància d'entre 10 i 30 metres respecte la falla. Aquesta distància és semblant a la distància a la que es troben els altres punts de referència utilitzats en la campanya paleosísmica. Es pren una longitud de 20 metres per a minimitzar l'efecte de la sinuositat.

En el cas del canal B, es comparen dos elements del canal al nord-oest amb únicament el depocentre el canal actual i, per tant, el model que s'ha escollit per a calcular el desplaçament final del canal és el trapezoïdal (Figura 3.25). És a dir, la separació entre el marge oest del canal enterrat respecte al depocentre actual representa el màxim valor del desplaçament, mentre que la separació entre el marge est i el canal actual és el mínim del desplaçament. El desplaçament tridimensional mínim mitjà pel canal B és de $4,4^{+1,2}/_{-1,1}$ m (2 σ). Aquest valor es descompon en un desplaçament lateral de $4,3 \pm 1,1$ m i un vertical de $-0,7^{+0,1}/_{-0,2}$ m (Taula 3.2). A diferència del que passava amb el canal D, la distribució de les incerteses és, en general, simètrica.

Desplaçament	Mitjana (m)	Moda (m)	Mediana (m)	Interval 95,45 % (2σ) (m)	
Total (3D)	4,4	3,3	4,4	+1,2/-1,1	
Lateral	4,3	3,2	4,3	±1,1	
Vertical	-0,7	-0,6	-0,7	+0,1/-0,2	

Taula 3.2. Valors estadístics del desplaçament del paleocanal de la unitat B. Els valors negatius de desplaçament indiquen que el bloc sud-est de la falla puja.



Figura 3.28. Fotografía on s'observa l'aspecte del canal B en la paret sud-est de la trinxera 10. Aquesta unitat té una base erosiva laxa. La seva morfologia és evident gràcies a que la unitat inferior (unitat C) és de color groguenc. Els punts blaus són els punts de referència, i les banderes blaves són la seva projecció en superfície. El depocentre no s'ha utilitzat finalment per a calcular el desplaçament d'aquest canal respecte al canal actual.

Comparació entre valors obtinguts pels dos canals

El desplaçament mesurat pel canal D és 3,5 vegades més gran que el desplaçament mesurat en el canal B. Aquest fet estratigràficament té sentit, ja que la unitat B és més jove que la unitat D. La unitat D, per tant, és susceptible a haver patit les conseqüències de més esdeveniments sísmics que la unitat B. A més a més, cal recordar que el desplaçament de la unitat B representa un mínim, i per tant podria ser que s'hagués subestimat aquest valor. En qualsevol cas, el desplaçament màxim no podria superar els ~16,5 m (sí que podria igualar aquest valor), ja que és el desplaçament de la unitat inferior.

Els desplaçaments mesurats en els dos canals, mostren que el component lateral de la falla és notablement més gran que el vertical. Aquest fet reforça la creença que la traça SFAM de la falla d'Alhama de Murcia és una falla obliqua, el principal component de la qual és el lateral.

4 Edat numèrica de les unitats quaternàries afectades per la falla d'Alhama de Murcia

This chapter explains the dating techniques used in this thesis: radiocarbon, Optically Stimulated Luminescence (OSL), and the U-series to date small amounts of pedogenic carbonate. The results obtained with each technique are given at the end of the chapter, and the techniques are compared.

4.	EDAT N	NUMÈRICA DE LES UNITATS QUATERNÀRIES AFECTADES PER LA	FALLA				
D'ALHAMA DE MURCIA							
	4.1.	Introducció	147				
	4.2.	Datacions mitjançant radiocarboni	149				
	4.3.	Luminescència estimulada òpticament (OSL)	150				
	4.3.1	Consideracions del mètode	150				
	4.3.2.	. OSL de grans de quars en alíquotes multi-gra (1000 grans)	152				
	4.3.3	. OSL de grans de quars en alíquotes multi-gra (20 grans)	153				
	4.3.4	. Luminescència estimulada per llum infraroja de feldspat en alíquotes de gran	18				
	indiv	iduals	153				
	4.4.	Sèries de l'urani aplicades a la datació de carbonat pedogènic	154				
	4.4.1	Carbonat pedogènic	155				
	4.4.2	Mostreig	157				
	4.4.3	Preparació i anàlisi de laboratori	157				
	4.5.	Resultats	159				
4.	6. Di	SCUSSIÓ DE LA CRONOLOGIA OBTINGUDA EN LES TRINXERES PALEOSÍSMIQUES	171				

4. Edat numèrica de les unitats quaternàries afectades per la falla d'Alhama de Murcia

4.1. Introducció

L'obtenció dels paràmetres sísmics de les falles actives a partir de l'anàlisi del registre geològic requereix conèixer l'edat dels materials afectats per la falla. És per aquest motiu que la datació de les unitats quaternàries en zones tectònicament actives és imprescindible. Cada tècnica de datació obté l'edat d'una unitat a partir d'un tipus de material geològic molt concret, i està fonamentada en assumpcions pròpies (Ku et al., 1979; Ludwig i Paces, 2002; Sharp et al., 2003; Thomsen et al., 2008; Buylaert et al., 2009; Rodés et al., 2011; Moreno et al., 2015; i referències incloses). Degut a aquestes assumpcions, el valor calculat sovint fa referència a edats màximes, mínimes o estimades del moment de sedimentació.

Addicionalment, el rang temporal que cal analitzar depèn del cicle sísmic de la falla estudiada. Així doncs, per a falles de velocitat ràpida (> 5 mm/a), el mètode del radiocarboni acostuma a permetre cobrir tot el cicle sísmic. En el cas contrari, el període de temps investigat ha de ser més extens, i no queda inclòs en els aproximadament 55 ka que acota el mètode del radiocarboni. Així doncs, els dos principals factors limitadors a l'hora d'adquirir un control temporal són: a) la disponibilitat de material per a ser datat segons les tècniques existents, i b) la idoneïtat del rang temporal que cobreix cadascuna d'aquestes tècniques.

Les unitats recents, Pleistocè superior-Holocè, afectades per l'activitat de la FAM són ventalls al·luvials. Les diferents traces de falla els creuen principalment en el seu sector proximal, caracteritzat per fàcies grolleres i energètiques. Aquest tipus de facies té poca disponibilitat de material orgànic preservat i per tant és necessari la combinació de tècniques de datació que es fonamentin en altres materials geològics.

Les datacions prèvies a aquesta tesi en les proximitats de la falla d'Alhama de Murcia (FAM) són principalment unitats al·luvials exposades en trinxeres paleosísmiques (Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012). Els mètodes emprats són el radiocarboni (¹⁴C; Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004; Silva et al., 2008), la termoluminescència (TL; Martínez-Díaz et al., 2003, Masana et al.,

2004; Ortuño et al., 2012), la luminescència estimulada per temperatura elevada (pIRIR; Ortuño et al., 2012), les sèries de l'urani aplicades a calcretes (Masana et al., 2004) i els isòtops cosmogènics (¹⁰Be i ²⁶Al; Rodés et al., 2014). Algunes d'aquestes tècniques, però, presenten grans incerteses a l'hora d'obtenir l'edat del material. És el cas de la termoluminescència, que mesura tots els electrons alliberats de la xarxa cristal·lina d'un gra detrític quan s'aplica temperatura sense discernir entre aquells acumulats a partir del moment en que la mostra va quedar enterrada d'aquells que no s'alliberen per un mecanisme fotosensible, i per tant el valor que en resulta és una edat màxima de la unitat analitzada. La datació de calcretes també és imprecisa (les calcretes són un dels productes del procés edàfic que ocorre en superfícies estables; Capítol 5), ja que és necessari una anàlisi amb el microscopi de detall dels diferents estadis d'acumulació del carbonat per tal de poder datar aquell més antic i per tant obtenir una edat més propera a l'edat de sedimentació de la unitat hoste (Sharp et al., 2003; Candy et al., 2005). Finalment, els resultats obtinguts per Rodés et al. (2014) mostren que les incerteses relacionades amb la datació per isòtops cosmogènics són grans, encara que es combini la contribució de més d'una família d'isòtops.

D'acord amb l'objectiu d'aquesta tesi (acotar els paràmetres sísmics de la falla d'Alhama de Murcia, especialment la seva velocitat de desplaçament) i tenint en compte les limitacions dels mètodes utilitzats amb anterioritat, en aquest capítol s'aspira a augmentar el nombre de datacions disponibles per a les unitats quaternàries afectades per l'activitat de la FAM. Aquestes noves dades permeten, més endavant (*Capítol 6*), poder calcular els paràmetres sísmics de la falla. S'han utilitzat tres mètodes diferents: el radiocarboni, la luminescència estimulada òpticament (OSL, *Optically Stimulated Luminescence*) i les sèries de l'urani per a datar petites quantitats (mil·ligrams) de carbonat pedogènic.

En els següents apartats s'expliquen els tres mètodes emprats, posant especial èmfasi en la datació de les petites quantitats de carbonat pedogènic, ja que aquest mètode s'aplica per primer cop en la Península Ibèrica en el marc del projecte de tesi. Seguidament s'exposen els resultats obtinguts per tots els mètodes. La majoria de les unitats datades numèricament estan exposades en les trinxeres paleosísmiques de la localitat de El Saltador, però també s'han datat cinc ventalls al·luvials en la terminació meridional de la falla, a prop de Goñar (Figura 4.1).



Figura 4.1. Mapa de la falla d'Alhama de Murcia. Els pobles, les principals serralades i conques, i la localitat paleosísmica de El Saltador hi són indicats.

4.2. Datacions mitjançant radiocarboni

El radiocarboni utilitza la proporció entre l'isòtop majoritari del carboni (12 C) i l'isòtop radioactiu (14 C) de vida mitjana 5730 ± 40 anys per a estimar el temps transcorregut des de la mort d'un ésser viu fins al moment de l'anàlisi (Trumbore, 2000). El 14 C es forma de manera natural a l'atmosfera per l'impacte dels raigs còsmics amb els àtoms de nitrogen. A la superfície terrestre, les plantes fixen la proporció atmosfèrica 14 C/ 12 C present en el diòxid de carboni (CO₂) durant la fotosíntesi, i aquesta mateixa proporció és adquirida per la resta d'organismes a través de la cadena tròfica. Quan els organismes moren, aquesta relació en les seves restes comença a decaure degut a la vida mitjana del 14 C. En els laboratoris es compara la fracció romanent a la mostra i la de l'atmosfera tenint en compte la vida mitjana de l'isòtop 14 C per tal d'aproximar el temps transcorregut des de la mort de l'organisme. Per a datar mostres marines, s'han de tenir en compte altres consideracions, com ara l'aportació de 14 C del fons dels oceans.

Els principals problemes relacionats amb la datació per radiocarboni són dos. El primer és que en les reaccions químiques i biològiques hi ha fraccionament depenent de la massa dels isòtops, i per tant les relacions ${}^{14}C/{}^{12}C$ en el CO₂ atmosfèric i en el carboni orgànic fixat durant la fotosíntesi són diferents. Aquesta diferència, però, es pot corregir tenint en compte el grau en què el fraccionament afecta al ${}^{13}C$ de la mostra, i assumint que el fraccionament del ${}^{14}C$ és el doble (Craig, 1954).

El segon problema que es planteja és que, malgrat que aquesta tècnica assumeixi que la proporció de ¹⁴C en el diòxid de carboni atmosfèric ha estat constant, aquesta ha partit lleugeres variacions al llarg del temps (de Vries, 1958). Les variacions es deuen a: a) canvis en la producció de ¹⁴C en l'atmòsfera desencadenats per les variacions en l'efecte dels rajos còsmics i del camp magnètic; b) canvis en la distribució del carboni en els

reservoris existents en l'oceà, la biosfera i l'atmosfera (Stuiver et al., 1991); i c) canvis en les emissions de CO_2 relacionades amb els combustibles fòssils i en la quantitat de ¹⁴C com a conseqüència de les proves nuclears (Stuiver i Quay, 1981). Les correccions que s'apliquen per a solucionar aquest problema es basen en la datació independent d'anells de cel·lulosa (Stuiver et al., 1993), de macrofòssils en registres de sediments lacustres (Hajdas et al., 1993) i en la datació de coralls amb U/Th (Bard et al., 1990).

El millor rang temporal per a datar amb radiocarboni són els últims 8000 anys, ja que, per a mostres més antigues, el calibratge té més incerteses degut a que les dades dels macrofòssils i l'edat dels coralls per U/Th no coincideixen. El límit superior per a emprar el mètode són uns 55 ka, determinada per la possible contaminació de la mostra per carboni modern, ocorreguda abans d'iniciar el procés de mesura o fins i tot en el camp (Trumbore, 2000). L'error final de l'edat calibrada d'una mostra depèn de les incerteses analítiques comeses al laboratori (inclouen la precisió de la mesura i l'estimació dels errors totals comesos en la preparació) i de l'error associat a la corba de calibratge emprada.

En aquesta tesi, s'ha utilitzat la corba IntCal13 (Reimer et al., 2013), disponible en el programa Calib7.0.2 (Stuvier et al., 2016), i que serveix per a mostres no marines per a calibrar l'edat de les mostres obtingudes en el laboratori. En els casos en què el programa dóna més d'una possible solució per a l'edat, s'ha optat per aquella opció amb una probabilitat més alta. Els resultats tenen una incertesa de 2σ .

4.3. Luminescència estimulada òpticament (OSL)

4.3.1. Consideracions del mètode

El mètode de la luminescència estimulada òpticament (*Optically Stimulated Luminescence*, OSL) s'utilitza per estimar el temps transcorregut des de la última exposició dels grans minerals a la llum del sol, i s'aplica a sediments que hagin estat transportats (assumint que durant el transport han estat exposats almenys breument a la llum) i posteriorment enterrats (Huntley et al., 1985; Smith et al., 1986; Hütt et al., 1988; Medialdea, 2013).

El quars i el feldspat, uns dels minerals silicatats més comuns, contenen defectes en la xarxa cristal·lina. En aquestes posicions s'hi acumulen electrons degut a les radiacions alfa, beta i gamma producte de la desintegració d'elements radioactius en el propi

sediment i a les radiacions de partícules còsmiques (Prescott i Hutton, 1994). La dosi d'electrons per unitat de temps que reben els grans del sediment és la taxa de dosi, es quantifica en grays per mil anys (Gy/ka), i està condicionada per la humitat, ja que aquesta atenua la radiació. Quan els grans detrítics són exposats a la llum, els electrons atrapats s'alliberen, arribant a deixar els defectes de la xarxa lliures d'electrons en menys de cinc segons en el cas dels grans de quars i en un dia d'exposició en el cas del feldspat. Aquesta alliberació d'energia durant l'exposició a la llum és més efectiva pels grans de mida 180-250 µm (Truelsen i Wallinga, 2003). L'energia és alliberada en forma de radiació electromagnètica ultraviolada, i s'anomena dosi equivalent. L'edat d'enterrament de la mostra es calcula com la dosi equivalent dividida per la taxa de dosi.

El mètode del OSL ha estat aplicat de manera exitosa en sediments eòlics i costaners, ja que el temps d'exposició dels grans a la llum és llarg (p.ex. Stokes i Rhodes, 1989; Stokes, 1992; Lancaster, 2008; Roberts, 2008; Medialdea, 2013). En sediments fluvials es pot donar el cas en que la terbolesa de l'aigua on els grans són transportats impedeixi l'alliberament de tots els electrons atrapats en la xarxa cristal·lina (Rhodes i Pownall, 1994; Olley et al., 1998; Medialdea, 2013). El resultat en aquests casos és la presència de grans amb una dosi residual, obtenint-se un valor sobreestimat de l'edat del sediment.

El procediment de laboratori consisteix en provocar aquesta alliberació d'energia de manera controlada per tal de mesurar la intensitat d'emissió dels electrons (mesurar la dosi equivalent). La font de llum són LEDs de llum blava amb una longitud d'ona de 470 nm. Paral·lelament, de manera artificial, es proporcionen diferents quantitats de dosi a la mostra per tal de calibrar la corba entre la dosi equivalent i la intensitat d'emissió d'electrons. La mostra agafada al camp es divideix en alíquotes de mida i característiques determinades pel mètode de mesura. Això permet finalment tenir moltes mesures de dosi. Les incerteses en la mesura resulten de: a) les variacions de la humitat, b) la mesura de la taxa de dosi, i c) la incertesa de saber si, en ser enterrada la mostra, havia reiniciat el rellotge, és a dir, si havia estat exposada el temps suficient per a alliberar tots els electrons atrapats.

L'OSL requereix mantenir la mostra a les fosques fins a l'inici de la mesura de la dosi equivalent. Per aquest motiu els grans es mostregen amb tubs opacs que s'introdueixen

al sediment per protegir-los molt bé de la llum (Figura 4.2). La preparació i la datació final de les mostres d'OSL d'aquesta tesi s'ha realitzat seguint tres variants del mètode, dutes a terme cadascuna en un laboratori.



Figura 4.2. Metodologia de camp per a mostrejar sòls per a ser datats amb luminescència estimulada òpticament (OSL): A i B) introducció del tub opac a la unitat que es vol datar; C) extracció del tub, vigilant de no malmetre la mostra; i D) mesura de la taxa de dosi amb un espectròmetre gamma (EG&G *MicroNomad*).

4.3.2. OSL de grans de quars en alíquotes multi-gra (1000 grans)

En el Nordic Laboratory for Luminescence Dating s'utilitzen alíquotes d'uns 1000 grans de quars, la taxa de dosi es mesura en el laboratori a partir de la pròpia mostra i s'ha assumit un contingut en aigua del 3,0% com a màxim (valor mig entre 1,6 i 5,0 % d'aigua mesurat al camp). L'edat final és la mitjana ponderada de les dosis obtingudes

per a totes les alíquotes, que van de quatre a trenta (segons la mostra), expressada en la mitjana de l'error estàndard (l'error estàndard s'aproxima a un sigma; 1σ).

Es considera que les edats d'aquestes mostres tenen grans incerteses degut a: a) la imprecisió en la mesura de la taxa de dosi, ja que les heterogeneïtats del camp (distribució de la mida de gra, fonts de radiació) poden afegir dosi; i 2) la gran quantitat de grans que conté cada alíquota. Això fa que la intensitat mesurada ja sigui en sí mateixa una mitjana de la dosi de tots els grans, i impedeix que es puguin identificar grans que no hagin perdut tots els seus electrons abans de ser enterrats. El resultat són edats sobreestimades per a les unitats datades.

4.3.3. OSL de grans de quars en alíquotes multi-gra (20 grans)

En el Laboratory of Radioisotopes of the University of Seville s'han mesurat alíquotes d'uns 20 grans de quars de mida 180-250 µm, utilitzant un lector automàtic de luminescència Risø TL/OSL DA-20 (Bøtter-Jensen et al., 2010) i s'ha aplicat el protocol SAR (*single aliquot regenerative*; Murray i Wintle 2000). Les dosis equivalents s'han estimat usant el model d'edat central (*Central Age Model*; CAM, Galbraith et al., 1999) que calcula la mitjana ponderada de totes les dosis equivalents individuals. Els valors atípics (menys del 5% de tots els valors obtinguts) han estat eliminats prèviament a l'estimació de la dosi equivalent. Les taxes de dosi s'han basat en la concentració de ²³⁸U, ²³²Th i ⁴⁰K mesurada amb espectrometria gamma de gran resolució en el laboratori i en el camp amb un espectròmetre gamma (Figura 4.2 D).

4.3.4. Luminescència estimulada per llum infraroja de feldspat en alíquotes de grans individuals

La luminescència estimulada per llum infraroja (Infrared Stimulated Luminescence; IRSL) es basa en els mateixos principis que la OSL, amb la principal diferència que l'estimulació dels grans es fa amb un làser infraroig de longitud d'ona 830 nm. La temperatura a la que es realitzen les mesures és de 225° C.

A diferència dels altres dos laboratoris, en el Department of Geography de la University of Sheffield es mesura la luminescència alliberada pels grans de feldspat potàssic en alíquotes formades per un sol gra, en el que s'anomena *single grain-Fd*. Utilitzar el feldspat com a mineral indicador en lloc del quars té avantatges i desavantatges. El principal avantatge és que la intensitat de la radiació en ser alliberada és més alta, per la

qual cosa no cal mesurar tantes mostres, però, pel contrari, els grans d'aquest mineral necessiten més temps d'exposició per alliberar tots els electrons. Com a Sevilla, les taxes de dosi s'han basat en la concentració de ²³⁸U, ²³²Th i ⁴⁰K mesurada amb espectrometria gamma de gran resolució en el laboratori i en el camp amb un espectròmetre gamma.

4.4. Sèries de l'urani aplicades a la datació de carbonat pedogènic

Els isòtops de les tres cadenes de desintegració de l'urani (sèries de l'urani) constitueixen una eina molt valuosa per a poder datar els processos que ocorren a la Terra. L'anàlisi dels isòtops radioactius permet datar processos geològics que ocorren en una escala de temps similar a la seva vida mitjana (la $t_{1/2}$ varia entre >0.7 Ga fins a pocs µs), on és imprescindible que l'isòtop pare inicial tingui una vida mitjana molt més llarga que la dels seus isòtops fills (Bourdon et al., 2003). Els isòtops d el'urani ²³⁸U ($t_{1/2}$ = 4470 Ma), ²³⁴U ($t_{1/2}$ = 248 ka) i ²³⁰Th ($t_{1/2}$ = 76 ka) s'utilitzen per a datar material de l'Holocè-Pleistocè superior.

L'aigua meteòrica és eficient dissolent urani, però en canvi no és capaç de dissoldre tori, que queda en les roques i els minerals (Van Calsteren i Thomas, 2006). Quan l'aigua s'evapora i els ions que transportava precipiten en forma de mineral, aquest conté urani en la seva xarxa cristal·lina, però en canvi no conté tori. Part d'aquest urani es troba en la forma de l'isòtop ²³⁸U que es desintegra en l'isòtop estable ²⁰⁶Pb. Un dels isòtops intermedis fills amb una vida mitjana relativament llarga de desintegració d'aquesta cadena és el ²³⁰Th. El mètode per datar amb les sèries de l'urani assumeix que la quantitat inicial de tori en el mineral és zero, i per tant tot el tori present en la mostra en el moment de la seva anàlisi és producte de la desintegració del urani. Com que els paràmetres d'aquesta cadena són coneguts, la relació ²³⁰Th/²³⁸U permet conèixer l'edat del mineral, sempre i quan sigui inferior als 500 ka (Edwards et al., 1986).

Si el mineral analitzat no és pur, la mostra queda contaminada en forma de ²³²Th i ²³⁰Th, dos isòtops molt comuns en les partícules detrítiques (Van Calsteren i Thomas, 2006). Com que l'isòtop ²³²Th no és producte de cap cadena de desintegració de l'urani, tots els àtoms d'aquest isòtop han d'haver estat introduïts en forma de grans detrítics, juntament amb àtoms de l'isòtop ²³⁰Th. Per a corregir la quantitat de tori introduïda pels grans detrítics s'usa el ²³²Th com a isòtop índex (Ludwig i Paces, 2002). Com més

petita sigui la relació ²³⁰Th/²³²Th, més gran ha de ser la correcció, introduint incerteses que es propaguen a l'edat final.

4.4.1. Carbonat pedogènic

Ku et al. (1979) van demostrar que les sèries de l'urani, concretament ²³⁸U/²³⁰Th, són útils per a datar carbonat pedogènic. Posteriorment, aquest mètode ha estat àmpliament aplicat al sud-oest dels EUA per a datar terrasses (Sharp et al., 2003; Blisniuk i Sharp, 2003) i superfícies de ventalls al·luvials (Fletcher et al., 2010; Fletcher et al., 2011; Blisniuk et al., 2012), en la majoria dels casos afectats per una falla activa. En aquesta tesi s'aplica de forma pionera a la Península Ibèrica dita tècnica.

El carbonat pedogènic és el carbonat secundari que precipita en el perfil del sòl, concretament en l'horitzó B o d'acumulació (Gile et al., 1966; Machette, 1985; Alonso-Zarza et al., 1998; Schaetzl i Anderson, 2005; *Capítol 5*). L'aigua, on està dissolt el carbonat (CaCO₃), juntament amb altres elements solubles com l'urani, percola des de la superfície fins a l'horitzó B (Goudie, 1983; Candy i Black, 2009). El carbonat dissolt pot provenir de roques contigües, de pols eòlica acumulada en la superfície o d'altres fons dins el mateix perfil (Capo i Chadwick, 1999; Cerling, 1999). Malauradament també pot provenir d'aigües freàtiques circulant per l'interior del sediment i per tant sense cap relació edàfica.

En fàcies grolleres, un cop estabilitzada una superfície (un ventall, una terrassa, etc.), s'inicia la precipitació del carbonat en la part inferior dels clastos (en aquest estadi els revestiments són fins i discontinus; Figura 4.3, estadi I, horitzó Bk; Gile et al., 1966; Schaetzl i Anderson, 2005). Si el desenvolupament del sòl no es veu truncat per cap altre procés, com per exemple un canvi climàtic o per la sedimentació de més material en la superfície estable, el carbonat segueix precipitant en l'horitzó Bk fins que s'acumula una fase de carbonat continu (estadi III). Si se segueix acumulant carbonat es crea una làmina dura de carbonat (estadi IV; Figura 4.3; Gile et al., 1966) que, segons Machette (1985), només es troba en sòls que faci molts milers d'anys que estiguin desenvolupant-se (sòls que hagin iniciat la seva formació en el Pleistocè inferior). Aquesta làmina endurida també es coneix amb el nom de calcreta, i pot ser datada mitjançant les sèries de l'urani, tot i que amb incerteses més elevades (Schulte i Julià, 2001; Moreno et al., 2015). Depenent de l'estadi de desenvolupament del carbonat (Gile et al., 1966), el carbonat més adequat per a ser datat es pot trobar en diferents sub-

horitzons B; en l'estadi I, els revestiments estan en el sub-horitzó Bk, mentre que en sòls en estadis IV de desenvolupament, les mostres més adequades es troben per sota de la calcreta (Figura 4.3).



Figura 4.3. Diagrama esquemàtic dels estadis d'evolució del carbonat pedogènic. El carbonat es representa de color negre. L'escala de profunditat és orientativa, ja que depèn de la profunditat a la que percola l'aigua, que és funció del clima. Figura modificada de Gile et al. (1966).

Un dels principals avantatges de la tècnica utilitzada és que pot ser aplicada a sòls que estiguin en els estadis inicials de carbonatació (estadi I), on hi hagi disponible molt poca mostra de carbonat. Això marca una gran diferència respecte la datació de les calcretes, que només permet datar sòls suficientment antics per a presentar estadis de carbonat molt avançats (estadi IV; Figura 4.3). A més a més, l'estructura interna d'una calcreta és molt més complexa, i la incertesa a l'hora de seleccionar les mostres és més alta que pel carbonat de l'estadi I (Candy et al., 2003).

El principal requeriment per a emprar les sèries de l'urani és que el sistema que s'analitzi ha de ser tancat. Així doncs, no pot haver patit dissolucions ni l'addició de més carbonat. Aquesta darrera característica s'aconsegueix quan el sòl queda enterrat degut a la sedimentació de noves unitats, i per tant esdevé un paleosòl. El bloqueig del carbonat provinent de la superfície és molt millor si entre els nous estrats hi ha unitats de mida de gra fi, impermeables, que puguin bloquejar el drenatge en profunditat.

La formació del sòl carbonatat esdevé posteriorment a la sedimentació de la unitat on es desenvolupa el sòl i, per tant, l'edat del carbonat pedogènic indica l'edat mínima de sedimentació. El temps transcorregut entre el dipòsit i l'acumulació d'una quantitat de carbonat que pugui ser datada varia des de centenars a milers d'anys (Sharp et al., 2003; Blisniuk et al., 2012), depenent de la taxa d'acumulació del carbonat i del mètode

emprat per a analitzar-la (Thermally Ionised Mass Spectrometry, TIMS; Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ICP-MS; ICP-MS amb ablació làser). Per exemple, la datació de carbonat pedogènic s'ha pogut aplicar a mostres de l'Holocè mitjà amb un TIMS (Candy et al., 2005).

4.4.2. Mostreig

Per a mostrejar carbonat pedogènic s'ha realitzat primer una anàlisi del perfil edàfic per a identificar l'horitzó B en el sòl i l'estadi de desenvolupament en què es troba el carbonat (Figura 4.3). Seguidament, s'ha identificat el sub-horitzó Bk, que és el subhoritzó que pot contenir el carbonat adequat per a ser datat. El següent pas ha consistit en buscar els clasts amb revestiments de carbonat a la part inferior, descartant tots els altres clastos el revestiment dels qual estigui en altres posicions, ja que seria diagnòstic de transport o d'herència de sòls antics. És important que els revestiments siguin densos, translúcids, i de colors vermellós, groguenc o marronós (Sharp et al., 2003). S'ha evitat mostrejar on hi hagi evidències de dissolució, grans detrítics o porositat. La profunditat a la que es mostreja el carbonat pot variar entre 20 i 200 cm (Blisniuk i Sharp, 2003; Sharp et al., 2003; Blisniuk et al., 2012). Per a cada punt de mostreig s'han d'agafar entre 25 i 30 clastos que compleixin les característiques anteriorment descrites.

4.4.3. Preparació i anàlisi de laboratori

En detall, les làmines de carbonat poden estar estructurades en làmines submil·limètriques. Donat que l'objectiu és acostar-se a l'edat de sedimentació de la unitat on s'ha desenvolupat el sòl, normalment s'han seleccionat les làmines que es troben en contacte amb els clasts, ja que teòricament contenen el carbonat que va precipitar abans, és a dir, el més antic.

Per cada punt de mostreig, s'han seleccionat un mínim de cinc submostres. Amb l'ajuda d'una lupa de grans augments, s'ha separat la làmina del clast, vigilant de no incloure grans detrítics (Figura 4.4). Aquestes làmines s'han netejat amb ultrasons per a eliminar les possibles restes de grans detrítics. La quantitat de carbonat que es necessita separar de la mostra depèn de la sensibilitat de l'instrument de mesura. En aquest cas, tant la preparació com l'anàlisi de les mostres s'han realitzat en el *U-Daughter Lab of the Berkeley Geochronology Center*. Aquest laboratori disposa d'un espectròmetre de masses de plasma acoblat inductivament amb un col·lector múltiple (*Multiple-Collector*)
Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer, MC-ICP-MS) de la marca *Thermo* model *Neptune*. Aquest espectròmetre és capaç de mesurar concentracions d'urani inferiors a poques ppm, i per tant les làmines de carbonat pedogènic necessàries poden pesar 5 mg o menys.



Figura 4.4. Imatges de la mostra (i sub-mostres) de carbonat pedogènic LIMII5c vista amb diferents augments.

Les mostres han de ser introduïdes en l'espectròmetre de masses en dissolució, per la qual cosa primer s'han atacat en el laboratori químic. Primer s'hi ha afegit àcid nítric (HNO₃). En els casos on queda residu sòlid sense reaccionar, s'ha deixat evaporar l'àcid i s'hi ha afegit àcid perclòric (HClO₄) i àcid fluorhídric (HF) deixant les mostres a 200° F per a que les reaccions es produeixin en calor. En aquest moment ja no queda residu sòlid. Es deixen evaporar altre cop, i s'afegeixen 1,5 mL de HNO₃. Segons el volum de mostra pesat inicialment (la quantitat de carbonat inicial ha de ser coneguda), s'ha agafat una quantitat de cada mostra que contingui 0,2 mg de carbonat. A continuació s'hi ha afegit més HNO₃ i 5,5µm de l'*spike* Th229B. Un *spike* és una solució de la qual es coneixen exactament les proporcions entre els diferents isòtops. S'ha esperat a que s'evapori, i finalment s'hi ha afegit solució d'execució (*run solution*). Durant dues estades (en total un mes), vaig preparar totes les mostres, i vaig participar en l'atac químic d'algunes d'elles.

La solució s'introdueix en l'espectròmetre de masses on es mesuren els isòtops de l'urani i del tori. La quantitat de cada isòtop s'expressa de forma relativa a la quantitat de ²³⁸U. Les correccions que es realitzen són: a) per a la massa dels isòtops, ja que l'espectròmetre de masses té més sensibilitat per als ions pesants, b) la resolució, ja que el comptador de ions s'utilitza pels isòtops minoritaris i les copes de Faraday per als majoritaris, c) el que s'anomena *"tailing"* que és l'addició de ²³⁴U artificial quan la quantitat de ²³⁶U és molt alta, i d) el senyal de fons. Per a més detall, consultar Sharp et al. (2016).

L'edat final és la mitjana ponderada de, com a mínim, les tres edats més antigues reproduïbles dins dels errors analítics. S'exclouen aquelles edats que no es superposen amb la mitjana ponderada resultant tenint en compte les incerteses. Les edats es donen amb un nivell de confiança d'un sigma (1σ) .

4.5. Resultats

En total s'han datat 26 mostres. D'aquestes, vuit han estat datades amb radiocarboni, setze amb tècniques de luminescència i vuit amb les sèries de l'urani aplicades a carbonat pedogènic. La majoria de les mostres s'han recollit en les trinxeres de la localitat paleosísmica de El Saltador, excepte cinc mostres de carbonat pedogènic que pertanyen a ventalls al·luvials de la terminació meridional de la falla d'Alhama de Murcia (Figura 4.1).

Vuit mostres de camp s'han agafat per a ser datades per radiocarboni entre sediment de l'interior de cargols, carbons i closques de cargols (Taula 4.1 i Taula 4.2) en les trinxeres paleosísmiques excavades en El Saltador (*Capítol 3*; Figura 4.5). El tractament i anàlisi d'aquestes mostres s'ha realitzat en el Laboratoire de Mesure du Carbone 14 de França i en el KECK CAMS facility at the University of California, Irvine.

N° objectiu	Nom de la mostra	Natura	mg C	$\delta^{13}C$	Percer carbon corr fracci	ntatş i me egit onar	ge de odern de ment	Edat radiocarboni BP		ni BP	Edat calibrada (20) anys
32991	SAL -2	Carbó	0,38	-27,2	7,13	±	0,12	21210	±	140	25228-25832
32992	SAL -9	Carbó	1,64	-26,2	114,32	±	0,36	modern		n	-
32993	SAL -16	Carbó	1,51	-22,4	78,10	±	0,29	1985	Ŧ	30	46 aC - 73 dC
32995	SAL -1	Sediment	0,31	-30,0	66,01	±	0,28	3335	Ŧ	35	1693- 1526 aC
32996	SAL -3	Sediment	1,17	-25,5	83,92	±	0,30	1410	Ŧ	30	591- 665 dC
32997	SAL -5	Sediment	1,65	-27,6	93,66	±	0,38	525	Ŧ	35	1390- 1443 dC
32998	SAL -6	Sediment	1,09	-31,2	94,97	±	0,40	415	±	35	1426- 1521 dC

Taula 4.1. Resultats proporcionats pel *Laboratoire de Mesure du Carbone 14*. L'última columna representa l'edat calibrada amb la corba IntCal13 gràcies al programa Calib7.0.2 (Reimer et al., 2013; Stuvier et al., 2016). La posició de cada mostra s'indica en la Figura 4.5. Llegenda: δ^{13} C, fraccionament isotòpic del ¹³C; carboni modern (carboni l'any 1950), és la divisió entre el ¹⁴C/¹²C de la mostra i el de l'estàndard d'àcid oxàlic; l'edat radiocarboni BP és ¹⁴C = - τ *ln (fracció moderna), on τ és l'edat mitjana de l'isòtop ¹⁴C (8033 anys; Libby, 1955).

UCIAMS	Nom de la mostra	Natura	Fracció moderna	Δ ¹⁴ C (‰)	Edat radiocarboni BP	Edat calibrada (2σ) anys
169095	SAL 20	Cargol	$0,1036 \pm 0,0006$	$-896,4 \pm 0.6$	18210 ± 45	21870-22266

Taula 4.2 Resultats proporcionats pel *KECK CAMS facility at the University of California*. L'última columna representa l'edat calibrada amb la corba IntCal13 gràcies al programa Calib7.0.2 (Reimer et al., 2013; Stuvier et al., 2016). La posició de cada mostra s'indica en la Figura 4.5. Llegenda: fracció moderna, és la divisió entre el ¹⁴C/¹²C de la mostra i el de l'estàndard d'àcid oxàlic; Δ 14C (‰), diferències isotòpiques respecte l'estàndard (àcid oxàlic) i la mostra. L'edat mitjana de l'isòtop ¹⁴C és de 8267 anys (Stuiver i Polach, 1977).

Les mostres datades per luminescència s'han analitzat en tres laboratoris diferents, cadascun d'ells emprant una variant de la tècnica diferent: cinc mostres van ser datades en el Nordic Laboratory for Luminescence Dating (OSL de grans de quars en alíquotes multi-gra, 1000 grans); tres en el Laboratory of Radioisotopes of the University of Seville (OSL de grans de quars en alíquotes multi-gra, 20 grans); i vuit en el Department of Geography de la University of Sheffield (luminescència estimulada per llum infraroja de feldspat en alíquotes de grans individuals), tres de les quals coincidents amb les datades a Sevilla. La posició de totes les mostres s'indica en la Figura 4.5 i en la Taula 4.3 s'agrupen tots els resultats obtinguts, especificant en cada cas quin mètode s'ha emprat.

En total s'han agafat tretze grups de mostres per a ser datats amb carbonat pedogènic. En la majoria dels casos, el mostreig dels clastos s'ha acompanyat de la descripció del corresponent perfil edàfic (Figura 4.6 i Figura 4.7; *Capítol 5*), però també s'han agafat quatre mostres que no tenen associada una descripció edàfica completa (se n'han datat tres d'aquests, TR 13 A16, TR 13 B19 i PERA; Figura 4.8). Finalment s'han preparat i analitzat nou grups de mostres, dels quals tots, excepte un, han donat bons resultats, ja que les incerteses associades són massa elevades en el darrer cas.

L'edat final de cada grup de mostres s'ha obtingut calculant el valor mitjà de les tres sub-mostres més antigues de cada grup (Figura 4.9). Aquesta anàlisi estadística es fa per evitar considerar edats de mostres rejovenides, i per tant que s'allunyin més de l'edat de sedimentació de la unitat on es desenvolupa el sòl. Una mostra pot presentar una edat més jove degut a dos motius: a) hi ha contaminació detrítica, i b) la làmina de carbonat separada ha estat afectada per més d'una fase de recreixement i fins i tot algun procés de

dissolució. La Taula 4.4 recull els resultats analítics de la datació per a les sèries de l'urani de totes les sub-mostres. En la Taula 4.5hi figura la mitjana d'edats calculada per a cada mostra. Per a les mostres corresponents a les trinxeres paleosísmiques, es detallen el seu punt de mostreig en la Figura 4.5.

Mostra	Profunditat	Humitat	Taxa de dosi	Dosi	Edat ±	Mètode
	(m)	(%)	(Gy/ka)	equivalent	incertesa 10	
				(Gy)	(ka)	
SAL10	1,65	3	3,02±0,14	61,0±3,0	21,7±1,6	Qrs a. grans
SAL11	1,10	3	2,47±0,11	>250	>101	Qrs a. grans
SAL14	2,20	3	2,67±0,12	82,0±4,0	31,0±2,0	Qrs a. grans
SAL17	0,44	3	2,47±0,11	31,5±1,9	12,7±1,0	Qrs a. grans
SAL18	0,95	3	2,46±0,11	60,0±2,0	24,3±1,5	Qrs a. grans
SAL21	1,92	5±2	2,49±0,10	42,6±2,5	17,1±1,2	Qrs a. petites
SAL27	0,87	5±2	2,67±0,11	40,6±2,3	15,2±1,1	Qrs a. petites
SAL28	0,55	5±2	2,73±0,13	1,78±0,05	0,66±0,03	Qrs a. petites
SAL28	0,55	5±2	3,42±0,14	2,14±0,51	0,63±0,15	IRSL feld.
SAL27	0,87	5±2	3,36±0,12	51,2±4,7	15,2±1,5	IRSL feld.
SAL21	1,92	5±2	3,17±0,11	67,8±3,8	21,4±1,4	IRSL feld.
SAL22	2,20	5±2	3,58±0,64	80,5±3,2	22,5±4,1	IRSL feld.
SAL23	2,50	5±2	3,39±0,57	103,6±3,9	30,6±5,2	IRSL feld.
SAL24	2,20	5±2	3,30±0,56	79,4±3,7	24,0±4,3	IRSL feld.
SAL25	1,85	5±2	3,05±0,49	127,1±4,6	41,7±6,9	IRSL feld.
SAL26	2,50	5±2	3,24±0,53	175,6±7,2	54,3±9,1	IRSL feld.

Taula 4.3. Datacions de les unitats quaternàries afectades per la falla d'Alhama de Murcia obtingudes mitjançant la tècnica de la luminescència estimulada òpticament (OSL) i la luminescència estimulada per llum infraroja (IRSL). Totes les incerteses estan referides a 1 sigma. Llegenda: Qrs a. grans, Anàlisi de grans de quars en alíquotes multi-gra (1000 grans); Qrs a. petites, Anàlisi de grans de quars en alíquotes multi-gra (20 grans); IRSL feld., Luminescència estimulada per llum infraroja de feldspat en alíquotes de grans individuals.







Figura 4.5. Posició de les mostres datades en la localitat paleosísmica de El Saltador. La corresponent llegenda es troba en la Figura 3.14. En cada cas s'indiquen el nom de la mostra, la tècnica emprada (Llegenda: 14C, radiocarboni; OSL, luminescència estimulada òpticament; IRSL, luminescència estimulada amb llum infraroja; Useries, sèries de l'urani) i els resultats calibrats



Figura 4.6. Posició de les mostres carbonat pedogènic preses entre Lorca i Totana i el seu perfil edàfic corresponent (TR 5 canal, TR 5 sèrie i La Salud). A) Península Ibèrica; B) principals accidents geogràfics associats a la falla d'Alhama de Murcia; C) mapa geològic de la zona de La Hoya en el segment Lorca-Totana, modificat de Martínez-Díaz et al. (2003); D) perfil TR5 canal en la columna 5 de la paret sud-est de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de les mostres de carbonat d'edat $11,0 \pm 1,7$ ka; E) perfil TR5 sèrie en la columna 33 de la paret sud-est de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de les mostres for El Saltador, on es mostra la localització de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de les mostres de carbonat, que en aquest cas no van ser analitzades; F) perfil La Salud en la

trinxera de La Salut (Canora et al., 2016). Llegenda: A, horitzó edàfic d'acumulació de la matèria orgànica; B, horitzó edàfic d'acumulació d'argila i carbonat; C, horitzó poc afectat pels processos edàfics; t, acumulació d'argila; m, cimentació contínua de carbonat; k, acumulació de carbonat.



Figura 4.7 Posició de les mostres carbonat pedogènic a les proximitats de Goñar (Carrascos, Límite i Límite II). A) Península Ibèrica; B) principals accidents geogràfics associats a la falla d'Alhama de Murcia; C) mapa geològic de la terminació meridional del segment Goñar-Lorca, modificat de Ortuño et al. (2012); D) perfil de Carrascos on es mostra la posició de la mostra de carbonat pedogènic CARR4; E) perfil del Límite on es mostra la posició de la mostra de carbonat pedogènic LIM4; F) perfil del Límite II on es mostren les posicions de les mostres de carbonat pedogènic LIM15 i LIM17. Llegenda: A, horitzó edàfic d'acumulació de la matèria orgànica; B, horitzó edàfic d'acumulació d'argila i carbonat; C, horitzó poc afectat pels processos edàfics; K, calcreta; t, acumulació d'argila; m, cimentació contínua de carbonat; k, acumulació de carbonat.



Figura 4.8. Punts de mostreig de les mostres TR 13 A16 i TR 13 B19 (la localització està indicada en la Figura 4.6) i PERA (posició en Figura 4.7). La descripció edàfica de la trinxera 13 és molt semblant a la del perfil edàfic TR5 canal. Degut a que els horitzons superior en PERA no estan preservats, el mostreig s'ha dut a terme seguint l'esquema de Gile et al. (1966), on s'identifiquen els estadis de carbonat en profunditat.



Figura 4.9. Gràfics de la distribució de totes les mostres dins de cada grup. Per a calcular l'edat de la mostra s'ha fet la mitjana amb els tres valors més antics.

Nom	U	²³² Th	(²³⁰ Th	(²³² Th		(²³⁰ Th	. (0/)	(²³⁴ U	(0/)	Edat sen	se corregir, Error	Edat	corregida, Error
mostra	(ppb)	(ppb)	/ ²³² Th)	/ ²³⁸ U)	± (%)	/ ²³⁸ U)	± (%)	/ ²³⁸ U)	± (%)	(ka, ±ka)		(ka, ±ka)
TR 13A16 a	4764	2794	1.052	0.19137	0.78	0.2014	±2.3%	0.789	±3.4%	32.6	0.70	8	±12
TR 13A16 b	8891	869.3	4.353	0.03201	3.07	0.1393	±3.0%	1.043	±3.2%	15.6	0.27	12.8	±1.4
TR 13A16 d	7142	208,1	12,40	0,00954	0,45	0,1182	±1,8%	1,0379	±0,51%	13,2	0,20	12,35	±0,44
TR 13B19 a2	2720	709,5	2,93	0,08505	5,68	0,249	±7,0%	0,990	±8,1%	31,7	1,6	23,6	±5,0
TR 13B19 b1	2946	1088	1,99	0,12082	4,21	0,241	±6,4%	1,084	±4,4%	27,3	3,2	16,8	±5,2
TR 13B19 b2	3337	903,4	2,91	0,08846	2,57	0,2572	±3,0%	1,100	±3,1%	28,9	1,9	21,5	±3,5
TR 13B19 b3	2141	772,0	1,908	0,11802	1,96	0,2252	±2,9%	1,039	±2,9%	26,6	0,46	15,9	±4,9
TR 13B19 c	14652	390,3	11,518	0,00869	0,37	0,10004	±0,82%	1,0590	±0,23%	10,8	0.07	10.07	±0,33
TR 13B19 d	6474	608,3	4,31	0,03079	6,36	0,133	±13%	0,99	±16%	15,8	1,4	12,9	±3,3
TR 5CAN a	4933	673,9	3,027	0,04471	0,68	0,1353	±1,3%	1,0543	±0,84%	15,0	0,11	11,1	±1,7
TR 5CAN b	2049	1229	1,174	0,19526	6,46	0,229	±7,5%	1,00	±10%	28,4	1,8	9,2	±9,4
TR 5CAN c	2721	685,2	1,664	0,08229	5,35	0,1370	±3,4%	1,134	±7,2%	14,0	1,5	7,3	±3,1
TR 5CAN d	2121	2164	1,095	0,33394	0,98	0,3657	±1,6%	1,037	±1,8%	47,3	2,0	14	±17
CARR4 a1	1003	569,5	1,872	0,18651	0,56	0,3491	±2,8%	1,159	±6,6%	38,8	4,3	23,4	±7,3
CARR4 b1	1169	900,7	1,220	0,25167	4,22	0,307	±3,8%	1,22	$\pm 8,8\%$	31,3	4,5	11,2	±9,5
CARR4 b2	1058	505,1	1,931	0,15617	0,97	0,302	±4,4%	1,077	±2,6%	35,7	1,0	21,8	±6,6
CARR4 c	1030	676,7	1,713	0,21585	0,53	0,3697	±2,4%	1,095	±3,6%	44,6	1,2	25,4	±9,0
CARR4 d	1178	654,1	1,47	0,18228	6,29	0,268	±9,5%	1,46	±25%	21,9	4,4	10,2	±6,3
LiM4 a1	1803	477,3	1,811	0,08690	0,72	0,157	±9,2%	1,041	±2,0%	17,8	1,5	10,1	±3,9
LiM4 a2	1732	507,2	1,723	0,09578	0,22	0,1650	$\pm 2,5\%$	1,072	$\pm 1,5\%$	18,2	0,28	9,9	±3,7
LiM4 b	1183	458,4	1,667	0,12664	0,89	0,211	±6,1%	1,043	$\pm 5,9\%$	24,6	3,2	13,1	$\pm 5,5$
LiM4 c	1050	492,8	1,267	0,15406	0,45	0,195	$\pm 5,8\%$	1,068	$\pm 5,5\%$	22,0	2,6	8,2	$\pm 6,4$
LiM4 d	1006	335,7	1,817	0,10921	1,77	0,198	±6,3%	1,035	±5,6%	23,2	0,82	13,2	±4,8
LIMII5 b1	1679	649,7	3,382	0,12654	2,65	0,428	±2,4%	1,072	±4,1%	55,2	1,8	44,1	±5,9
LIMII5 b2	1849	786,2	3,242	0,13972	1,46	0,4529	±1,9%	1,022	±2,1%	63,7	0,97	50,7	±6,5
LIMII5 c	1752	450,4	4,757	0,08409	1,20	0,4000	±2,3%	1,0244	±0,85%	53,9	1,1	46,2	±3,9
LIMII5 d	1560	547,8	3,37	0,11479	6,12	0,386	±4,5%	0,989	±3,7%	54,0	1,3	43,0	±6,5
PERA a	1719	957,1	1,498	0,18246	0,53	0,2733	±2,7%	0,965	±3,4%	36,4	0,78	17,8	$\pm 8,9$
PERA b1	1407	478,4	2,441	0,11080	1,10	0,2704	±1,7%	0,987	±1,4%	35,0	1,21	24,3	±4,9
PERA b2	1350	594,1	1,43	0,14354	3,23	0,205	±39%	1,042	±5,7%	23,8	12	11	±12
PERA c	1138	368,4	2,595	0,10585	2,29	0,2747	±2,3%	0,995	±4,5%	35,2	1,2	25,2	±4,9
PERA d	1387	381,4	2,259	0,08993	1,36	0,203	$\pm 5,5\%$	0,974	±2,7%	25,5	2,3	16,9	±4,2
LIM II7a1	764	360,8	4,64	0,15450	0,20	0,717	±2,8%	1,0519	±0,18%	123,1	±6,3	109,3	±9,7
LIM II7a2	730	250,1	6,45	0,11210	0,16	0,723	±2,2%	1,0506	±0,20%	125,4	±5,2	115,5	±7,4
LIM II7c	999	447,8	4,55	0,14634	0,17	0,666	±2,5%	1,0527	±0,26%	108,0	±4,6	94,9	±8,0
LIM II7d	838	314,1	5,384	0,12260	0,17	0,6601	±1,3%	1,0470	±0,14%	107,4	±2,5	96,5	±6,0
LIM II7e	803	382,1	4,24	0,15541	0,20	0,658	±2,7%	1,0806	±0,25%	100,8	±4,5	87,4	±7,9

Taula 4.4. Resultats isotòpics i edats del carbonat pedogènic. Totes les relacions isotòpiques s'expressen com a activitat. Les incerteses es donen amb 1 sigma (1 σ ; desviació estàndard). Les edats sense corregir es refereixen a les edats abans de tenir en compte les relacions de l'urani i el tori degut a la presència de grans detrítics en la mostra. Les edats corregides es calculen assumint les següents relacions isotòpiques pels grans detrítics: $\binom{232}{Th} = 1,2 \pm 0,6, \binom{230}{Th} = 1,0 \pm 0,1, i \binom{234}{238} = 1,0$ \pm 0,1. S'utilitzen la constant de desintegració de Jaffey (1971) pel ²³⁸U i les de Cheng et al. (2013) pel ²³⁰Th i ²³⁴U.

Mostra	(Edat $\pm 1\sigma$ incertesa) ka
TR 13A16	12,39±0,42
TR 13B19	20,9±2,5
TR 5CANAL	11,0±1,7
CARR4	23,2±4,2
LIM4	11,7±2,6
LIMII5	46,0±5,7
PERA	23,8±3,2
LIM II7	105,1±4,2

Taula 4.5. Mitjana dels valors per a cada mostra mesurada amb les sèries de l'urani (mitjana de les tres edats més antigues). La incertesa dels valors és d' 1σ .

4.6. Discussió de la cronologia obtinguda en les trinxeres paleosísmiques

La seqüència estratigràfica exposada en les trinxeres comprèn des del Pleistocè superior fins l'Holocè (Figura 4.10), amb una sedimentació al·luvial activa fins aproximadament fa 25 ka, i un ulterior encaixament del canal principal (unitat D), uns ~10 ka més tard. Es desconeix l'edat de la seqüència al·luvial inferior (unitats X i W) i també el temps transcorregut entre les dues seqüències al·luvials. La sedimentació fluvial va ser abandonada fa aproximadament 15 ka (unitat B), i des d'aquel moment fins a l'actualitat no hi ha hagut sedimentació, a excepció de la unitat A, dipositada fa uns 600 anys.

En general, hi ha coherència estratigràfica entre els valors calculats en les trinxeres de El Saltador utilitzant les diferents tècniques descrites (Taula 4.6 i Figura 4.10). Algunes de les unitats han estat datades mitjançant més d'una metodologia, fet que permet discutir metodològicament els resultats. Cal destacar que les edats que resulten de la datació del carbonat pedogènic en la unitat D (mostres TR5 canal i TR 13A16) a partir de les sèries de l'urani (12,39 \pm 0,42 ka en el bloc sud-est de la falla i 11,0 \pm 1,7 ka en el bloc nord-oest; Taula 4.5) confirmen la correlació dels dos segments del canal.

Nom	Tipus do mostro	Màtada amprat	Locali	tzació	Unitat	Edat	
Nom	Tipus de mostra	Wietoue empiat	Trinxera	Posició	datada	Euat	
SAL-5	Sed.int.cargol	Radiocarboni	TR10 SE	12C	A1	1390- 1443 dC	
SAL-6	Sed.int.cargol	Radiocarboni	TR10 SE	10C	A2	1426- 1521 dC	
SAL-28	Sediment fi	OSL alíquotes petites	TR11 NE	3C	A2	0,66±0,03 ka	
SAL-28	Sediment fi	IRSL feldspat grans individuals	TR11 NE	3C	A2	0,63±0,15 ka	
SAL-27	Sediment fi	OSL alíquotes petites	TR10 SE	20D	В	15,2±1,1 ka	
SAL-27	Sediment fi	IRSL feldspat grans individuals	TR10 SE	20D	В	15,2±1,5 ka	
SAL-17	Sediment fi	OSL alíquotes grans	TR6 SO	9C	С	12,7±1,0 ka	
SALT31A16	Carbonat ped.	Sèries de l'urani	TR13 NO	12C	D	12,39±0,42 ka	
SALT5CAN	Carbonat ped.	Sèries de l'urani	TR5 SE	5D	D	11,0±1,7 ka	
SAL-1	Sed.int.cargol	Radiocarboni	TR5 SE	17D	F	1693- 1526 aC	
SAL-18	Sediment fi	OSL alíquotes grans	TR6 NE	16C	F	24,3±1,5 ka	
SAL-16	Carbó	Radiocarboni	TR6 SO	19D	G	46 aC- 73 dC	
SAL-20	Cargol	Radiocarboni	TR5 SE	10E	G	21870 - 22266 BP	
SAL-21	Sediment fi	OSL alíquotes petites	TR5 SE	10E	G	17,1±1,2 ka	
SAL-21	Sediment fi	IRSL feldspat grans individuals	TR5 SE	10E	G	21,4±1,4 ka	
SAL-3	Sed.int.cargol	Radiocarboni	TR5 SE	13E	Н	591- 665 dC	
SAL-10	Sediment fi	OSL alíquotes grans	TR7 SO	20E	Н	21,7±1,6 ka	
SAL-14	Sediment fi	OSL alíquotes grans	TR6 NE	12E	Н	31,0±2,0 ka	
SALT13B19	Carbonat ped.	Sèries de l'urani	TR13 NO	15D	Н	20,9±2,5 ka	
SAL-2	Carbó	Radiocarboni	TR6 SO	11E	H (base)	25228-25832 BP	
SAL-22	Sediment fi	IRSL feldspat grans individuals	TR10 SE	22E	J1	22,5±4,1 ka	
SAL-23	Sediment fi	IRSL feldspat grans individuals	TR10 SE	23E	J2	30,6±5,2 ka	
SAL-24	Sediment fi	IRSL feldspat grans individuals	TR7 NE	19E	J	24,0±4,3 ka	
SAL-25	Sediment fi	IRSL feldspat grans individuals	TR7 NE	15E	L	41,7±6,9 ka	
SAL-26	Sediment fi	IRSL feldspat grans individuals	TR7 NE	10E	N	54,3±9,1 ka	
SAL-11	Sediment fi	OSL alíquotes grans	TR7 SO	4B	Р	>101 ka	

Taula 4.6. Edats obtingudes per a totes les mostres analitzades en la localitat paleosísmica de El Saltador. Llegenda: IRSL, luminescència estimulada per llum infraroja (*Infrared Stimulated Luminescence*); sed.int., sediment interior; ped., pedogènic Per a datar les mostres SAL-27 i SAL-28 s'han utilitzat dos protocols luminescents diferents per a cadascuna. Això ha permès comparar les dues tècniques que analitzen alíquotes diferents: en un cas s'analitzen alíquotes multi-gra (20 grans) de quars i en l'altre alíquotes d'un únic gra de feldspat. Tal i com s'ha mencionat en la descripció del mètode, l'alliberació dels electrons ocorre més ràpidament en el quars, però a la vegada aquest pot contenir inclusions d'altres minerals que facin variar aquesta assumpció inicial. Aquestes dues particularitats s'han de tenir en compte a l'hora de comparar l'edat d'una mostra obtinguda amb les dues metodologies. La coincidència quasi total entre les edats obtingudes en el marc d'aquesta tesi (Taula 4.3), representa un significatiu resultat preliminar metodològic en procés de discussió pels experts de la Universitat de Sheffield (Alicia Medialdea i Edward Rhodes, comunicació personal).

La mostra SAL-21 (analitzada amb luminescència) coincideix espacialment, i per tant també estratigràficament, amb la mostra SAL-20 (closca de cargol) datada amb radiocarboni (Figura 4.5), fet que permet comparar de manera directa la relació entre el mètode de la luminescència òpticament estimulada i el del radiocarboni. Ambdues tècniques aspiren a estimar l'edat de sedimentació, però en els dos casos també poden indicar l'edat màxima de sedimentació. En el cas del cargol, aquest podria haver mort i, més tard, haver estat transportat i enterrat; mentre que els grans continguts en el sediment fi podrien no haver alliberat tots els electrons atrapats en la xarxa cristal·lina. Les tècniques de luminescència que analitzen alíquotes petites, o només d'un gra, el que busquen és justament evidenciar quan es dóna aquest cas. Donada la baixa dispersió de les intensitats mesurades en les diferents alíquotes, l'edat de la mostra SAL-21 es considera des dels laboratoris com l'edat més probable de sedimentació. La coincidència entre les edats de les mostres SAL-20 i SAL-21 recolza la repetibilitat de les dues metodologies. Aquesta descripció metodològica també està pendent de ser realitzada pels experts de laboratori (Alicia Medialdea i Edward Rhodes, comunicació personal).

Per altra banda, les mostres SAL-1, SAL-3 i SAL-16 estan clarament fora de la seqüència cronològica definida per a la resta de mostres. L'explicació més probable seria un rejoveniment causat per una contaminació per arrels. L'edat de les unitats superiors i inferiors recolza clarament aquesta hipòtesi.



Figura 4.10. Columna estratigràfica on es posicionen les edats de les unitats mostrejades en les trinxeres de El Saltador. La taula resum on es mostren tots els resultats és la Taula 4.6 i la seva localització en les trinxeres es troba en la Figura 4.5.

Tampoc hi ha coincidència entre les mostres SAL-2 i SAL-14 agafades en la mateixa trinxera i posició estratigràfica (Figura 4.5). En aquest cas, es pensa que l'edat més propera a la sedimentació és l'edat del carbó datat amb radiocarboni (SAL-2), ja que l'edat obtinguda per luminescència estimulada òpticament podria ser l'edat màxima de la sedimentació, ja que s'ha calculat amb alíquotes de molts grans (1000 grans) i no s'ha realitzat una discussió pertinent dels resultats. La mostra SAL-10 sí seria coherent amb la mostra SAL-2 ja que pertany a un nivell superior de la unitat H, mentre que la mostra SAL-2 pertany a la part inferior de la unitat, fet que confirmaria que inclou diverses fases sedimentàries.



Figura 4.11. Gràfic amb les edats obtingudes per les unitats mostrejades representades pel rang d'incertesa en el que s'inclouen (1σ , excepte en les mostres de radiocarboni que tenen una incertesa de 2σ). La trama correspon indica la tècnica emprada per a datar cada mostra.

175

5 Crono-seqüència edàfica a les proximitats de la falla d'Alhama de Murcia

In order to save time and money in the future, here I initiate the first edaphic chronosequence valid for the SE Iberian Peninsula. The sequence is based on soil properties and is calibrated using the ages of the soils obtained with the U-series. This sequence will need to be updated in the future with additional data.

5.	CRON	IO-SEQÜÈNCIA EDÀFICA A LES PROXIMITATS DE LA FALLA D'ALH	AMA DE
MU	RCIA		
	5.1.	Introducció	
	5.2.	Antecedents	
	5.3.	Descripció dels sòls	
	5.3.	1. Característiques dels sòls i índex de desenvolupament del sòl	
	5.3.	2. Mètodes de descripció i anàlisi dels sòls	
	1	Anàlisis de camp	
	1	Anàlisi de laboratori	
		рН	188
		Granulometria	189
		Quantitat de carbonat de calci per calcimetria	189
		Quantitat de carbonat de carboni orgànic i de carbonat de calci per ignició	189
	5.3.	3. Resultats: descripció dels sòls a la FAM	
	5.4.	Càlcul de l'índex de desenvolupament del sòl	
	5.4.	1. Harden (1982)	
	5.4.	2. Calero et al. (2008)	
	5.5.	Calibratge de l'índex de desenvolupament del sòl i discussió	
	5.5.	1. Calibratge	
	5.5.	2. Modificacions	

5. Crono-sequència edàfica a les proximitats de la falla d'Alhama de Murcia

5.1. Introducció

Les datacions numèriques realitzades en laboratoris acostumen a ser cares, lentes, han de dependre de la presència d'un tipus de material molt concret i estar fundades en diverses assumpcions segons el mètode emprat (*Capítol 4*). És per aquest motiu que sovint les unitats es daten, únicament, de manera relativa per relacions espacials entre unitats contigües, gràcies a la identificació de diferents fases deposicionals separades per discontinuïtats o per correlació. En alguns casos, les fases deposicionals o les generacions d'unitats es relacionen amb estadis climàtics, però de manera poc precisa, ja que la freqüència de les variacions climàtiques és molt més alta (Von Grafenstein et al., 1999; Martrat et al., 2004; Lisiecki i Raymo, 2005) que els límits temporals determinats per les generacions. El resultat és que les edats relatives que s'atorguen a les generacions poden estar acotades en períodes molt llargs (sovint de molts milers d'anys). Per exemple, en la zona d'estudi, Harvey (1978) i Harvey (1984) divideixen les unitats quaternàries entre pre-Würm, i Würm-Holocè; i Schulte i Julià (2001) les classifiquen en Pleistocè inferior, Pleistocè mitjà, Pleistocè superior i Holocè.

En la zona de la falla d'Alhama de Murcia, les cartografies obtingudes anteriorment s'han realitzat de manera relativa (Silva et al., 1992a; Martínez-Díaz et al., 2001; Soler et al., 2003), tot i que, en algunes s'elles, s'hi inclouen algunes datacions numèriques (Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012). S'observa que com més gran és l'àrea d'estudi, en menys generacions deposicionals es delimiten les unitats quaternàries. Silva et al. (1992a), que analitzen tots els ventalls al·luvials de la depressió del Guadalentín, defineixen, per exemple, només tres fases deposicionals delimitades per discordances progressives: la primera fase deposicional està dominada per l'agradació proximal de ventalls al·luvials amb grans pendents deposicionals, durant la segona fase el pendent dels ventalls disminueix, i en la tercera fase l'agradació és distal i els cursos fluvials s'encaixen en els ventalls més antics (Figura 1.14 i Figura 5.1). Martínez-Díaz et al. (2003), per altra banda, classifiquen els ventalls al·luvials en la seva zona d'estudi entre les poblacions de Lorca i Totana, d'uns 5 km de costat, en cinc generacions diferents (B-F; Figura 5.2).



Figura 5.1. Perfil longitudinal al sud de Lorca mostrant les discordances progressives entre fases deposicionals. Extret de Silva et al. (1992b). Llegenda: 1) substrat bètic; 2) Neogen superior; 3) primera fase deposicional; 4) segona fase deposicional; 5) tercera fase deposicional. Aquests autors defineixen tres fases deposicionals per a tots els ventalls al·luvials provinents de les serralades delimitades per la falla d'Alhama de Murcia al sud (Las Estancias, La Tercia, Espuña).



Figura 5.2. Mapa dels ventalls al·luvials quaternaris de la zona d'estudi de Martínez-Díaz et al. (2003), on aquests es classifiquen en cinc generacions diferents (B-F), a les quals s'atorga una edat aproximada.

A part de les relacions espacials entre unitats, un altre criteri que permet diferenciar unitats segons la seva edat, i per tant aixecar una cartografia relativa, és el grau d'evolució dels sòls. Aquest criteri es basa en que, per a un mateix clima (o una regió, on les fluctuacions del clima són constants per tota la regió), el grau de desenvolupament d'un sòl és directament proporcional al temps transcorregut des que es va iniciar la seva formació (estretament lligat al temps que fa que la superfície és estable i exposada a l'evolució edàfica; Fletcher et al., 2011; Blisniuk et al., 2012). L'edafologia, doncs, pot contribuir a quantificar el temps transcorregut des de la sedimentació d'una unitat i el moment actual mitjançant l'*índex de desenvolupament del sòl (Profile Development Index*, PDI; Bilzi i Ciolkosz, 1977; Harden, 1982). Aquest índex quantifica les propietats dels sòls en funció del seu grau d'evolució i permet: 1) definir fases deposicionals per a una mateixa regió; i, en cas de disposar de datacions numèriques, 2) construir una crono-seqüència regional dels sòls calibrada que permeti acotar l'edat de la sedimentació de cada unitat i comparar-la amb les altres unitats de la regió (sota un mateix règim climàtic).

L'objectiu d'aquest capítol és posar les bases per a la primera crono-seqüència calibrada dels sòls per al sud-est de la Península Ibèrica. Per a fer-ho es descriuen primer (*apartat* 5.3) els perfils edàfics de sis sòls desenvolupats en les unitats quaternàries i, seguidament (*apartat* 5.4), es calcula el seu grau de desenvolupament (*índex de desenvolupament del sòl*). Finalment (*apartat* 5.5) es discuteix el calibratge dels diferents sòls a partir de les datacions numèriques obtingudes prèviament (*Capítol 4*). Es pretén que aquesta primera seqüència pugui ser utilitzada en un futur com a criteri cronològic addicional, ja que permet aproximar l'edat de les unitats sense haver de realitzar datacions numèriques.

5.2. Antecedents

Bilzi i Ciolkosz (1977) van ser pioners en definir un primer criteri per a calcular l'índex de desenvolupament del sòl. Tot i que Meixner i Singer (1981) van proposar una variació d'aquest índex, va ser Harden (1982) qui va desenvolupar àmpliament la idea de Bilzi i Ciolkosz (1977) a partir de sòls de Califòrnia (EUA) amb un règim de pluges de 41 cm/any i sota un clima mediterrani. L'índex de Harden (1982) quantifica la variació de vuit propietats (més dues més per a sòls amb acumulacions de carbonat pedogènic; Harden i Taylor, 1983). Els valors dels índexs obtinguts són comparats amb

l'edat dels sòls gràcies a datacions numèriques realitzades amb radiocarboni i sèries de l'urani. L'índex de Harden (1982) s'ha convertit en l'índex estàndard utilitzat per altres autors, tot i que existeix una modificació d'aquests criteris suggerida per Birkeland (1999).

Hi ha molts estudis que prenen de referència el criteri de Harden (1982) per a calcular l'índex de desenvolupament del sòl. Els autors consideren uns resultats regionals de l'índex coherents amb les edats de les unitats analitzades, però en molts casos no es disposa d'edats numèriques precises per a confirmar aquesta relació (Alonso et al., 1994; Vidic, 1998; Ortiz et al., 2002; Badía et al., 2009). Altres autors correlacionen l'índex de desenvolupament del sòl amb la quantitat de matèria orgànica, de carbonat de calci, i la relació entre ions de ferro o d'alumini, entre d'altres (Sauer et al., 2007). Mueller i Rockwell (1995) apliquen l'índex de desenvolupament del sòl a un estudi de tectònica activa per a obtenir l'edat relativa d'uns ventalls al·luvials afectats per l'activitat de la falla Laguna Salada i, així, poder calcular la velocitat de desplaçament d'aquesta falla. Malgrat aquests autors no disposen d'edats numèriques per a calibrar l'índex, prenen de referència uns sòls d'edat coneguda desenvolupats a la Imperial Valley i al Mojave Desert, que es troben sota unes condicions climàtiques similars.

A la Península Ibèrica, una pràctica molt estesa és atorgar una edat relativa o numèrica als estadis del carbonat (Silva et al., 1992a; Alonso-Zarza et al., 1998). Silva et al. (1992a) revisen les discussions de Dumas (1977) i Harvey (1990) que atorguen una edat de Pleistocè superior a sòls en els primers estadis de carbonat, Pleistocè mitjà quan s'hi han format crostes madures i Pleistocè inferior als sòls que presenten grans acumulacions massives de carbonat pedogènic. Alonso-Zarza et al. (1998) descriuen amb molt de detall els perfils edàfics i en diferencien fàcies carbonatades, les quals segons la seva presència se'ls atorga un estadi de desenvolupament o un altre (Figura 5.3). Schulte i Julià (2001) analitzen algunes propietats dels horitzons dels sòls i les relacionen amb edats numèriques obtingudes amb la datació de travertins mitjançant les sèries de l'urani. Així obtenen que a) els rhodoxeralfs es formen durant el Pleistocè inferior, estan caracteritzats per ser de color molt vermell (valor d'envermelliment de 15; RR=15), i tenen un horitzó Bt (horitzó propi de l'acumulació d'argiles) d'uns 60 cm de potència amb un alt contingut de Fe i Al; b) els haploxeralfs tenen una edat Pleistocè mitjà-superior, un RR entre 3,5 i 11,25, i el contingut de Fe i Al és inferior; i finalment c) els sòls de l'Holocè no presenten color vermell. Aquests autors arriben a la conclusió



que la potència del sòl, el contingut d'argiles en l'horitzó Bt i el color vermell augmenten amb el temps, aquest darrer amb un increment exponencial.

Figura 5.3. Model creat per Alonzo-Zarza et al. (1998) per tal de relacionar les fàcies dels perfils edàfics amb l'estadi de desenvolupament en què es troba el perfil analitzat.

5.3. Descripció dels sòls

Segons el diccionari de geologia d'Oriol Riba (Riba, 1997), el sòl és la "capa vivent de transformació de l'escorça terrestre sòlida (la roca) formada per l'acció directa de la vida i de les condicions ambientals en un hàbitat biològic, sotmesa a un canvi estacional permanent i a un desenvolupament característic; és, per consegüent, un cos natural i dinàmic en l'espai i en el temps que sorgeix de la interacció de la biosfera, l'atmosfera i la hidrosfera sobre el substrat rocós". Un sòl no equival a sediment, sinó que es forma en el sediment o en els productes de la meteorització d'una roca, és a dir, els sòls es desenvolupen en material no consolidat. Per a que es formin, les condicions climàtiques han de ser favorables i la superfície de la unitat ha de ser estable, és a dir, els sòls es formen en els períodes de no sedimentació o quan, per altres motius, la sedimentació en aquella unitat és abandonada definitivament.

Aquelles característiques que determinen el tipus de sòl (factors de formació del sòl) són: a) el material parental, b) la posició geomorfològica de la unitat en què es desenvolupa, c) el temps transcorregut des que es va depositar o va quedar exposada la roca mare, d) el clima, i e) la vegetació. Les condicions climàtiques de l'indret determinen la quantitat d'aigua disponible, element indispensable, no només per a la vida dels organismes (incloent les plantes), sinó també per al transport i precipitació dels elements al llarg del perfil de sòl.

Un sòl es pot dividir en grans paquets anomenats horitzons, caracteritzats per les seves propietats físiques, químiques i biològiques. Els principals horitzons genètics són: O, A, E, B, C i R, però aquí només s'utilitzen els A, B, C i R (Taula 5.1 i Figura 5.4; Schaetzl i Anderson, 2005): els horitzons A són capes riques en matèria orgànica en descomposició; en l'horitzó B s'hi acumulen els elements producte de l'alteració i transportats per l'aigua; l'horitzó C és el material parental sense alterar; i finalment el substrat de roca dura s'anomena horitzó R. Addicionalment es poden identificar horitzons transicionals, que comparteixen característiques de dos horitzons i que es representen amb les dues inicials corresponents. A aquests horitzons se'ls poden afegir uns sufixes (se'n poden afegir tants com calgui) descriptius que n'especifiquen el grau de descomposició, la densitat, l'element majoritari que s'hi acumula, etc. (Figura 5.5). En la Taula 5.2 s'enumeren els sufixes utilitzats en aquesta tesi.



Figura 5.4. Esquema dels principals horitzons genètics que poden estar presents en un sòl. Figura extreta de Schaetzl i Anderson (2005).



Figura 5.5. Exemple de descripció de sòls a la conca de l'Ebre extret de Badía et al. (2015). Llegenda: el·lipsoides, clastos amb revestiments de carbonat de calci; línies paral·leles, calcreta. La descripció dels horitzons genètics i dels sufixes descriptius es troba en la Taula 5.1 i Taula 5.2.

Horitzó	Característiques
А	Horitzó mineral format en la superfície i on s'acumula matèria orgànica
В	Horitzó mineral enterrat dominat per: 1) l'acumulació d'argila, ferro, alumini, etc.; 2)
	l'eliminació dels carbonats primaris en les parts superiors, que s'acumulen en la zona
	inferior de l'horitzó; 3) la manca d'estructura geològica; i 4) la fragilitat
С	Horitzó mineral molt poc o gens afectat pels processos edàfics, i que normalment
	manté l'estructura de la roca o del sediment inicial
R	Roca no afectada per la pedogènesis.

Taula 5.1. Resum de les característiques dels horitzons genètics identificats en la zona de la falla d'Alhama de Murcia. Modificat de Schaetzl i Anderson (2005).

Tant els horitzons genètics com les característiques descriptives es poden aplicar a paleosòls enterrats, és a dir, a unitats enterrades que clarament mostrin característiques edàfiques, però que actualment no estiguin directament sota de superfície estable. La història geològica que se'n deriva és una primera fase sedimentària seguida d'un període d'estabilitat de la superfície on s'hi desenvolupa un sòl. Posteriorment, damunt d'aquest s'hi dipositen més sediments que cobreixen per complet la superfície exposada anterior. Si hi torna a haver estabilitat, es torna a formar un sòl, però afectant aquesta vegada als materials més recents. Si la potència de sediments de la segona fase és més gran que la profunditat d'infiltració de l'aigua o si hi ha unitats impermeables que

n'impedeixen aquesta infiltració, l'evolució del primer paleosòl queda aturada. Pel contrari, els processos edàfics poden seguir afectant a les unitats més antigues. Un paleosòl és, per tant, un sòl enterrat on el processos edàfics s'han aturat, ja que, per culpa de la profunditat a la que es troba la seva superfície, els fenòmens formadors del sòl no l'afecten. És imprescindible, doncs, a l'hora de descriure un perfil edàfic, identificar possibles fases anteriors edàfiques (paleosòls), i diferenciar-les del sòl actiu en formació.

Sufix	Horitzons on s'aplica	Característiques
k	B, C	Acumulació de carbonat pedogènic en revestiments,
		filaments o nòduls
t	В	Acumulació d'argila silicatada
m	В	Cementació contínua o quasi contínua de la matriu del sòl
c	B, C	Presència de concrecions

Taula 5.2. Resum de les característiques dels sufixos utilitzats per a descriure horitzons identificats en la zona de la falla d'Alhama de Murcia. Modificat de Schaetzl i Anderson (2005).

5.3.1. Característiques dels sòls i índex de desenvolupament del sòl

La morfologia d'un sòl inclou tant la seva forma com la seva estructura, essent definida com la suma resultant de la quantitat i disposició de: partícules clàstiques (partícules minerals), matèria orgànica, organismes vius, aigua o gel i gas en la porositat. La guia de descripció dels sòls en la que es basa aquesta tesi va ser publicada per la FAO (Food and Agriculture Organization) el 1990 i serveix tant per sòls actuals com per paleosòls. Els grans grups de característiques que defineix la FAO (1990) són: a) la superfície de la unitat edafitzada, b) els límits dels horitzons, c) els constituents primaris, d) el color, e) les taques, f) el potencial redox del sòl, g) la presència de carbonats, h) la presència de guix, i) la presència de sals solubles, j) el pH, k) l'olor, l) el contingut en matèria orgànica, m) l'organització dels constituents del sòl, n) la densitat, o) la porositat, p) les concentracions minerals, q) l'activitat biològica i r) altres.

L'índex de desenvolupament del sòl, però, es calcula tenint en compte només aquelles característiques relacionades amb el temps com a factor de formació, és a dir, que el seu grau de desenvolupament és depenent del temps. És per aquest motiu que la descripció i l'anàlisi dels sòls en aquesta tesi s'ha centrat només en aquelles característiques necessàries per a tal finalitat. Harden (1982) utilitza: a) el color vermell (*rubification*),

representat per la tonalitat (*hue*) i la saturació (*chroma*), en sec i en mullat, b) la textura (granulometria de la matriu), c) la plasticitat, d) la adherència, e) les pel·lícules d'argiles, f) l'estructura (grau i tipus) del sòl, és a dir, els agregats que es formen (Figura 5.6), g) la consistència en sec, h) la consistència en mullat, i) la *melanization* (*value* o lluminositat del color), en sec i en mullat, i j) el pH. Un estudi més recent (Calero et al., 2008) té en compte aquests paràmetres, i afegeix la mida de l'estructura, és a dir, la mida dels agregats. La coloració vermellosa dels horitzons del sòl respon a la formació d'hematites, que augmenta amb el pas del temps (Sauer, 2010; i referències incloses). La formació d'argiles fa variar la textura del sòl fent disminuir la mida de gra progressivament. La consistència tant en sec com en mullat també està íntimament relacionada amb la quantitat d'argiles, ja que aquestes actuen d'unió entre les partícules més grans. La *melanization* està relacionada amb l'acumulació de matèria orgànica (que augmenta amb el temps) i, a mida que aquesta sugmenta, disminueix la lluminositat del color. Per Harden (1982) el fet que moltes d'aquestes propietats presentin una correlació entre elles reforça la validesa de l'índex calculat per a cada sòl.



Figura 5.6. Esquema amb els tipus d'estructures del sòl. Figura extreta de la FAO (1990).

5.3.2. Mètodes de descripció i anàlisi dels sòls

Les anàlisis realitzades per a determinar l'índex de desenvolupament del sòl s'han dut a terme en el camp i en el laboratori de Sedimentologia del Departament d'Estratigrafia,

Paleontologia i Geociències Marines de la Universitat de Barcelona. Un cop realitzades les descripcions dels horitzons edàfics *in situ*, s'han pres mostres de camp de la fracció de mida inferior a 2 mm en bosses de plàstic tancades i numerades per poder realitzar les anàlisis de laboratori.

Anàlisis de camp

Tenint en compte la guia de la FAO (1990) i les característiques a considerar recomanades per Harden (1982) i Calero et al. (2008) per a calcular l'índex de desenvolupament del sòl, s'ha construït una plantilla per a poder descriure sistemàticament els sòls al camp seguin un mateix criteri. Aquesta plantilla es troba en els *Annexes* i considera: a) la informació general del lloc, b) els factors de formació del sòl, i c) la morfologia dels horitzons edàfics.

La informació del lloc inclou el número del perfil i la data en la qual es va realitzar, els autors, la ubicació del perfil i la seva altitud. Els factors de formació considerats són els cinc descrits prèviament (clima, topografia, vegetació i ús de la terra, material parental i temps). Per a cada horitzó se'n descriu: a) la posició dels seus límits (potència), b) la morfologia dels límits de l'horitzó, c) el color de la matriu seca i mullada, d) la textura dels fragments rocosos (mida, forma, litologia i abundància), e) el grau (si és dèbil o fort), el tipus (morfologia dels blocs) i la mida de l'estructura, f) la consistència de l'horitzó mullat i sec, g) l'adhesivitat i la plasticitat de la fracció fina, h) la presència de pel·lícules d'argila, i i) l'estadi del carbonat. Finalment s'ha fet una interpretació genètica de l'horitzó (Taula 5.1 i Taula 5.2).

Anàlisi de laboratori

Degut a que en alguns casos, es necessita precisió per a definir les característiques de cada horitzó, se n'han analitzat quatre aspectes en el laboratori: el pH, la granulometria de la matriu del sòl (fracció < a 2 mm), la quantitat de carbonat (per dos mètodes diferents, la calcimetria i la variació del pes per ignició), i la quantitat de matèria orgànica.

pН

El pH del sòl és indicatiu de l'acidesa del sòl, ja que la mobilització de ions per l'aigua meteòrica elimina les bases del sòl i per tant aquest tendeix a augmentar la seva acidesa

amb el pas del temps. Per a poder tenir una solució aquosa, s'ha barrejat una mica de mostra de sòl amb aigua destil·lada. El pH s'ha mesurat utilitzant tires reactives.

Granulometria

L'objectiu de la granulometria és determinar la textura de la fracció fina, un paràmetre clau per a calcular l'índex de desenvolupament del sòl, ja que al camp no es pot fer amb prou detall, perquè no es disposa de suficient precisió per conèixer el percentatge de partícules de mida argila, llim o sorra fina. Per fer-ho, primer s'han atacat entre 0,20 i 2,00 grams de mostra amb 50 mL d'aigua oxigenada (H₂O₂) al 10 % dues vegades. Una vegada la mostra torna a estar seca, s'han afegit 50 mL de solució disgregant de polifosfat de sodi. Aquesta solució s'ha introduït en l'Analitzador de partícules *Coulter LS 230*. Aquest aparell mesura la mida de les partícules basant-se en el fet que les partícules petites difracten la llum amb angles més grans que les partícules grans. Per fer-ho, l'aparell fa passar un feix làser a través de la mostra en aigua. Els percentatges granulomètrics de cada mostra es poden trobar en els Annexes.

Quantitat de carbonat de calci per calcimetria

Per a calcular el percentatge de carbonat de calci, s'han atacat 0,30 g de mostra amb àcid clorhídric (HCl) al 10 % en el calcímetre de Bernard, on es mesura la quantitat de líquid indicador (en aquest cas oli de frens) desplaçada pel diòxid de carboni (CO₂) producte de la reacció. Per a calibrar la relació entre el volum de CO₂ i el percentatge de carbonat de calci present en cada mostra, s'han preparat dos blancs amb carbonat de calci pur. El percentatge de carbonat en la mostra de sòl s'obté de la relació entre els mil·lilitres d'oli desplaçats pel carbonat de la mostra i els mil·lilitres desplaçats per la mostra pura.

Quantitat de carboni orgànic (matèria orgànica) i de carbonat de calci per ignició

S'ha emprat el mateix procediment per a mesurar la quantitat de matèria orgànica i la de carbonat mitjançant la ignició. Consisteix en calcular el tant per cent en pes de matèria orgànica i de carbonat que té una mostra basant-se en la calcinació seqüencial de les mostres en un forn de mufla.

Primer s'ha triturat la mostra i s'ha posat en un gresol, prèviament pesat en una bàscula de precisió. S'ha tornat a pesar el gresol amb la mostra. S'ha introduït en una estufa a 560° C durant 4 hores i, en refredar-se, s'ha pesat el volum de mostra restant juntament amb el gresol. S'ha tornat a ficar en l'estufa, aquesta vegada a 950° C durant 2 hores, i s'ha pesat la mostra restant. Per a calcular la quantitat de mostra perduda, s'ha dividit el pes de la mostra perduda pel pes de mostra inicial en percentatge. Per al percentatge de matèria orgànica s'ha utilitzat el pes de mostra perduda per la ignició a 560° C, i per al carbonat el pes perdut només en la ignició a 950° C.

5.3.3. Resultats: descripció dels sòls a la FAM

La falla d'Alhama de Murcia està situada en una zona (sud-est de la Península Ibèrica) caracteritzada per un clima mediterrani (semi-àrid; Baartman et al., 2011). Aquest tipus de clima es pot trobar al voltant de la mar Mediterrània i entre les latituds 30° i 40° de la costa oest dels continents (Califòrnia, Xile, sud-oest d'Àfrica i Austràlia; Sauer, 2010). Actualment, en aquestes regions, els estius són secs i calorosos, i els hiverns temperats i humits. Normalment les precipitacions oscil·len entre els 500 i els 600 mm per any, però poden variar entre 200 mm i 1000 mm per any (Yaalon, 1997). Com a conseqüència, el règim d'humitat és el xeric i el règim de temperatura és el tèrmic o mèsic.

Els sòls desenvolupats en el clima mediterrani acostumen a tenir un contingut en matèria orgànica baix i a ser de color vermellós. Malgrat això, els sòls majoritaris són els calcisòls (25% del total; Jahn, 1997), presents en les àrees més seques. Una altra característica dels sòls al voltant de l'àrea mediterrània és que acostumen a incorporar una part important de material eòlic, especialment pols transportada des del Sàhara (Yaalon i Ganor, 1973; Blanco et al., 2003; Fiol et al., 2005).

S'han descrit sis sòls: tres perfils edàfics s'han descrit entre les poblacions de Lorca i de Totana (Figura 5.7; concretament en trinxeres paleosísmiques; TR5 canal, TR5 sèrie i La Salud), i els altres tres en les proximitats de Goñar (Figura 5.8; Carrascos, Límite, Límite II). En tots els casos, els sòls es desenvolupen en unitats al·luvials de fàcies grolleres, l'àrea font de les quals són la serralada de La Tercia i la serralada de Las Estancias, respectivament. En la Taula 5.3 s'especifiquen les característiques dels horitzons de cada sòl. Com que un dels objectius de la tesi és el càlcul de l'índex de desenvolupament del sòl, s'han analitzat només els paràmetres necessaris per a calcularlo, per més endavant, calcular l'índex i calibrar-lo utilitzant les datacions numèriques. En descriure els sòls es posa especial atenció en les acumulacions de carbonat pedogènic que ocorren en el perfil del sòls ja que s'han datat amb les sèries de l'urani (*Capítol 4*).

El perfil TR5 canal està realitzat a la columna 5 de la paret sud-est de la trinxera 5 en la localitat de El Saltador (Figura 5.7 D) i estratigràficament afecta les unitats A, D i G de les trinxeres (Figura 3.16). És un perfil caracteritzat per tenir un horitzó d'acumulació de matèria orgànica (horitzó A en la unitat A de les trinxeres) i un d'acumulació de carbonat pedogènic (Bk en la unitat D) de més d'un metre de potència. Per sota d'aquesta unitat, el següent horitzó s'interpreta que pertany a un paleosòl enterrat, concretament a un horitzó Bk. Els fragments rocosos, en general, són graves sub-arrodonides de composició quarsita i fil·lita. El contingut més baix d'argila està en l'horitzó Bk. Aquest horitzó afecta la unitat D, que s'ha interpretat com un dipòsit de canal (Figura 3.14), el contingut en argila del qual inicialment era més baix que el de les unitats contigües. L'estructura del sòl és en bloc i de grau moderat, i quasi no presenta adhesivitat ni plasticitat. L'estadi del carbonat és I.

El perfil TR5 sèrie està en la mateixa paret, però en la columna 33 (Figura 5.7 E). En aquest cas, les unitats C, E i F també estan afectades pel desenvolupament del sòl. Els horitzons presenten unes característiques molt semblants a les que presentaven els horitzons del perfil TR5 canal, on els fragments rocosos són de quars i fil·lita, de morfologia sub-arrodonida, l'estructura és dèbil en forma de blocs i l'adhesivitat és baixa. El percentatge d'argila és molt semblant en tots els horitzons (~13-17%) i l'estadi del carbonat és II perquè en la unitat C hi ha nòduls (Figura 4.3). Degut a les característiques de les unitats, on tant la unitat C com la E presenten grans evidències de desenvolupament d'un sòl (Figura 3.14), es pensa que en aquest cas hi ha representats un sòl actiu i tres paleosòls, les superfícies estables dels quals serien el sostre de la unitat A, el sostre de C, el sostre de E i el sostre de G. Malauradament, la potència de cadascun d'ells és molt petita, i es pensa que no hi ha un bloqueig de la circulació de l'aigua en profunditat, és a dir, que, per exemple, els elements edàfics de l'horitzó 4Bk encara estan en evolució actualment.



Figura 5.7. Perfils dels sòls analitzats entre Lorca i Totana (TR 5 canal, TR 5 sèrie i La Salud). A) Península Ibèrica; B) principals accidents geogràfics associats a la falla d'Alhama de Murcia; C) mapa geològic de la zona de La Hoya en el segment Lorca-Totana, modificat de Martínez-Díaz et al. (2003); D) perfil TR5canal en la columna 5 de la paret sud-est de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de les mostres de carbonat; E) perfil TR5sèrie en la columna 33 de la paret sud-est de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de les mostres de carbonat; E) perfil TR5sèrie en la columna 33 de la paret sud-est de la trinxera 5 en El Saltador, on es mostra la localització de les mostres de carbonat; F) perfil La Salud en la trinxera de La Salut (Canora et al., 2016). Llegenda: A, horitzó edàfic d'acumulació de la matèria orgànica; B, horitzó edàfic d'acumulació d'argila i carbonat; C, horitzó poc afectat pels processos edàfics; t, acumulació d'argila; m, cimentació contínua de carbonat; k, acumulació de carbonat.

El perfil La Salud està descrit en la trinxera paleosísmica homònima (Canora et al., 2016) situada en un ventall al·luvial de la generació Q3 (Figura 5.7 F). En aquest perfil s'han diferenciat fins a vuit horitzons, la majoria dels quals d'acumulació de carbonat. Els fragments rocosos són entre mitjans i grollers, sub-arrodonits i de litologia quarsita, quars i fil·lites. L'horitzó amb el percentatge més alt d'argila és l'A, fet que en resulta en una plasticitat alta. L'estructura és dèbil en forma de blocs o inexistent amb una adhesivitat molt baixa. El percentatge de carbonat és elevat en tot el perfil, arribant a representar un 38 % de volum i un estadi de carbonat III.

El perfil de Carrascos s'ha descrit en un ventall al·luvial on Ortuño et al. (2012) van excavar una de les trinxeres paleosísmiques a prop de la població de Goñar (Figura 5.8). S'han observat nou horitzons edàfics diferenciats gràcies als canvis en el tipus de material que s'hi acumula, ja que tots són horitzons d'acumulació B. A grans trets hi ha una alternança entre acumulació d'argiles i acumulació de carbonat, confirmades per la granulometria realitzada en el laboratori. Els fragments rocosos són graves grolleres i mitjanes sub-angulars formades per roques metamòrfiques i quars. L'estructura és dèbil en forma de bloc o inexistent, l'adhesivitat és baixa, i la plasticitat molt variable. Aquesta alternança suggereix una successió de superfícies estables durant un temps relativament curt que han permès el desenvolupament de paleosòls en estadis no gaire avançats d'evolució. Pel contrari, els horitzons vuit i nou mostren unes característiques pròpies d'un paleosòl molt antic, ja que l'horitzó nou és clarament una calcreta (estadi de carbonat IV; Figura 4.3).

El perfil Límite està en un ventall al·luvial de la generació G2 definida per Ortuño et al. (2012) i s'hi han diferenciat set horitzons edàfics (Figura 5.8 E). Els fragments rocosos són de grava fina de composició de roques metamòrfiques, i el percentatge en carbonat arriba a ser molt alt (> 30 %) en els horitzons dos i set. El contingut en argiles és baix en els primers quatre horitzons i l'adherència i la plasticitat que presenten són entre baixes i moderades. Per altra banda, a partir del cinquè horitzó, el contingut en argila augmenta i també ho fan l'adhesivitat i la plasticitat. S'interpreta que l'horitzó cinc va ser l'horitzó d'acumulació d'argiles d'un paleosòl enterrat. A més a més, l'elevat contingut en carbonat de l'horitzó set, juntament amb l'estadi de carbonat que se li adjudica (III), corroboren el fet que el sostre de l'horitzó cinc estigués més proper a la superfície en algun moment i que actualment representi un paleosòl.




Finalment, el perfil Límite II està en una superfície al·luvial de generació G3 (Ortuño et al., 2012) i s'hi han observat set horitzons edàfics (Figura 5.8). La principal particularitat d'aquest perfil és que el seu horitzó superior és una crosta endurida de carbonat (calcreta) i per sota hi ha principalment horitzons d'acumulació. L'horitzó sis és d'acumulació d'argiles i presenta un color molt vermell. Els fragments rocosos són sub-arrodonits i de litologia metamòrfica. El percentatge en argila de tot el perfil és molt baix, excepte per l'horitzó sis, on arriba a ser del 13 % i es tradueix en una alta plasticitat (a diferència dels altres horitzons). El percentatge de carbonat és molt elevat,

especialment per al primer i quart horitzons. S'ha interpretat un estadi d'evolució de carbonat de grau IV per a la part alta del perfil. A partir del sisè horitzó es considera que el sòl es va desenvolupar anteriorment (paleosòl), abans de la sedimentació de la generació G3, i per tant que les unitats afectades pels horitzons sis i set pertanyen al ventall al·luvial G4 descrit per Ortuño et al. (2012).

	14-													Caracterís	tiques	descri	ptives	del sòl															
	Ide	entificac	210	Lí	mit			Colo	or			Textura					Es	structu	ra				Consistèn	cia						Altres			
							Sec		Mu	llat	Fragments rocos	os (Mida/Forma/Na	turales	a/ abundància)			Fr	acció fi	ina								ila	ft		tre			
Nom perfil	Número perfil	Número horitzó	Horitzó genètic	Profunditat (cm)	Disuncio Topografia	TOPOErun	hue value	chroma	hue	value chroma	Mida		Forma	Naturale sa	Abundància (%)	Argila <2micres	Llim [2-63] micres	Sorra >63 micres	Nom	Grau	Tipu	Mida	Sec	Mullat	Adhesivitat	Plasticitat	Recobriments d'arg	Estadi del carbona	ph	% CaCO3 - Calcíme de Bernard	% CaCO3 - LOI	Matèria Orgànica	Mostra CaCO3
	1	1 A	1	8 G	S		10 4	4	7,5	3 2	Graves mitjanes	Subangulars	Q	Quarsita, quars, fil·lita	60	15,3	49,6	35,1	Loam	WE	BL	ME	SHA	VFR	SST	PL	NO	NO	100	5,43	10,46	4,92	
	1	2 E	3k	33 C	Ι	7	7,5 5	3	7,5	3 4	Graves mitjanes/grolleres	Subarrodonit	Q	Quarsita, quars, fil·lita	75	9,9	51,9	38,2	Silt loam	WE	BL	ME	SHA	VFR	SST	SPL	NO	Ι	7,5	18,82	19,59	5,06	1
_	1	3 E	3km	48 C	W		10 6	2	7,5	3 2	Graves gruixudes	Subarrodonit	Q	Quarsita, quars, fil·lita	60	5,1	61,3	33,6	Silt loam	WE	BL	ME	HA	FR	SST	PL	NO	III	7,5	34,74	25,26	4,61	l
Saluc	1	4 E	3k	68 C	S	7	7,5 6	2	7,5	3 2	Graves grolleres	Subangulars	Q	Quarsita, quars, fil·lita	80	4,6	23,2	72,2	Sandy loam	NO	NO	NO	LO	FR	SST	SPL	NO	Ι	7,5	25,33	17,10	2,64	1
La S	1	5 E	3km	75 A	S	7	7,5 7	2	5	4 3	Graves mitjanes	Subarrodonit	Q	Quarsita, quars, fil·lita	60	2,6	19,5	77,9	Loamy sand	мо	BL	ME	SHA	FR	SST	SPL	NO	III	7	38,00	26,48	4,01	l
	1	6 E	3	118 A	S	7	,5 5	2	5	4 3	Graves mitjanes/grolleres	Angulars	Q	Quarsita, quars, fil·lita	90	2,9	14	83,1	Loamy sand	МО	BL	ME	SO	FR	SST	SPL	NO	Ι	6,5	38,00	24,61	3,30	Sí
	1	7 E	3k	124 C	S	7	7,5 5	2	5	3 2	Graves grolleres	Subangulars	Q	Quarsita, quars, fil·lita	90	13,8	53,7	32,5	Silt loam	NO	NO	NO	LO	FR/FI	ST	PL	NO	I+	6,5	28,59	16,21	3,67	Sí
	1	8 0	2	142 C	W	7	,5 5	2	5	3 2	Graves mitjanes	Angulars	Q	Quarsita, quars, fil·lita	75	10,6	59,1	30,3	Silt loam	WE	BL	ME	SO	FR/FI	T	PL	NO	NO	7	18,82	18,46	3,44	
lor	2	1 A	A1	8 C	W		10 4	3	10	2 2	Graves heteromètriques				25	15,5	69	15,5	Silt loam	мо	BL	VC	SHA	FR	SST	SPL	NO	NO	7	11,58	5,43	7,55	
altac	2	2 A	12	23 G	W		10 5	3	7,5	3 3	Graves	Subangulars	Q	Quarsita, fil·lita	40	16,2	61,8	22	Silt loam	мо	BL	VC	SHA	FR	SST	SPL	NO	NO	8	10,86	5,97	4,17	
R5 S C	2	3 E	BK/BCK	147 A	S	7	7,5 6	2	7,5	3 3	Graves heteromètriques	Subangulars	Q	Quarsita, fil·lita	90	4,1	23,9	72	Sandy loam	WE	BL	FC	SHA	VFR	SST	NPL	NO	Ι	6,5	17,37	8,21	3,21	Sí
H	2	4 2	BK	168 G	Ι		10 6	3	7,5	4 4	Graves	Subangulars	Ç	Quarsita, fil·lita	10	11,9	52,5	35,6	Silt loam	MO	BL	VC	SHA/HA	FR	ST	PL	NO	NO	8	22,62	10,67	4,11	
ie	3	1 A	A	33 G	W	7	7,5 5	3	5	3 3	Graves	Angulars	F	Fil·lita, quart	55	16,6	62	21,4	Silt loam	МО	BL	VC	HA		SST	VPL	NO	NO	7,5	13,75	7,14	3,34	
r Sèr	3	2 1	Bk	51 G	W		10 6	3	7,5	4 3	Graves fines	Angulars	F	Fil·lita, quars	50	14,7	62,4	22,9	Silt loam	MO	BL	VC	SHA/HA		SST	VPL	Arrels	II	7,5	24,25	14,22	3,29	
tadoi	3	3 2	Bk	95 A	S		10 6	3	7,5	4 3	heteromètrica	a Angulars	F	Fil·lita	90	12,4	66,6	21	Silt loam	WE	BL	MC	HA		SST	VPL	NO	Ι	7,5	13,75	11,60	3,36	Sí
Salı	3	4 3	Bk	102 G	Ι		10 7	2	7,5	4 3	Grava fina	Angulars	F	il·lita, quars	5	12,8	50,3	36,9	Silt loam	МО	BL	ME	HA		SST	VPL	Arrels	II	7,5	22,26	14,55	5,77	
TR :	3	54	Bk	128 A	W		10 6	2	7,5	3 3	Grava fina	Angulars	F	il·lita i quars	90	3,2	16,7	80,1	Loamy sand	NO	NO	NO	LO		NST	NPL	NO	Ι	7,5	19,89	6,19	4,32	Sí
	3	6 h	or4,per2																														
	5	1 A	Α	21 G	W	7	7,5 4	4	5	3 2	Grava grollera	Subangulars	Ν	Aetamòrfica i quars	40	13	45,8	41,2	Loam	МО	BL	VC	SO		SST	VPL	NO	NO	6,5	10,71	3,75	3,69	
	5	2 E	3t	50 G	W		10 6	3	7,5	4 6	Grava grollera	Subangulars	Ν	Metamòrfica i quars	10	13,5	48,7	37,8	Loam	MO	BL	VC	VHA		SST	VPL	NO	NO	7	27,92	11,15	4,91	
	5	3 2	Bt	89 D	W		10 7	3	7,5	4 6	Grava mitjana	Subangulars	Ν	Aetamòrfica i quars	10	8,3	49,6	42,1	Loam	MO	BL	VC	HA		SST	SPL	NO	NO	8	28,30	14,31	3,25	
	5	4 E	3k	110 C	W		10 6	4	7,5	3 3	Grava mitjana	Subangulars	Ν	Aetamòrfica i quars	80	1,6	10,7	87,7	Sand	WE	BL	ME	LO		NST	SPL	NO	Ι	6,5	20,27	8,77	2,07	Sí
	5	53	Bt	161 C	S	7	7,5 6	4	7,5	3 4	Grava mitjana	Subangulars	Ν	Aetamòrfica i quars	40	4,9	40,2	54,9	Sandy loam	МО	BL	VC	HA		SST	PL	SÍ	NO	6,5	17,21	8,84	2,47	
scos	5	6 E	3	183 A	W		10 6	4	7,5	3 4	Grava mitjana	Angulars	Ν	Metamòrfica i quars	95	2,4	14,3	83,3	Loamy sand	NO	NO	NO	LO		SST	NPL	NO	Ι	6	16,06	6,86	2,25	
arrs	5	7 2	Bk	296 A	W		10 5	4	7,5	3 4	Graves	Angulars	N	Aetamòrfica i quars	90	0,4	10,3	89,3	Sand	NO	NO	NO	SO		NST	NPL	NO	Ι	7,5	19,12	9,04	1,72	Sí
Ŭ	5	84	·Bt	316 G	W	7	,5 5	6	5	4 6	Grava mitjana	Angulars	Ν	Aetamòrfica i quars	25	13,7	59	27,3	Silt loam	МО	BL	СО	HA		ST	SPL	SÍ	Ι	7,5	27,15	12,27	3,49	
	5	9 K	ζ	356 D	Ι		10 7	3	10	5 4						3,6	36,8	59,6	Sandy loam									V	8,5	53,54	26,06	2,36	
	5	10 3	Bk	406 C	W						Fragments rocosos molt lligats, r	nolt CaCO3 (III+)																III+					
	5	11 2	B	436 C	W						Fins vermellosos, limit clar, pocs	s clastos																					
	5	12 4	BK	466 A	W						Poca matriu 90% clasts																	11					S1
	5	13		-						2,											-			•	-	-							
e	6	1 A	AB	17 G	S		10 3	4	7,5	5 2	Grava fina mitjana	Subangulars	Q	Quars, esquistos fil·lita	15	10,5	42,4	47,1	Loam	MO	BL	ME	SO		ST	PL	NO	NO	6	6,12	1,61	2,86	
.ímit	6	2 E	Bk	72 G	W		10 6	3	7,5	4 4	Grava fina fins 10 cm	Subangulars	Q	Quars, esquistos fil·lita	80	9,5	53,9	36,6	Silt loam	WE	BL	VM	SHA		SST	SPL	NO	II	8	30,21	12,42	3,92	
Τ	6	3 E	BC	107 D	W		10 5	3	7,5	4 3	Grava	Subarrodonit	Q	Quars, esquistos fil·lita	90	0,5	9,6	89,9	Sand	NO	NO	NO	NO		NST	SPL	NO	I+	7	17,97	7,23	2,18	
	6	4 2	BC	122 A	S		10 5	4	7,5	3 4	Graves fines a grolleres	Subarrodonit	Q	Quars, esquistos fil·lita	75	0,3	5,6	94,1	Sand	NO	NO	NO	NO		NST	NPL	NO	Ι	6,5	12,24	6,27	1,78	Sí

	6	5 2Bt	141 G W	7,5 5 6 7,5 3 4	Grava fina	Subarrodonit	Quars, esquistos fil·lita	5 19,8 49,2	31 Loam	МО	BL	VC	HA	VST	VPL	SÍ	I	7	13,38	3,74	4,88	
	6	6 2Bk	158 D W	7,5 5 4 5 4 6	Grava fina-pedra	Subarrodonit	Quars, esquistos fil·lita	60 21,9 52,4	25,7 Silt loam	WE	BL	ME	HA	VST	VPL	NO	Ι	7,5	16,06	5,61	5,35	
	6	7 Bkm		7,5 7 4 7,5 5 6	Grava fina a mitjana	Subarrodonit	Quars, esquistos fil·lita	75 5,9 41	53,1 Sandy loam	NO	NO	NO	NO	NST	SPL	NO	III	8	46,65	19,92	4,29	
	7	1 K	15 G W	10 7 3 10 4 3	Grava grollera	Subarrodonit	Metamòrfiques	60 2,9 22,4	74,7 Loamy sand	WE/							IV	7	33,95	13,04	4,54	
	7	2 Bkm	70 G W	10 6 3 10 4 4	Grava grollera	Subarrodonit		20 2 17,1	80,9 Loamy sand	MO	BL	FM	SHA/HA	SST	SPL	Arrels	III	8	16,70	7,91	1,84	
Ξ	7	3 Bk	82 A W	10 5 3 10 3 3	Grava mitjana	Subarrodonit		95 0,4 8,6	91 Sand	NO	NO	NO	LO	NST	NPL	NO	I+	6,5	12,99	6,04	1,55	1
nite]	7	4 Bkm	95 C W	10 7 3 10 5 4	Grava fines	Subangulars		5 6,4 52,3	41,3 Silt loam	MO	BL	VC	EHA	SST	VPL	NO	III	8	40,82	20,96	3,15	1
Lín	7	5 BC	155 C W	10 6 3 10 3 3	Grava grollera	Subangulars		95 1,8 12,3	85,9 Loamy sand	NO	NO	NO		NST	NPL	NO	Ι	7	18,92	8,01	1,85	Sí
	7	6 Bt	178 G W	7,5 5 6 7,5 3 4	Grava fina a mitjana	Subangulars		5 13,3 49,2	37,5 Loam	MO	BL	VC		VST	VPL	NO	II	7,5	11,69	4,06	3,70	
	7	7 Bk																				Sí
	7	8 Bt																				

Taula 5.3. Característiques dels horitzons dels perfils edàfics descrits a les proximitats de la falla d'Alhama de Murcia. Llegenda: A, abrupte; C, clar; G, gradual; D, difús; S, suau; W, ondulada; I, irregular; WE, dèbil; MO, moderada; BL, bloc, VM, molt fina a mitjana; FM, fina a mitjana; FC, fina a grollera; ME, mitjana; MC, mitjana a grollera; CO, grollera; VC, molt grollera; SO, suau; SHA, lleugerament dura; HA, dura; VHA, molt dura; EVA, extremadament dura; VRF, molt friable; FR, friable; FI, ferma; NST, no adherent; SST, lleugerament adherent; ST, adherent; VST, molt adherent; NPL, no plàstica; SPL, lleugerament plàstica; VPL, molt plàstica; VPL, molt plàstica (FAO, 2009). La tonalitat de les cel·les distingeix entre el sòl en superfície i els paleosòls enterrats inferiors.

5.4. Càlcul de l'índex de desenvolupament del sòl

En aquest apartat, es calcula l'índex de desenvolupament del sòl en actual evolució descrits en l'*apartat 5.3.3* prenent com a referències els mètodes de Harden (1982) i de Calero et al. (2008). En els dos casos, els autors mencionen que no cal utilitzar totes les característiques que ells proposen i que l'índex es pot calcular prenent-ne només unes quantes.

5.4.1. Harden (1982)

Segons la mateixa Harden (1982) no és necessari utilitzar tots els paràmetres que ella utilitza per al càlcul de l'índex, sinó que el valor és independent del nombre de propietats considerades. Aquí s'han utilitzat: la *rubification (hue* en sec + *chroma* en sec + *hue* en humit + *chroma* en humit entre 280), la textura (textura segons el diagrama ternari + l'adhesivitat + la plasticitat entre 110), l'estructura entre 30, la consistència en sec entre 100, i la *melanization (value* en sec + *value* en humit entre 140). Com que no sempre es disposa de material parental no modificat, la comparació entre les propietats s'ha fet utilitzant el valor més baix que pren algun dels horitzons per a cada propietat, que normalment acaba sent l'horitzó més profund, tal i com Bilzi i Ciolkosz (1977) suggereixen fer.

El càlcul consisteix en obtenir la diferència entre els valors que pren el paràmetre en l'horitzó analitzat i el seu mínim i, posteriorment, normalitzar aquest número. Després se sumen els valors de tots els paràmetres i el resultat es divideix pel nombre de paràmetres emprats. A continuació es multiplica per la potència de l'horitzó i finalment se sumen els índexs de cada horitzó per tal d'obtenir l'índex de desenvolupament del sòl (Taula 5.4).

En el càlcul proposat per Harden (1982), la profunditat descrita del sòl té una gran influència. En el cas dels sòls descrits a la proximitat de la FAM, aquest fet introdueix una gran incertesa epistèmica. Això es deu a que en la majoria dels casos, la descripció dels horitzons s'ha aturat allà on s'ha considerat que començava un paleosòl enterrat, i per tant sota un criteri subjectiu. Per a evitar això, s'ha repetit el càlcul de l'índex de desenvolupament del sòl dividint l'índex calculat per la potència total descrita (Taula 5.4).

	Edat aproximada (ka)	Mètode de Harden (1982)	Normalització de Harden (1982) segons la potència descrita	Mètode de Calero et al. (2008)	Normalització de Calero et al. (2008) segons la potència descrita	Índex proposat en aquesta tesi	Índex proposat normalitzant la potència descrita
La Salud	25	1,44	0,24	2,63	0,45	142,50	21,02
TR 5 Saltador Canal	11	0,84	0,22	1,12	0,40	50,84	16,64
TR 5 Saltador Sèrie	11	0,98	0,32	1,50	0,50	80,12	24,87
Carrascos	23,2	1,85	0,23	3,14	0,42	88,21	11,91
Límite	11,7	0,79	0,19	1,44	0,38	77,72	23,71
Límite II	46,6	0,79	0,14	1,84	0,33	150,29	26,06

Taula 5.4. Valors d'índex de desenvolupament del sòl obtinguts pels diferents mètodes utilitzats en aquesta memòria de tesi (Harden, 1982; Harden, 1982, normalitzant la potència del sòl descrita; Calero et al., 2008; Calero et al., 2008, normalitzant la potència del sòls descrita; mètode de càlcul de l'índex proposat en aquesta memòria; mètode de càlcul de l'índex proposat en aquesta memòria; mètode de càlcul de l'índex proposat en aquesta memòria normalitzat per la potència del sòl descrita). S'indica l'edat de sedimentació de la unitat on s'hi ha desenvolupat el sòl (*apartat 5.5*).

5.4.2. Calero et al. (2008)

Calero et al. (2008) observen que la puntuació que utilitza Harden (1982) és arbitrària, ja que quantifica numèricament la variació de paràmetres qualitatius. Per aquest motiu, aquests autors proposen utilitzar el mètode estadístic de transformació no lineal d'escalament òptim (*Optimal Scaling*), que els permet atorgar un valor numèric a una característica escalada qualitativament. Per fer-ho es recolzen en un mètode estadístic utilitzant el programa *IBM SPSS Statistics* (versió 23.0.0.0). Aquest programa escala numèricament cadascuna de les categories d'una variable o característica i li atorga valors entre -2 i 2, segons el número de categories considerades per a aquella característica. En el programa, s'hi introdueixen totes les característiques i valors de cada horitzó analitzat, juntament amb els valors que pot prendre cada variable (per exemple, el grau d'adhesivitat, que és la variable, pot prendre els valors gens adhesiu, lleugerament adhesiu, adhesiu i molt adhesiu, que són les característiques) i si la variable és escalar o ordinal (definida per criteris qualitatius). Els valors de sortida són: a) el valor que pren cada característica dins de cada variable, i b) una taula de correlació entre les variables (Taula 5.5). Apliquen aquest mètode a 17 característiques edàfiques i

ho comparen amb les edats conegudes d'unes terrasses fluvials del riu Guadalquivir. La peculiaritat d'aquesta tècnica és que els resultats obtinguts només són vàlids per a un conjunt de dades concretes, i no es pot extrapolar a sòls d'una altra regió, és a dir, que cal crear una escala per a cada zona d'estudi, ja que aquests autors no calculen l'índex de desenvolupament del sòl.

En aplicar aquests valors a la descripció dels sòls a les proximitats de la FAM per tal de calcular l'índex, s'ha observat que el fet de tenir valors negatius per alguns paràmetres implica problemes a l'hora de sumar les característiques de cada horitzó. Per resoldre això, es normalitzen els valors per a acotar-los entre 0 i 1. Aquests valors (Taula 5.6) no cal comparar-los amb cap valor inicial, tal i com feia Harden (1982), sinó que només s'han de sumar tenint en compte el nombre de propietats considerades.

En aquesta tesi, s'utilitzen 12 paràmetres: el *hue*, el *value* i el *chroma* en sec i mullat per separat, el grau d'estructuració, la consistència en sec, l'adhesivitat, la plasticitat, i els percentatges d'argila i de carbonat en el laboratori (Taula 5.6). Les propietats a l'hora de fer els càlculs s'agrupen de la mateixa manera que per Harden (1982). La diferència és que pels continguts en argila i carbonat s'utilitzen els percentatges obtinguts en el laboratori perquè són en sí mateixos propietats escalars. Els valors obtinguts normalitzats es llisten en la Taula 5.6. El que s'ha fet, doncs, és sumar els valors obtinguts per cada paràmetre, dividir-los pel nombre de paràmetres emprats, multiplicar-los per la potència de l'horitzó analitzat i finalment sumar els índexs de cada horitzó. A més a més, i similarment a com s'ha fet en l'apartat anterior, s'ha repetit el càlcul de l'índex independentment de la potència edàfica descrita (s'ha dividit el valor de l'índex per la potència total; Taula 5.4).

En la correlació entre els diferents paràmetres, s'ha observat que la dependència entre el percentatge de carbonat mesurat en el laboratori i l'estadi de carbonat pedogènic definit al camp no és gaire alta, ja que el seu valor de correlació és només de 0,6 (Taula 5.5). Això també es pot observar en la Taula 5.3, on les diferències entre els percentatges de carbonat mesurats pel calcímetre de Bernard i els mesurats per ignició són grans i tampoc hi ha correlació entre aquests i els estadis de carbonat pedogènic, malgrat mantenir una tendència de creixement-decreixement similar.

	Valor de <i>Hue</i> amb el sòl sec	Valor del <i>Value</i> amb el sòl sec	Valor del <i>Chroma</i> amb el sòl sec	Valor de <i>Hue</i> amb el sòl humit	Valor del <i>Value</i> amb el sòl humit	Valor del <i>Chrom</i> a amb el sòl humit	Textura del diagrama ternari	Grau de l'estructura	Grau d'adhesivitat	Grau de plasticitat	Grau de consistència	Quantitat d'argila	Quantitat de CaCO ₃	Estadi del carbonat pedogènic
Valor de <i>Hue</i> amb el sòl sec	1	-0,1	0,4	0,6	-0,1	-0,1	0,2	0,1	0,4	0,3	0,1	0,2	0	-0,2
Valor del Value amb el 1 -0,2 -0,3 0,7 0,4 -0,1 0,1 -0,2 -0,1 0,1 -0,2 -0,1 0,1 -0,2 -0,1 0,1 -0,2 -0,1 0,1 -0,2 -0,1 0,1 -0,2 -0,1 0,1 -0,2 -0,1 0,1 -0,2 -0,1 0,1 -0,2 -0,1 0,1 -0,2 -0,1 0,1 -0,2 -0,1 0,1 -0,2 -0,1 0,1 -0,4 0,7 0												0,7		
Valor del C amb el sòl s	Chrom sec	a	1	0,1	-0,1	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2	0,4	-0,1	-0,1
Valor de <i>H</i> humit	<i>ue</i> an	ıb el sòl		1	-0,2	-0,1	0,3	0,1	0,4	0,3	0,1	0,4	-0,1	-0,5
Valor del V	alue	amb el s	sòl hum	it	1	0,5	0	0,2	-0,1	0,1	0,1	-0,1	0,7	0,6
Valor del C	Chrom	a amb	el sòl hu	ımit		1	-0,3	0	-0,2	-0,2	0,2	-0,2	0,2	0,1
Textura de	l diag	rama te	ernari				1	0,6	0,7	0,7	0,6	0,9	-0,1	-0,2
Grau de l'e	struc	tura						1	0,6	0,6	0,7	0,5	0	0,1
Grau d'adl	nesivi	tat							1	0,7	0,6	0,7	-0,2	-0,2
Grau de plasticitata 1 0,6 0,7 0 0												0		
Grau de consistènciaa 1 0,5 0 -0,1											-0,1			
Quantitat d'argila 1 -0,3 -0.3											-0,3			
Quantitat de CaCO310,6											0,6			
Estadi del o	carbo	nat ped	ogènica											1

Taula 5.5. Valors de correlació entre les variables del sòl obtinguda amb el programa IBM SPSS Statistics.

Valors obtin	guts amb l' <i>opt</i>	<i>imal scaling</i> p	els paràmetre	es relacionats a	mb el color	r							
Hue sec		Value sec		Chroma sec		Hı	ue humit		Val	<i>ue</i> humit		Chroma hum	nit
10YR	0,30275	3	0,1515	2	0,4	43 10	0YR	0,	,016 2,0		0,196	2	0,0185
7,5YR	0,8165	4	0,1775	3	0,4	43 7,	,5YR	0,53	3675 2,5		0,196	3	0,609
		5	0,352	4	0,4	43 5	YR	0,80	0925 3,0		0,3165	4	0,609
		6	0,50225	6		1			4,0		0,6835	6	0,73425
		7	0,99225						5,0		1		
	1												
Valors obtin	guts pels altre	s paràmetres o	edàfics										
Textura del	diagrama tern	ari	Grau	de l'estructura	ı Ad	lhesivi	itat	Plastici	itat	Consist	ència	Estadi del ca	rbonat
Sand		0,	.0645 NO	0,0	09425 NS	Т	0,09275	NPL	0,0842	5 NO	0,13925	1	0,3155
Loamy sand		(0,264 WE	0,5	54075 SS	Т	0,57825	SPL	0,4712	5 LO	0,13925	2	0,6145
Sandy loam		0,	3485 MO	0	,7075 ST		0,71925	PL	0,6252	5 SO	0,4525	3	0,91325
Loam/Silt loa	am/Sandy clay	loam 0,	7115 ST	0	,7075 VS	Т	0,93825	VPL	0,805	5 SHA	0,5725	4	1,21225
										HA	0,79125		
										VHA	0,84975		
										EHA	0,9305		

Taula 5.6. Valors quantitatius obtinguts amb el programa *IBM SPSS Statistics* pels paràmetres edàfics. Aquests valors són els que s'empren per a calcular l'índex de desenvolupament del sòl seguint el mètode de Calero et al. (2008). La llegenda és la mateixa que per a la Taula 5.3.

5.5. Calibratge de l'índex de desenvolupament del sòl i discussió

Molts dels estudis edàfics on es calcula l'índex de desenvolupament del sòl, no el calibren amb edats numèriques, sinó que ho fan amb rangs relatius d'edats, i algunes vegades en relació amb estadis climàtics (Alonso et al., 1994; Ortiz et al., 2002; Calero et al., 2008; Badía et al., 2009). Els autors que sí calibren amb l'edat (Levine i Ciolkosz, 1983; Sauer et al., 2007) deixen clar que l'índex només és vàlid per a la regió on s'ha calculat i per al rang d'edats pel qual s'ha calculat. No es poden fer extrapolacions per dos motius: 1) les fluctuacions climàtiques són un dels factors de formació del sòl, i 2) algunes propietats no tenen un desenvolupament lineal.

Sauer (2010) fa una revisió molt acurada dels estudis on es calcula el grau de desenvolupament edàfic. En aquesta revisió, se subratlla que les propietats del sòl tenen una evolució diferent amb el temps. La lluminositat (*melanitzation*) i l'estructura s'adquireixen en sòls molt joves, ja que pateixen un canvi molt gran al principi i després s'estanquen. Pel contrari, la *rubification* (color vermell) i les pel·lícules d'argila es comencen a desenvolupar més tard. Els sòls formats a partir de l'Holocè superior i mitjà no presenten encara color vermell, ja que aquesta característica comença a desenvolupar-se pels sòls formats en l'Holocè inferior o el Pleistocè superior (Sauer, 2010).

Una altra particularitat que s'ha de considerar a l'hora de calibrar l'índex amb les edats numèriques és el tipus d'ajust que s'aplica. Alguns autors utilitzen funcions logarítmiques, però també es podrien aproximar rectes o funcions exponencials (Sauer, 2010; i referències incloses). El principal problema és que no totes les propietats comparteixen el mateix tipus de tendència: algunes creixen linealment amb el temps, mentre que d'altres ho fan exponencialment o, fins i tot, d'altres pateixen una desacceleració amb el temps. Segons Sauer (2010) les propietats amb una relació lineal més bona amb el logaritme de l'edat per un rang d'edats fins al Pleistocè superior són la *rubification*, la textura, les pel·lícules d'argila i la consistència.

5.5.1. Calibratge

Les datacions del carbonat pedogènic (material producte de l'edafització) amb les sèries de l'urani (*Capítol 4*) permeten saber l'edat del sòl descrit en tots els casos excepte en el perfil de La Salud (Taula 5.7; *Capítol 4*). L'edat d'aquest sòl s'ha aproximat amb les

Nom del	Nom de la	Edat carbonat pedogènic per	Edat aproximada del ventall
perfil	mostra	les sèries de l'urani (ka)	al·luvial (ka)
La Salud			25
TR5 canal	TR5 canal	11,0 ±1,7	11
TR5 sèrie			11
Carrascoy	CARR4	23,2 ±4,2	23,2
Límite	LIM4	11,7 ±2,6	11,7
Límite II	LIMII5	46,6 ±5,7	46,6

datacions realitzades per Canora et al. (2016), on l'edat del sediment de l'horitzó C és de 28 ± 2 ka, i per tant, com a màxim l'edat del sòl és d'uns 25 ka.

Taula 5.7. Edats del carbonat pedogènic mostrejat en els perfils edàfics descrits. La posició dels perfils es veu en les Figura 5.7 i Figura 5.8. L'edat de les mostres està en la Taula 4.5. L'edat del ventall de La Salud s'ha obtingut de Canora et al. (2016).

En general, els índexs obtinguts en aplicar les quatre metodologies no reflecteixen les edats numèriques obtingues (Taula 5.4). Tampoc són coherents amb la realitat observada en el camp on, per exemple, el sòl del Límite II està clarament més desenvolupat que els altres, degut a la presència d'una calcreta en la seva part superior (estadi d'evolució del sòl IV; Gile et al., 1966), però en canvi el valor dels índexs no són conseqüents amb aquest fet.

Per tal de confirmar la correlació entre les edats i els valors dels índexs, s'ha ajustat una línia recta als quatre valors obtinguts per a cada sòl per tal d'inferir quin mètode de càlcul de l'índex s'ajusta millor a l'edat del sòl (Figura 5.9). En aquest cas, s'ha apostat per una recta, perquè el rang d'edats és molt curt i no comprèn un estadi climàtic sencer (edat màxima ~50 ka). El que presenta un error quadràtic més gran, i per tant té un millor ajust lineal, és el mètode de Harden (1982) normalitzat per la potència del sòl descrita. Tot i així, la regressió lineal no és gaire bona, ja que està per sota de 0,5. És per aquest motiu que en el següent apartat es proposa una nova manera de calcular l'índex de desenvolupament del sòl tenint en compte la discussió feta per Sauer (2010), on planteja que hi ha propietats amb una baixa correlació amb l'edat, i d'altres que són dependents entre elles.



Figura 5.9. Gràfics amb els ajustos lineals dels índex de desenvolupament del sòl obtinguts pels diferents mètodes aplicats amb l'edat del sòl (Taula 5.4). Els mètodes utilitzats són: Harden, 1982; Harden, 1982, normalitzant la potència del sòl descrita; Calero et al., 2008; Calero et al., 2008, normalitzant la potència del sòls descrita; mètode de càlcul de l'índex proposat en aquesta memòria; mètode de càlcul de l'índex proposat en aquesta memòria; mètode de càlcul de l'índex proposat en aquesta memòria normalitzat per la potència del sòl descrita

5.5.2. Modificacions

Aquí es proposa el càlcul de l'índex de desenvolupament del sòl tenint en compte les propietats més diagnòstiques del grau d'evolució del sòl proposades per la revisió de Sauer (2010): la textura, la *rubification*, les pel·lícules d'argila, la consistència en sec i la potència del sòl. A més a més, es pretén donar més pes a la quantitat de carbonat pedogènic en el sòl ja que, com s'ha vist, és un element diagnòstic (i independent de la resta de propietats edàfiques de l'estadi d'evolució del sòl; Taula 5.5) en climes mediterranis com el del sud-est de la Península Ibèrica (Alonso-Zarza et al., 1998; Candy et al., 2003).

Per tant, es proposa calcular un índex que resulta de sumar el percentatge d'argila obtingut en el laboratori, l'estadi de carbonat descrit al camp (entre 0 i IV multiplicat per deu) i els valors de *rubification (hue* i *chroma* en sec i en humit) obtinguts per *optimal scaling* (Taula 5.6). Aquestes simplificacions s'han pogut fer gràcies a que algunes de les propietats són dependents entre elles (Taula 5.5). Per exemple, la correlació entre l'estructura i la consistència en sec és alta, i també ho és entre la textura del diagrama ternari, el percentatge d'argila, l'adhesivitat i la plasticitat. En cas de no poder-se obtenir la quantitat d'argila en el laboratori, no es descarta tornar a la idea original de Harden (1982) on la textura és fruit de la suma entre el diagrama ternari,

l'adhesivitat i la plasticitat, ja que està demostrat que són bones aproximacions. Igualment com s'ha fet en els mètodes anteriors, es calcula l'índex normalitzant la potència del sòl descrita (Taula 5.4).

En fer la regressió lineal entre l'edat i els valors de l'índex s'obté que, pel mètode proposat en aquesta tesi i que no té en compte la potència del sòl analitzada, l'error quadràtic de 0,73, i per tant és el mètode emprat que millor s'ajusta a les edats numèriques del sòl (Figura 5.9). És lògic que aquest sigui el mètode preferit, ja que ha estat dissenyat per donar més pes a les propietats més diagnòstiques en el sud-est de la Península Ibèrica, concretament a la zona de falla de la FAM.

6 Càlcul dels paràmetres sísmics de la falla d'Alhama de Murcia

The aim of this chapter is to integrate all the acquired data, to calculate the seismic parameters of the Alhama de Murcia fault. The data included the offset measurements, both on the surface and buried in the stratigraphic sequence of the El Saltador alluvial fan, and the ages of the offset elements obtained with different dating techniques.

6.	CÀLC	UL DELS PARÀMETRES SÍSMICS DE LA FALLA D'ALHAMA DE MUR	RCIA 211
	6.1.	Velocitat de desplaçament	211
	6.1.1	. Velocitat lateral de la FAM a partir de dades morfotectòniques	211
	S	egment Góñar-Lorca, terminació sud	212
		Edats utilitzades	
		Càlcul de la velocitat de desplaçament	
	S	egment Góñar-Lorca, zona central	217
	S	egment Lorca-Totana	218
	6.1.2	2. Velocitat lateral de la FAM a partir de dades paleosísmiques	219
	V	elocitat de desplaçament vertical obtinguda en les trinxeres perpendiculars	222
	D	viscussió dels valors obtinguts mitjançant les trinxeres respecte dades anteriors	222
	6.2.	Període de recurrència mitjana	
	6.3.	Salt per esdeveniment	
	6.4.	Magnitud màxima esperable	226

6. Càlcul dels paràmetres sísmics de la falla d'Alhama de Murcia

A partir de les dades obtingudes al llarg de la falla d'Alhama de Murcia (FAM) i descrites en els capítols anteriors, aquí s'han estimat alguns dels paràmetres sísmics d'aquesta falla. Es calcula la velocitat lateral de la FAM (i en alguns casos el seu valor total i el component vertical) combinant les mesures dels desplaçaments lineals (identificades en superfície i en les trinxeres) i les edats de cada element. A partir de la identificació d'esdeveniments sísmics i de la seva datació, s'ha aproximat la recurrència. Finalment, s'han calculat el salt per esdeveniment i la magnitud màxima.

6.1. Velocitat de desplaçament

Per tal de seguir la mateixa estructura de la memòria, es calculen separadament dues velocitats de desplaçament, una utilitzant les dades morfotectòniques i una altra usant les paleosísmiques. En el *Capítol 7* es comparen els diferents valors obtinguts pels dos tipus d'anàlisi.

6.1.1. Velocitat lateral de la FAM a partir de dades morfotectòniques

A partir dels desplaçaments dels canals mesurats en superfície (*Capítol 2*) i de les edats disponibles (*Capítol 4*), es calcula la velocitat de desplaçament lateral de la FAM. Per a fer-ho, s'han escollit aquells desplaçaments: 1) que tenen qualitats subjectiva i objectiva altes, i 2) amb una edat que pot ser aproximada gràcies a les edats dels ventalls al·luvials on el canal desplaçat s'encaixa. S'ha considerat com a millor aproximació de l'edat màxima dels canals en superfície la datació del moment d'abandonament de la sedimentació al·luvial (en cas de datar sòls) o de la unitat superior en el ventall (en cas d'haver-se datat una unitat). L'edat real podria ser menor, ja que podria haver transcorregut un cert temps entre l'abandonament de la sedimentació al·luvial i la incisió del canal actualment desplaçat. Es calcula la velocitat de desplaçament per a dos segments de la FAM, el segment Goñar-Lorca (on es calcula per la seva terminació meridional i pel centre del segment) i el segment Lorca-Totana. Aquests dos segments són aquells on s'han identificat més canals desplaçats dels quals se'n pot aproximar la edat, gràcies a les datacions realitzades per Ortuño et al. (2012), a les obtingudes en el marc d'aquest projecte de tesi i a la cartografia relativa de les generacions del ventalls

al·luvials, que permet extrapolar edats numèriques a altres ventalls de la mateixa generació.

Segment Góñar-Lorca, terminació sud

La terminació meridional del segment Goñar-Lorca té una estructura en cua de cavall (Figura 2.12). Ortuño et al. (2012) divideix aquesta estructura en dues falles limítrofes (la falla nord i la falla sud) i en un conjunt de falles internes (les falles de Goñar; Figura 2.12). En aquesta tesi, s'ha modificat la nomenclatura de les falles de Goñar per tal de facilitar la descripció a l'hora de calcular la velocitat lateral de la falla (Figura 6.1). La cartografia dels ventalls al·luvials realitzada per Ortuño et al. (2012) en aquesta part de la falla conté molt més detall que la que es proposa en aquesta tesi i, per tant, s'ha utilitzat aquesta cartografia i algunes edats numèriques obtingudes per a aquests autors (juntament amb les edats calculades en el marc del projecte de tesi) per a aproximar l'edat dels canals desplaçats que finalment s'han utilitzat per al càlcul de la velocitat de desplaçament.

Entre tots els desplaçaments identificats en la terminació meridional, se n'han seleccionat vuit per a fer el càlcul de la velocitat lateral: 114-115, 122-125, 129 i 136 (Figura 6.1). Tal i com s'ha dit en la introducció, a aquests canals se'ls pot atorgar una edat aproximada basada en l'edat del ventall al·luvial on s'encaixen, i tenen qualitats subjectiva i objectiva mitjanes-altes. Els canals 114-115 se situen just abans de que la FAM es ramifiqui, i es troben encaixats en material de vessant dipositats damunt de ventalls al·luvials de la generació G2 descrita per Ortuño et al. (2012). El canal 114 té una qualitat objectiva alta degut a que la seva sinuositat és baixa i a que l'orientació dels dos segments separats per la falla és molt semblant. El canal 115 ha estat destruït antròpicament, però les fotografies aèries del 1956 mostren com els seus dos segments tenien una orientació molt similar, i per tant se li ha atorgat una qualitat objectiva alta. Els canals 122-124 estan afectats per la traça de falla F2, i cadascun d'ells es troba encaixat en un ventall al·luvial que pertany a una generació diferent: el canal 122 està sobre un ventall de la generació G3, el 123 en un de la generació G5 i, el canal 124 està encaixat en un ventall G4. El canal 125 està desplaçat per la falla més meridional de l'estructura (falla sud; Figura 6.1) i s'encaixa en un ventall al·luvial de la generació G4. La traça de falla F1 desplaça el canal 129, que està damunt d'uns sediments dipositats sobre un ventall de la generació G4. Finalment, el canal 136 està afectat per la falla F2b,

que és una de les dues falles en què es divideix la traça F2. Per aproximar l'edat d'aquest canal, es té en compte que el segment nord del canal està encaixat en un ventall de la generació G5 i que, per tant, aquesta és la seva edat màxima.



Figura 6.1. A) Mapa geològic de la terminació sud-oest del segment Goñar-Lorca modificat de Ortuño et al. (2012) on s'indiquen els canals desplaçats emprats per a mesurar la velocitat lateral de la falla d'Alhama de Murcia per aquest segment; B) esquema resum de les velocitats laterals (en mm/a) obtingudes per a cada traça de la cua de cavall.

Edats utilitzades

Per tal de determinar l'edat de cada ventall al·luvial i, per tant, atribuir una edat a cada canal, s'han utilitzat les edats basades en tècniques de termoluminescència i pIRIR (elevated-temperature infrared stimulated luminescence) obtingudes per Ortuño et al. (2012) i les datacions de carbonat pedogènic obtingudes en aquesta tesi mitjancant les sèries de l'urani (Taula 6.1). Les noves datacions (CARR4, LIM4, LIMII5, LIMII7 i PERA; Capítol 4) pertanyen a ventalls de diferents generacions descrites per Ortuño et al. (2012): CARR4 i LIM4 pertanyen a la generació G2, LIMII5 a la generació G3, i PERA i LIMII7 als ventalls agrupats com a G4. Concretament, la mostra LIMII7 pertany a un paleosòl enterrat desenvolupat a la superfície d'un ventall identificat lateralment com a G4. Com mostra la Taula 6.1, en general, les datacions basades en les sèries de l'urani en el segment Goñar-Lorca corroboren l'edat de les generacions proposades per Ortuño et al. (2012). Per exemple, les mostres Gaba-3 i CARR4 són molt semblants i les dues pertanyen a la unitat D1 de les trinxeres excavades per Ortuño et al. (2012). Per altra banda, la mostra LIM4 té una edat bastant més jove (11,7 \pm 2,6 ka) que les altres mostres de la generació G2 (als voltants dels 23 ka; Taula 6.1). Donat que s'ha datat un sòl i els sòls sempre són més joves que la unitat hoste, aquesta edat és coherent amb una edat més antiga del sediment i que, per tant, s'aproximi als valors que prenen les altres datacions de la generació (~23 ka). Un cas semblant és el de les mostres LIMII5 i LIMII7 que, malgrat resultin en edats lleugerament més joves que les edats generals de la seva generació, s'acosten molt a aquestes. Finalment, la mostra PERA està clarament fora del rang de la seva generació (Taula 6.1). Això fa pensar que, o bé el carbonat de la mostra ha estat contaminat, o bé el nivell mostrejat no pertany a la generació al·luvial G4, sinó que possiblement correspondria a una petita terrassa més jove.

Sempre que ha estat possible, per a aproximar l'edat del canal desplaçat, s'han utilitzat les edats numèriques disponibles corresponents al mateix ventall on es troba encaixat el canal. Per exemple, les edats màximes dels desplaçaments 122 i 123 corresponen a les edats numèriques de les trinxeres excavades en el mateix ventall al·luvial per Ortuño et al. (2012). En cas contrari, s'ha emprat l'edat general de la generació o l'edat numèrica més propera (com és el cas del desplaçament 136 a la qual s'ha atorgat l'edat màxima corresponent a la mostra Carrascos-3). La dificultat d'acotar amb precisió i exactitud les edats dels desplaçaments és una gran font d'incerteses en els càlculs posteriors i la

manca de datacions en alguns casos és el principal factor que ha impedit calcular més velocitats a partir dels canals desplaçats. Gràcies a les edats obtingudes en aquest projecte de tesi, en algun cas s'han modificat les edats generals considerades per Ortuño et al. (2012) per a cada generació al·luvial (p.ex. la G3; Taula 6.1).

Mostra	Edat	Mètode	Generació	Fase	Edat general de la
	numèrica (ka)		ventall	deposicional	generació al·luvial
	de la mostra		al·luvial	(Ortuño et	(modificada de
			(aquesta tesi)	al., 2012)	Ortuño et al., 2012)
Gaba-3	23±2	pIRIR	Q2	G2	
CARR4	23,2±4,2	Sèries U	Q2	<i>G2</i>	21-25
LIM4	11,7±2,6	Sèries U	Q2	<i>G2</i>	
	·		·	·	
Carr-1-2	52,4 +7,9/-6,4	TL	Q3	G3	
Carra-2-1	49±2	pIRIR	Q3	G3	
Berm-1	46,3+6,1/-5,1	TL	Q3	G3	
LIMII5	46,6±5,7	Sèries U	Q3	<i>G3</i>	41-61
Era-4	58±3	pIRIR	Q3	G3	
Sard-2	61,9+15/-11,2	TL	Q3	G3	
Sard-4	61±2	pIRIR	Q3	G3	
	•		•		
Carr-1	126 +0/-23	TL	Q3	G3-G4	
Gaba-2	108±8	pIRIR	Q3	G3-G4	
Gaba-1	111 +36/-21	TL	Q3	G3-G4	90-147
Era-3	107±5	pIRIR	Q3	G3-G4	20-1-1
Sard-1	120+39/-21	TL	Q3	G3-G4	
Era-	110+33/-19	TL	Q3	G3-G4	
	·		·	·	
PERA	23,8±3,2	Sèries U	Q3	<i>G4</i>	
LIMII7	105,1±4,2	Sèries U	Q3	<i>G4</i>	125-149
Era-2	142±7	pIRIR	Q3	G4	125-177
Era-0	131±6	pIRIR	Q3	G4	
Carrascos-3	191±17	pIRIR	Q4	G5	145,208
Era-1	152±7	pIRIR	Q4	G5	143-200

Taula 6.1. Resum de les edats numèriques disponibles per a la terminació meridional del segment Goñar-Lorca de la falla d'Alhama de Murcia. Tots els errors es donen amb un nivell de confiança de 1σ . Llegenda: pIRIR, elevated-temperature infrared stimulated luminescence. *Datacions noves en cursiva*.

Càlcul de la velocitat lateral de desplaçament

Per a calcular la velocitat lateral de la FAM s'han aplicat les funcions probabilístiques de Zechar i Frankel (2009) descrites en l'apartat *3.7. Anàlisi de les trinxeres paral·leles*. L'anàlisi dels valors obtinguts s'ha realitzat primerament per traces individuals de falles i més tard s'han valorat les implicacions de les velocitats en el conjunt del segment tenint en compte totes les traces que el componen (Figura 6.1).

S'han analitzat, en primer lloc, el grup de desplaçaments afectats per la FAM fora de l'estructura en la cua de cavall, es a dir, allà on la falla presenta una sola traça (canals 114-115). Les velocitats que es dedueixen d'aquests canals desplaçats en aproximar-ne l'edat de la generació G2 varien entre 1,5-2,4 i 0,8-1,7 mm/a. Aquesta diferencia podria ser deguda a: i) l'encaixament dels canals no es va produir de manera simultània, i/o ii) l'encaixament es va produir amb una desviació prèvia coincident amb la falla. Com que els dos valors coincideixen en l'interval 1,5-1,7 mm/a, s'ha considerat aquest rang com la millor estimació de la velocitat mínima de la FAM en aquest punt.

El segon grup de canals desplaçats afectats per una mateixa traça de falla és el format pels canals 122-124 en la traça F2 (Figura 6.1). Les velocitats obtingudes amb aquests canals coincideixen en un valor de 0,7 mm/a (Taula 6.2). Aquesta traça (F2) es divideix en dos cap al sud-oest, les falles F2a i F2b, la darrera de les quals desplaça el canal 136. El càlcul de la velocitat de desplaçament per a aquest canal és de 0,3-0,6 mm/a, valor menor a la velocitat de la F2 (0,7 mm/a) i, per tant, hi ha coherència entre ambdós, ja que la F2b ha d'absorbir una part de la deformació que absorbeix F2.

En el conjunt, la velocitat d'una traça de falla hauria de ser aproximadament equivalent a la suma de les velocitats de totes les traces de falla en les que es divideix, sempre i quan no hi hagi deformació dúctil ni altres elements en els quals es distribueixi part de la deformació. Per tal de verificar aquesta hipòtesi a la zona de la falla d'Alhama de Murcia, s'ha comparat la velocitat de la falla just abans de l'inici de l'estructura en cua de cavall (obtinguda a partir dels canals 114 i 115, 1,5-1,7 mm/a) amb la contribució individual de totes les altres traces de falla sub-paral·leles. La suma de la falla F1 (0,3-0,7 mm/a), la falla F2 (0,7 mm/a) i la falla sud (0,6-1,7 mm/a) dóna un valor total de 1,6-3,1 mm/a (Figura 6.1). S'arriba a la conclusió que les velocitats laterals de desplaçament calculades en aquestes dues situacions de la falla són compatibles, ja que s'intersequen en l'interval 1,6-1,7 mm/a pels últims 200 ka. Aquest valor de velocitat

De	esplaçament	Eda	at		V	elocitat late	ral	
Nom	Desplaçament	Nom de la	Edat	Mitjana	Moda	Mediana	Interval	Rang
	± desviació	mostra o	(ka)	(mm/a)	(mm/a)	(mm/a)	95,45%	(mm/a)
	estàndard	generació						
	(m)	al·luvial						
114	26,24±4,58	G2	23±2	1,2	1,1	1,1	+0,5/-0,4	0,8-1,7
115	42,75±2,97	G2	23±2	1,9	1,8	1,8	+0,5/-0,4	1,5-2,4
122	28,70±3,11	Carra-2-1	49±2	0,6	0,6	0,6	+0,1/-0,1	0,5-0,7
123	160,21±12,80	Carrascos-	191±17	0,9	0,8	0,8	+0,2/-0,2	0,7-1,1
		3						
124	109,72±5,88	G4	125-149	0,8	0,8	0,8	+0,2/-0,1	0,7-1,0
125	104,03±5,09	G3-G4	90-147	0,9	0,8	0,9	+0,8/-0,3	0,6-1,7
129	38,24±6,65	G3-G4	90-147	0,4	0,3	0,3	+0,3/-0,1	0,3-0,7
136	68,83±11,68	Carrascos-	191±17	0,4	0,4	0,4	+0,2/-0,1	0,3-0,6
		3						

lateral és el que s'ha considerat per al segment de Goñar-Lorca en la seva terminació meridional.

Taula 6.2. Velocitats laterals resultants de la combinació dels desplaçament identificats en superfície (*Capítol 2*) i les datacions disponibles (*Capítol 4*) en el segment Goñar-Lorca de la falla d'Alhama de Murcia.

Segment Góñar-Lorca, zona central

S'ha calculat la velocitat del segment Goñar-Lorca més al nord considerant el canal desplaçat 093 (Figura 6.2). Aquest canal, situat a prop de Lorca, té una qualitat subjectiva alta, ja que al segment del bloc sud-est de la falla li manca la capçalera. Els sediments més recents relacionats amb l'activitat d'aquest canal pertanyen a la generació al·luvial Q2 descrita en aquesta tesi. Tenint en compte la correlació entre les generacions descrites per diferents autors (Taula 2.3), l'edat numèrica d'aquests sediments hauria de variar entre els 21 i els 52 ka. La velocitat lateral que s'obté utilitzant aquest canal (desplaçat 83,7 ± 6,4 m) és de 2,9 ^{+6.8}/_{-1,1} mm/a. La elevadíssima incertesa del resultat final evidencia la importància a l'hora d'acotar les edats i justifica clarament la necessitat de datar numèricament les unitats quaternàries en aquesta localitat. Aquesta velocitat no es té en compte en futures discussions, ja que el seu error és molt més gran que el valor mitjà del desplaçament.



Figura 6.2. Interpretació del desplaçament 093. A) Situació del canal 093 al llarg del segment Goñar-Lorca; B) Model Digital del Terreny (MDT) creat a partir de les noves dades adquirides amb lidar; C) ortofotografia del 1956 amb la posició de la falla, l'element desplaçat i la cartografia dels ventalls al·luvials; D) ortofotografia del 1956 amb la falla, el canal desplaçat i la línia homòloga del marge est; E) model retro-deformat del canal desplaçat.

Segment Lorca-Totana

Malauradament, en aquest segment, pocs canals tenen altes qualitats assignades i disposen de datacions numèriques associades. Un sol canal, el 055, respon a les dues característiques requerides (altes qualitats i possibilitat d'assignació d'una edat) per a poder utilitzar un canal per a calcular la velocitat de desplaçament lateral (Figura 6.3). A més a més, aquest canal està avaluat com una evidencia de salt robusta, ja que al seu segment sud-est li manca capçalera. El desplaçament mesurat de forma remota per aquest canal és de 28.7 ± 2.7 m

El canal 055 està encaixat en la superfície del ventall de La Salud (Figura 6.3). Les datacions disponibles en els trinxeres paleosísmiques excavades en aquest ventall (Canora et al., 2016) suggereixen que la sedimentació al·luvial podria haver estat activa fins poc després dels $28,2 \pm 2,0$ ka BP. Prenent aquest valor com l'edat màxima de l'abandonament de la superfície del ventall, i per tant també del canal, s'ha obtingut una



mínima velocitat lateral per a la traça sud (SFAM; Figura 6.3) del segment Lorca-Totana de $1,0 \pm 0,2$ mm/a pels darrers 28 ka.

Figura 6.3. Mapa amb la localització del canal 055 i les trinxeres de El Saltador. El canal 055 està encaixat en la superfície del ventall de La Salud i presenta un desplaçament de 28.7 ± 2.7 m mesurat remotament.

6.1.2. Velocitat lateral de la FAM a partir de dades paleosísmiques

A partir del desplaçament mesurat pels dos paleocanals B i D (*Capítol 3*), i de les datacions disponibles (*Capítol 4*), s'han obtingut dos valors independents de velocitat de desplaçament en la localitat paleosísmica de El Saltador per a dos períodes lleugerament diferents (~15 ka i ~20 ka, respectivament). Per a cada canal s'han calculat la velocitat de desplaçament total, i els seus components lateral i vertical.

L'edat de la unitat D es pot constrènyer considerant les edats de les unitats B i G obtingudes amb la tècnica de la OSL (*Optically Stimulated Luminescence*) i del radiocarboni (*Capítol 4*, Figura 4.10). S'assumeix, doncs, que l'edat de la unitat D està compresa entre els $15,2 \pm 1,1$ ka (unitat B, OSL, SAL-21) i els 21,9-22,3 cal BP ka (unitat G, radiocarboni, SAL-20). S'usen aquestes datacions perquè les edats obtingudes per les sèries de l'urani ($12,39 \pm 0,42$ ka per a la unitat D en el bloc sud-est de la falla, i $11,0\pm 1,7$ ka en el bloc nord-oest), malgrat ser necessàries per a correlacionar els dos segments del canal a banda i banda de la falla, només donen un valor mínim de la sedimentació de la unitat, ja que daten la formació del sòl. A l'hora d'aplicar les funcions de Zechar i Frankel (2009) per a calcular la velocitat de desplaçament, s'usa una morfologia trapezoïdal per a la funció temporal. Aquesta decisió s'ha pres perquè no se sap l'edat de la unitat D, sinó només l'edat de les unitats G (que representa l'edat màxima que pot tenir D) i B (mínima edat de D). El resultat és una velocitat de desplaçament de $0,9 \pm 0,1$ mm/a, i unes velocitats lateral i vertical de $0,9 \pm 0,1$ mm/a i $0,1 \pm 0,0$ mm/a, respectivament (Taula 6.3 i Figura 6.4).

Per altra banda, s'ha pogut estimar la velocitat de desplaçament basada en el desplaçament del canal de la unitat B. La unitat B està datada en $15,2 \pm 1,1$ ka (Figura 4.10). Això permet el càlcul de la velocitat mínima de desplaçament, tenint en compte que el desplaçament mesurat en B és un mínim. Cal recordar que s'ha aproximat la posició del segment de canal aigües avall de la falla a partir de la posició del canal de drenatge actual, ja que no hi ha registre sedimentari preservat del canal B en el bloc sudest de la falla. Els valors obtinguts són $0,3 \pm 0,1$ mm/a de velocitat total, $0,3 \pm 0,1$ mm/a de velocitat lateral, i $0,0 \pm 0,0$ mm/a de velocitat vertical (Taula 6.4 i Figura 6.4). El valor de velocitat vertical, tot i estar expressat com a zero, no és nul (Figura 6.4), però l'arrodoniment a una xifra decimal significativa no permet expressar aquesta realitat. Aquests valors són menors que els obtinguts a partir del canal D, tot i que aquí es tracta de valors mínims de velocitat.

Malgrat les velocitats de desplaçament calculades a partir dels dos canals siguin molt diferents pels últims 20 ka, no deixen de ser coherents entre elles. Els valors obtinguts per la unitat B suggereixen que el desplaçament pel canal d'aquesta unitat pot haver estat subestimat, ja que el marge temporal (~5 ka) per a acceptar la possibilitat de que hagi disminuït la velocitat de desplaçament de manera tant notable no és gaire alt.

Velocitat	Mitjana (mm/a)	Moda (mm/a)	Mediana (mm/a)	Interval 68,27 % (mm/a)
Total (3D)	0,9	0,9	0,9	± 0,1
Lateral	0,9	0,9	0,9	$\pm 0,1$
Vertical	0,1	0,1	0,1	$\pm 0,0$

Taula 6.3. Valors estadístics de la velocitat de desplaçament mesurats a partir del desplaçament del paleocanal de la unitat D i una edat compresa entre $15,2 \pm 1,1$ ka i 21,9-22,3 cal BP ka, aplicant les funcions de Zechar i Frankel (2009).

Funcions de densitat per la velocitat de desplaçament (Zechar i Frankel, 2009) aplicades a la localitat paleosísmica de El Saltador



Figura 6.4. Funcions de densitat per a la velocitat de desplaçament obtingudes a partir del codi escrit per Zechar i Frankel (2009). Per a cada paleocanal identificat (en la unitat D i en la unitat B), s'han calculat les funcions de velocitat total, en la component vertical i en l'horitzontal. Ambdues velocitats tenen una distribució gaussiana, tot i que la funció temporal utilitzada per a constrènyer l'edat del canal D té morfologia trapezoïdal.

Velocitat	Mitjana (mm/a)	Moda (mm/a)	Mediana (mm/a)	Interval 68,27 % (mm/a)
Total (3D)	0,3	0,3	0,1	± 0,1
Lateral	0,3	0,3	0,1	± 0,1
Vertical	0,0	0,0	0,0	$\pm 0,0$

Taula 6.4. Valors estadístics de la velocitat de desplaçament mesurats a partir del desplaçament del paleocanal de la unitat B i una edat de $15,2 \pm 1,1$ ka, aplicant les funcions de Zechar i Frankel (2009).

Velocitat de desplaçament vertical obtinguda en les trinxeres perpendiculars

La separació vertical de nivells sedimentaris observada en les parets de les trinxeres excavades perpendicularment a la falla permet fer estimacions independents de la velocitat de desplaçament vertical. Concretament, en la trinxera 6 es pot mesurar una separació prenent de referència el sostre de la unitat J d'aproximadament 4,2 m (Figura 6.5). Tenint en compte que l'edat mínima de la unitat J és $22,5 \pm 4,1$ ka (Figura 4.10), el valor màxim de velocitat desplaçament vertical que s'obté és de $0,2 \pm 0,0$ mm/a.



Figura 6.5. Interpretació de la separació vertical de 4,2 m del sostre de la unitat J observat en la trinxera 6 (Llegenda: 14C, radiocarboni; OSL, luminescència estimulada òpticament).

Una velocitat de $0,2 \pm 0,0$ mm/a és coherent amb el valor obtingut a partir del desplaçament del paleocanal D. A l'hora de comparar aquests dos valors, però, s'ha de tenir en compte que en el cas de les trinxeres perpendiculars el salt vertical mesurat és aparent. Això és així perquè no s'està mesurant una línia homòloga real, tal i com es fa amb els paleocanals, sinó que es mesura la intersecció del sostre de la unitat J amb la paret de la trinxera, i no es té en compte el desplaçament lateral que ha patit aquesta unitat, el sostre de la qual podria ser irregular.

Discussió dels valors obtinguts mitjançant les trinxeres respecte dades anteriors

Les velocitats obtingudes en el marc d'aquest projecte de tesi en les trinxeres de El Saltador són majors que les obtingudes prèviament en la mateixa traça de falla (velocitat vertical 0,04-0,35 mm/a, lateral 0,06-0,53 mm/a i total 0,07-0,66 mm/a; Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004). Tots els valors fan referència a la traça sud de la falla d'Alhama de Murcia que té un predominant component lateral (SFAM; Figura 6.3). La orientació del segment de falla respecte la direcció de convergència entre les plaques

euroasiàtica i africana fa pensar que el component vertical total del segment hauria de ser més gran. Això es dedueix també per: 1) l'aixecament de la serralada de La Tercia associat a l'activitat de la FAM, i 2) el mecanisme focal oblic del terratrèmol de Lorca del 2011, que va tenir l'hipocentre en aquest segment de falla (López-Comino et al., 2012). Malauradament es desconeix la contribució de les altres dues traces principals que componen en segment (NFAM i f-FAM; Figura 6.3), però les evidències geomorfològiques (serralada de La Tercia i límit de la depressió del Guadalentin) i sísmiques (mecanismes focals; Figura 1.9) fan pensar que aquestes dues traces de falla absorbeixen gran part del component vertical associat a aquest segment de la FAM.

6.2. Període de recurrència mitjana

En total, s'han identificat evidències de deu esdeveniments sísmics (S1-S10) en les trinxeres de El Saltador, allargant significativament el registre paleosísmic per a la traça de falla SFAM respecte a l'estudi de Masana et al. (2004). La posició dels horitzons sísmics, juntament amb les edats de les unitats exposades en les trinxeres (Figura 4.10), s'ha analitzat mitjançant el programa *OxCal* (versió 4.2; Bronk Ramsey, 2008) per tal de definir les edats més probables de la seqüència temporal de paleosismes. El programa permet acotar la cronologia de cada sisme a partir d'una anàlisi estadística bayesiana de l'edat de les unitats en la seqüència estratigràfica, i calcula la recurrència mitjana per a l'interval temporal introduït. El mètode s'utilitza de forma generalitzada en anàlisis paleosísmiques en zones actives on les datacions són únicament de radiocarboni (Meghraoui et al., 2003; Rockwell et al., 2009a). En aquesta tesi s'ha utilitzat el procediment proposat per Bronk Ramsey (2008) que permet introduir edats provinents de més d'una tècnica de datació.

En el cas de les trinxeres de El Saltador, s'ha usat l'edat més representativa de cada unitat i/o aquella amb una incertesa més baixa (Taula 6.5). L'any 1700 dC és l'utilitzat com a referència aproximada del límit superior de l'esdeveniment més jove, ja que es considera que a partir del S. XVIII el catàleg històric està prou complert i en ell no s'hi recull cap sisme capaç de produir una ruptura superficial. Aquest últim esdeveniment registrat en les noves trinxeres podria coincidir amb: a) el terratrèmol de Lorca de l'any 1674 dC que va tenir una intensitat de I = VIII, i/o b) l'esdeveniment ocorregut poc abans del 1650 dC que es descriu a Masana et al. (2004).

Unitat	Mostra	Edat (ka BP)	Mètode
	Esdeveniment S1 (Pr	evi al 1700 dC)	0,65-0,25 ka
А	SAL-28	$0,66 \pm 0,03$	OSL alíquotes multi gra (20)
	Esdeveniment S2		12,80-0,675 ka
В	SAL-27	$15,2 \pm 1,1$	IRSL feld.
	Esdeveniment S3		15,37-12,09 ka
С	SAL-17	$12,7 \pm 1,0$	OSL alíquotes multi gra (1000)
	Esdeveniment S4		21,69-14,17 ka
D	TR13A16 i TR5CAN	$12,22 \pm 0,80*$	Sèries de l'urani
F	SAL-18	$24,3 \pm 1,5$	OSL alíquotes multi gra (1000)
G	SAL-20	21,93 ± 1,09**	Radiocarboni (cargol)
	Esdeveniment S5		25,49 – 22,13 ka
I (H)	SAL-2	25,53 ±0,30**	Radiocarboni (carbó)
	Esdeveniment S6		29,68-25,30 ka
Jsup	SAL-22	22,5 ±4,1	IRSL feld.
Jinf	SAL-23	$30,6 \pm 5,2$	IRSL feld.
	Esdeveniment S7	1	42,79-28,20 ka
L	SAL-25	$41,7 \pm 6,9$	IRSL feld.
	Esdeveniment S8		58,84-32,54 ka
N	SAL-26	$54,3 \pm 9,1$	IRSL feld.
* edat	no inclosa en el model per	ser una edat mínin	na de la unitat; ** edat calibrada
	Recurrència (R) en	anys entre esdeve	niments successius
RS1-S2:	258-12408		RS5-S6: 225-6321
RS2-S3:	471-12850		RS6-S7: 1396-15717
RS3-S4:	289-7904		RS7-S8: 262-16188
RS4-S5:	1488-10326		

Taula 6.5. Seqüència estratigràfica exposada en les trinxeres paleosísmiques de El Saltador i edat de les unitats, segons els mètodes de radiocarboni, sèries de l'urani, luminescència (OSL de quars amb alíquotes de 1000 grans, OSL de quars amb alíquotes de 20 grans, IRSL feld., luminescència estimulada per llum infraroja de feldspat en alíquotes de grans individuals). S'hi inclouen els paleoterratrèmols identificats en el registre geològic i el seu probable rang temporal d'ocurrència segons el programa *OxCal* (Bronk Ramsey, 2008). A la part inferior de la taula es troben les recurrències entre esdeveniments successius. La disposició temporal de les mostres i de les unitats es mostra en la Figura 4.11.

La recurrència dels esdeveniments successius que calcula el programa varia entre 225 i 16188 anys. La recurrència mitjana és de 3460-5301 anys pels últims 59 ka, tenint en compte les edats del terratrèmol més antic i el més recent i el nombre d'esdeveniments ocorreguts entre ells (Lienkaemper i Bronk Ramsey, 2009). Aquest valor de recurrència és un màxim especialment per als darrers 15 ka, ja que, degut a la manca de

sedimentació, hi ha un període en el qual els terratrèmols no es poden distinguir geològicament en aquest indret. És a dir, dos o més esdeveniments sísmics són interpretats com a un de sol.

6.3. Salt per esdeveniment

L'excavació de trinxeres, a part de ser adequada per a obtenir dades pel càlcul directe de la velocitat de desplaçament d'una falla i de la seva recurrència (en la Figura 6.6 es mostra un esquema resum dels resultats obtinguts), també permet obtenir altres paràmetres sísmics de forma indirecta. Un d'aquests és el salt mitjà per terratrèmol.



Figura 6.6. Resum gràfic i esquemàtic dels resultats en les trinxeres de El Saltador: A) mapa en planta de la localització de les trinxeres, la zona de falla (vermell) i el canal actualment actiu (blau); B) interpretació de les trinxeres paral·leles on s'hi identifiquen fins a deu horitzons sísmics (S1-S10; línies discontínues blanques i negres); C) taula resum amb la descripció de les unitats sedimentaries, els desplaçaments mesurats, algunes edats de les principals unitats desplaçades i els esdeveniment sísmics (esd.); D) bloc diagrama amb la posició d'algunes trinxeres (TR5, TR6, TR8, TR10, TR11, TR13, TR14 i TR15), el pla de falla utilitzat per a mesurar els desplaçaments i algunes datacions numèriques. En taronja hi ha els punts de referència i les línies homòlogues per al canal de la unitat D, mentre que de color lila es mostra la interpretació del canal de la unitat B.

El salt per esdeveniment pot ser aproximat si es coneix la velocitat de la falla i la seva recurrència. Degut a que alguns terratrèmols poden no haver estat reconeguts en el registre sedimentari (el valor de recurrència és màxim), el valor mitjà de salt per esdeveniment és un valor màxim. Considerant els valors calculats de recurrència i de velocitat per a la FAM, que són 3,5-5,3 ka (pels últims ~59 ka) i $0,9 \pm 0,1$ mm/a (pels últims 20 ka), respectivament, el salt net per esdeveniment màxim que en resulta varia entre 2,8 i 5,3 m.

El salt per esdeveniment també es pot estimar tenint en compte que el desplaçament del canal D (16,4 $^{+2,7}/_{-0,3}$ m) ha estat provocada per un mínim de tres esdeveniments (S1 – S3; Figura 6.6) i, per tant, el salt per esdeveniment mitjà per aquests darrers sismes varia entre 5,4 i 6,4 m. La diferència entre els dos valors calculats es pot atribuir principalment a la manca de registre sedimentari pels últims 15 ka (Figura 4.10) que afecta més clarament al salt per esdeveniment calculat pel curt termini (darrers 20 ka).

El salt per esdeveniment en vertical es pot aproximar a partir de la separació mesurada en el sostre de la unitat J (~4.2 m). S'han identificat en el registre sedimentari fins a un mínim de sis esdeveniments que afectarien aquesta unitat (S1-S6), els quals haurien contribuït cadascun d'ells en un màxim mitjà de 0,7 m de salt vertical. Tenint en compte la relació entre el desplaçament net (16,4 m) i el vertical (1,3 m) obtinguda per al canal D (Figura 3.25), el valor de 0,7 m suposaria un salt net de 8,8 m. Aquest valor és clarament superior al calculat utilitzant els valors de recurrència, i li manca sentit geològic.

6.4. Magnitud màxima esperable

La magnitud màxima esperable és un altre paràmetre clau per a determinar la perillositat de la falla i es pot aproximar mitjançant l'aplicació de relacions empíriques determinades a partir d'anàlegs reals (Wells i Coppersmith, 1994; Anderson et al., 1996; Hanks i Bakun, 2008; Wesnousky, 2008; Stirling et al., 2013). La majoria d'aquestes relacions es basen en la geometria de la falla, és a dir, la longitud i la profunditat de la ruptura, però també tenen en compte altres paràmetres sísmics com ara la velocitat de desplaçament o el salt per esdeveniment.

En aquesta tesi, s'han utilitzat dues equacions basades en dos dels paràmetres sísmics calculats per tal d'aproximar la magnitud màxima esperable. En primer lloc es calcula la

magnitud a partir de la longitud de la falla i de la velocitat de desplaçament aplicant l'equació Mw = $5,12 + 1,16 \log L - 0,2 \log S$ (on L és la longitud de ruptura i S la velocitat de desplaçament de la falla; Anderson et al., 1996). Considerant, doncs, una velocitat de desplaçament de $0,9 \pm 0,1$ mm/a i una longitud de ruptura màxima pel segment Lorca-Totana de 23 ± 2 km, la magnitud calculada és Mw $6,7 \pm 0,3$.

Paral·lelament, s'ha aproximat la magnitud màxima esperable basada únicament en el salt per esdeveniment calculat. L'equació que s'ha utilitzat és $Mw = 6,81 + 0,78 \log$ MD (on MD és el salt màxim i aquí s'ha usat el salt per esdeveniment calculat; Wells i Coppersmith, 1994). La magnitud màxima esperable que resulta d'un salt màxim per esdeveniment de 4,0 ± 1,2 m és Mw 7,3 ± 0,2. En realitzar aquest càlcul s'ha de tenir present que: 1) el salt per esdeveniment és un màxim, i que per tant la magnitud calculada també ho és, i 2) la dada obtinguda pel salt per esdeveniment és una dada molt local que s'extrapola a la totalitat del segment, sense tenir en compte a quin model de distribució de desplaçament (variable, uniforme o característic segons les definicions de Sieh, 1981; Schwartz i Coppersmith, 1984) respon la falla d'Alhama de Murcia.

Per a comprovar quina longitud de falla s'hauria de trencar per a causar un terratrèmol d'una magnitud tant alta, s'aplica l'equació recomanada per Stirling et al. (2013) corresponent a falles lentes de salt en direcció en un context de límit de plaques, context corresponent a la FAM (Mw = $4,18 + 2/3 \log W + 4/3 \log L$, on W és l'amplada de l'escorça; Stirling et al., 2008). Tenint en compte que l'amplada de l'escorça en la zona de la FAM és d'uns 13 km i la longitud total de 87 km (Martínez-Díaz et al., 2012b), la magnitud màxima esperable que resulta és de Mw 7,5± 0,1, valor molt similar al que s'obté utilitzant un salt per esdeveniment de 2,8-5,3 m.

Els dos valors obtinguts per al segment Lorca-Totana (Mw 6,7 i Mw 7,3) són força diferents i suposen grans implicacions en la perillositat sísmica. Donades les incerteses al voltant del càlcul realitzat amb el salt per esdeveniment, en aquesta memòria, es considera com a valor més fiable la magnitud màxima de Mw 6,7 per al segment de Lorca-Totana. Un terratrèmol de magnitud Mw 7,5 implicaria una ruptura que afectés la totalitat de la falla. Aquí descarto, en un principi, que tots els esdeveniments sísmics identificats a les trinxeres (de salt mitjà màxim 4,0 \pm 1,2 m) s'hagin produït per un terratrèmol que suposi la ruptura de tota la falla, ja que no hi ha altres dades que recolzin aquesta hipòtesi. Aquest fet torna a evidenciar que el salt per esdeveniment

mesurat en les trinxeres està clarament sobreestimat degut possiblement a la impossibilitat d'haver identificat tots els esdeveniments sísmics en els darrers 15 ka.

7 Discussió dels resultats

Here, I discuss all the results obtained in previous chapters: I integrate the morphotectonic and paleoseismic results, compare the slip rate of the AMF (and the other calculated seismic parameters) with the data available on other faults of the Eastern Betics Shear Zone, explore the relationship between landscape stability and climate stages, and discuss the methods proposed in this thesis.
7.

DISCUSS	SIÓ DELS RESULTATS	231
7.1. I	Discussió sobre els paràmetres sísmics de la falla d'Alhama de Murcia i les seves	3
implicacio	ons regionals	
7.1.1.	Velocitat de desplaçament	231
Imp	licacions en la Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals	234
7.1.2.	Paleo-terratrèmols i recurrència de la falla d'Alhama de Murcia	237
Pale	eo-terratrèmols al llarg de la FAM	237
Rec	urrència al llarg de la FAM	
Con	nportament sísmic de la falla d'Alhama de Murcia	242
Imp	licacions en la Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals	243
7.1.3.	Salt per esdeveniment i magnitud màxima	244
7.2. I	Discussió sobre la relació entre el clima i els períodes d'estabilitat superficial	245
7.2.1.	Relació entre el clima, la sedimentació, l'encaixament i la formació dels sòls en	n
superfí	cies estables	245
7.2.2.	Lapse temporal entre la sedimentació al·luvial i l'acumulació d'una quantitat s	uficient
de carb	oonat pedogènic per a ser datada	250
7.3. I	Discussió metodològica: aspectes a considerar sobre la integració de les dades	
geomorfol	lògiques i paleosismiques	251
7.3.1.	Avantatges i inconvenients de les anàlisis geomorfotectòniques i paleosísmique	es en la
caracte	rització d'una falla lenta-moderada	252
7.3.2.	Ús integrat de les dues aproximacions metodològiques en una mateixa localitat	t:
exemp	le en el segment Lorca-Totana	253
7.3.3.	Solucions proposades per adaptar la metodologia a la caracterització sísmica de	e falles
de velo	ocitat de desplaçament lenta-moderada	
7.3.4.	Eines disponibles per a calcular els paràmetres sísmics	

7. Discussió dels resultats

7.1. Discussió sobre els paràmetres sísmics de la falla d'Alhama de Murcia i les seves implicacions regionals

En aquest primer apartat de la discussió, es recopilen tots els paràmetres sísmics de la falla d'Alhama de Murcia (FAM) calculats en el marc d'aquesta tesi per tal d'establir el seu potencial sísmic i discutir la segmentació de la falla i la seva implicació en la dinàmica recent de la Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals (ZCBO). Els paràmetres sísmics obtinguts són: la velocitat de desplaçament, la recurrència, el salt per esdeveniment i la magnitud màxima esperable.

7.1.1. Velocitat de desplaçament

En aquesta tesi s'ha pogut acotar la velocitat de desplaçament i, de forma pionera, s'ha disminuït la seva incertesa en dues zones de la FAM: la terminació sud del segment Goñar-Lorca i la falla sud (SFAM) del segment Lorca-Totana. Aquests valors, constitueixen els primers valors sòlids disponibles sobre la velocitat d'aquesta falla, però són insuficients per a caracteritzar de forma completa la totalitat la falla. Seria necessari, doncs, el càlcul d'algunes velocitats addicionals: les de les altres dues traces principals en les que es divideix la deformació en el segment de Lorca-Totana (la falla nord, NFAM, i la falla frontal, f-FAM), i les dels segments compresos entre les poblacions de Totana i Alcantarilla (Totana-Alhama de Murcia i Alhama de Murcia-Alcantarilla). La menor expressió geomorfològica d'aquests dos segments suggereix que podrien ser menys actius.

La velocitat lateral total del segment Goñar-Lorca és de 1,6-1,7 mm/a pels últims 200 ka. En canvi, per la traça sud del segment Lorca-Totana (SFAM) s'ha calculat una velocitat mínima lateral de 1,0 \pm 0,2 mm/a a partir de l'anàlisi geomorfològica i, mitjançant un estudi paleosísmic tridimensional, unes velocitats total, lateral i vertical de 0,9 \pm 0,1 mm/a, 0,9 \pm 0,1 mm/a i 0,1 \pm 0,0 mm/a, respectivament, pels darrers 25 ka. Aquests valors són més grans que els calculats prèviament per altres autors per ambdós segments (Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012) i tenen menys incerteses associades. Les noves velocitats, juntament amb els resultats d'Echeverria et al. (2013), suggereixen que la major part de la deformació horitzontal (en una direcció a N 012 E respecte la direcció de la FAM considerada N 315 E) calculada geodèsicament entre les falles d'Alhama de Murcia i de Palomares $(1,5 \pm 0,3 mm/a)$ seria absorbida per la FAM (Figura 7.2).

L'anàlisi realitzada al segment Lorca-Totana ha aportat valors de velocitat de desplaçament lateral d'una de les traces sub-paral·leles principals en què es reparteix la deformació, la falla sud (SFAM). En aquesta traça el component lateral sembla ser el predominant, basant-se en la seva expressió geomorfològica i cartogràfica. S'hi han obtingut dos tipus de dades: unes producte de l'anàlisi geomorfològica (velocitat mínima lateral de 1,0 ± 0,2 mm/a) i unes altres de l'estudi paleosísmic (0,9 ± 0,1 mm/a). Els valors de desplaçament lateral calculats amb aquests dos mètodes coincideixen en l'interval 0,9 ± 0,1 mm/a pels últims 25 ka. Es proposa aquest valor com la velocitat lateral de la traça SFAM. En les trinxeres paleosísmiques, addicionalment, s'ha calculat la velocitat total de la traça i la del seu component vertical (0,9 ± 0,1 mm/a i 0,1 ± 0,0 mm/a, respectivament). En aquesta tesi es presenta com a novetat el càlcul directe de la velocitat total com la lateral es van basar en una estria de falla mesurada per Martínez-Díaz et al. (2003) i Masana et al. (2004).

Els valors de velocitat obtinguts en aquesta tesi es refereixen a la velocitat d'una de les tres traces que configuren el segment. Es desconeix la contribució a la velocitat total de desplaçament de les altres dues traces de falla principals, la falla nord (NFAM) i la falla frontal (frontal-FAM; Figura 3.12), i per tant la velocitat de desplaçament total del segment també és desconeguda. Tenint en compte: a) l'orientació del segment (~N 060 E), b) l'orientació de velocitats geodèsiques (dades GNSS; Echeverria et al., 2015), c) el camp d'esforços regional (NNO-SSE), d) el relleu vertical de la serralada de La Tercia, el segment Lorca-Totana podria estar absorbint una notable deformació vertical. Donat que la velocitat vertical de la traça sud (SFAM) és petita $(0,1 \pm 0,0 \text{ mm/a})$, tot fa pensar que la falla nord (NFAM) i la frontal (f-FAM) serien les responsables d'absorbir aquesta deformació. Aquesta deducció està recolzada per: 1) el gran relleu vertical associat que tenen aquestes dues falles (la serralada de La Tercia), on materials miocens es troben a una altitud de ~950 m (Figura 7.1); 2) els resultats morfomètrics obtinguts per Ferrater et al. (2015a) que suggereixen que l'aixecament de la serralada de la Tercia està controlat per un plec anticlinal i que la xarxa fluvial està patint un rejoveniment proper a la depressió del Guadalentín; i 3) el mecanisme focal de tipus oblic amb un important component vertical del terratrèmol de Lorca de l'11 de maig del 2011, que va tenir l'hipocentre en la traça nord del segment (Figura 1.9; López-Comino et al., 2012; Martínez-Díaz et al., 2012a). Prenent en consideració aquestes observacions, aquí es suggereix l'existència de partició de la deformació (*partitioning*) entre les traces del segment Lorca-Totana. D'aquesta manera, la falla sud (SFAM) absorbiria quasi tot el component lateral, mentre que les altres dues falles farien el mateix amb el component vertical.



Figura 7.1. Relleu associat a les falles NFAM i f-FAM del segment Lorca-Totana: A) mapa geolòegic i posició del perfil geològic; B) tall geològic perpendicular a la FAM on s'indica un relleu positiu de ~650 m; C) perfil topogràfic exagerat on s'indica el salt vertical d'un 50 m associat a la f-FAM.

L'anàlisi geomorfològica realitzada al segment Goñar-Lorca ha aportat valors de velocitat de desplaçament lateral en la seva terminació meridional en l'estructura de cua de cavall. En aquesta zona, les trinxeres excavades per Ortuño et al. (2012) van permetre estimar una velocitat vertical de 0,16-0,22 mm/a pels últims 47-63 ka (tenint en compte totes les traces de falla). Aquests autors, a més, van analitzar cinc canals desplaçats lateralment i, basant-se en aquests desplaçaments, proposen una velocitat lateral de 0,95-1,37 mm/a. Els valors obtinguts a la mateixa zona en aquest projecte de tesi (1,6-1,7 mm/a de velocitat lateral pels darrers 200 ka) són més elevats, i per tant impliquen un major perill símic que el considerat fins al moment. Addicionalment reforcen el fet que el component predominant de la cinemàtica d'aquest segment és el lateral. Malauradament, la velocitat de desplaçament lateral calculada en la zona central del segment (Figura 2.9) no és prou precisa per a ser afegida als càlculs de perillositat sísmica degut a la manca de control temporal de les unitats desplaçades (*Capítol 2*).

Una anàlisi més acurada de les dades obtingudes a les proximitats de Goñar revela que aquells canals encaixats en sediments més recents resulten en velocitats més baixes. Això podria estar indicant una reducció de l'activitat tectònica iniciada en el Pleistocè mitjà. Aquesta disminució ha estat suggerida seguint criteris geomorfològics per Silva et al. (1992b) i Silva (1994). En la conca de Huercal-Overa, García-Meléndez (2000) i García-Meléndez et al. (2003) també van detectar aquesta desacceleració tectònica observant que els relleus del Pleistocè superior i l'Holocè estan menys afectats per deformacions tectòniques. Per a confirmar aquesta tendència, caldria ampliar el nombre de valors de velocitat obtinguts al llarg de la falla.

Malgrat les diferències en la velocitat de desplaçament observades al llarg de la falla d'Alhama de Murcia entre les poblacions de Goñar i Totana, aquestes no són una condició suficient per a confirmar un comportament clarament diferenciat entre els dos segments analitzats. Per a ratificar aquesta dissemblança entre segments caldria disposar de: a) desplaçaments en canals superficials distribuïts uniformement al llarg de la falla (Figura 2.30), b) valors de velocitat que incloguessin la velocitat total i la dels seus components per als dos segments, i c) velocitats vàlides per al mateix període de temps.

Implicacions en la Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals

En aquest apartat es comparen les velocitats calculades per a la falla d'Alhama de Murcia amb els resultats obtinguts per altres autors en les altres falles que composen la Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals (ZCBO; Figura 7.2). Donat que la ZCBO és un sistema amb falles semblants pel que fa a orientació i cinemàtica (*Capítol 1*) sembla raonable poder comparar les velocitats de desplaçament de les falles d'aquest sistema entre elles. Les dades aportades en aquesta tesi ho fan possible.

De sud a nord, la primera falla de la ZCBO és la falla de Carboneras. Moreno et al. (2015) hi estimen una velocitat mínima lateral de 1,31 mm/a pels últims 113 ka (Figura 7.2), tenint en compte dades obtingudes tant a mar, com a terra ferma. La informació adquirida a mar inclou un desplaçament de canals submarins de 2,5 km en els darrers 1,8 Ma que resulta en una velocitat mínima de 1,3 mm/a. Per altra banda, els estudis a terra combinen els resultats obtinguts d'un estudi paleosísmic amb els d'una anàlisi geomorfològica. Totes les dades convergeixen en velocitat una lateral d'aproximadament 1,3 mm/a per diferents períodes temporals (pels darrers 1000 anys en les trinxeres, i pels darrers 130 ka, 1,8 Ma o 3,6 Ma a partir de desplaçaments en el drenatge). Aquests valors són molt semblants a la velocitat lateral de $1,3 \pm 0,2$ mm/a que suggereixen les dades geodèsiques en la zona (Echeverria et al., 2015). Els valors de desplaçament vertical són variables (0,1-0,15 mm/a pels darrers 130 ka; Moreno, 2011) i confirmen que el component predominant a la FC és el lateral.

A la falla de Palomares (FP; Figura 7.2), Weijermars (1987) estima una velocitat lateral de 2 mm/a per als darrers 7 Ma basant-se en els 14 km de desplaçament estimats pels materials geològics al llarg de la FP. Aquesta disposició del relleu és la resultant de la interacció entre l'extensió del Miocè superior i la posterior inversió tectònica (Montenat et al., 1990). El valor de velocitat calculat per Weijermars (1987) no coincideix amb els valors geodèsics que proposen que la deformació horitzontal del conjunt de les falles d'Alhama de Murcia i Palomares és de 1,5 \pm 0,2 mm/a (Echeverria et al., 2013). Aquests autors suggereixen que la major part d'aquesta deformació estaria sent absorbida per la FAM, basant-se en unes majors sismicitat i evidències d'activitat quaternària respecte la FP. Si es tenen en compte, a més, les velocitats obtingudes en aquesta tesi, la falla de Palomares estaria absorbint un terç de la deformació horitzontal calculada per Echeverria et al. (2013). Per a que la velocitat calculada per Weijermars (1987) fos consistent amb els valors geodèsics, la velocitat de desplaçament de la falla de Palomares hauria d'haver disminuït notablement amb el temps.



Figura 7.2. Mapa amb les velocitats de desplaçament per les falles que composen la Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals (ZCBO; Weijermars, 1987; Alfaro et al., 2012b; Ortuño et al., 2012; Echeverria et al., 2013; Insua-Arévalo et al., 2015; Martín-Banda et al., 2015; Moreno et al., 2015). Llegenda: FC, falla de Carboneras; FP, falla de Palomares; FAM, falla d'Alhama de Murcia; FLT, falla de Los Tollos; FCa, falla de Carrascoy; FBS, falla del Bajo Segura. Les dades de la falla de Carrascoy se separen en segment nord-est i segment sud-oest. La cartografia de les falles ha estat extreta de la Quaternary Active Faults Database of Iberia de l'IGME (2015). La línia puntejada indica el perfil sobre el qual Echeverria et al. (2013) projecten les velocitats geodèsiques.

A la falla de Carrascoy (FCa), Martín-Banda et al. (2015), mitjançant una anàlisi paleosismològica, obtenen una velocitat total per al segment SO de de $0,37 \pm 0,08$ mm/a (pels últims 210 ka; Figura 7.2). Aquests autors consideren, gràcies a estries de falla, que la major part d'aquesta deformació és de component vertical. Al sud d'aquesta falla, Insua-Arévalo et al. (2015) descriuen la falla de Los Tollos (FLT), falla que es considerava anteriorment com una prolongació de la FCa (Insua-Arévalo et al., 2012) i, també mitjançant trinxeres, calculen la velocitat total de la falla per a l'Holocè (0,12-0,17 mm/a; Figura 7.2), considerant-la majoritàriament de component lateral. Aquestes dues falles es troben situades molt a prop dels segments septentrionals de la FAM (al sud-est de les poblacions de Totana, Alhama de Murcia i Alcantarilla) i amb una orientació molt similar (Figura 7.2). Els valors de velocitat calculats per aquestes falles, juntament amb la tímida expressió geomorfològica dels segments septentrionals de la

FAM, fan pensar que part de la deformació absorbida en la FAM en els segments centrals es transferiria a aquestes dues falles cap al nord (Martínez-Díaz et al., 2012b; Martín-Banda et al., 2015). Podria ser que la deformació es trobés repartida en més estructures, les velocitats de les quals serien més baixes.

Finalment, la velocitat vertical proposada per la falla més septentrional de la ZCBO, l'encavalcament cec de la falla del Bajo Segura (FBS; Figura 7.2), és de 0,1-0,3 mm/a pel període quaternari (Alfaro et al., 2012b), i es considera que té un component lateral insignificant.

En general, s'observa que les velocitats per a períodes llargs tendeixen a ser majors que les velocitats calculades per a intervals més curts de temps. Segons aquests valors, les falles d'Alhama de Murcia i de Carboneras són les falles estudiades amb un component lateral més elevat de tota la Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals per aproximadament els darrers 100 ka. S'ha de tenir present, però, que aquesta deducció no té en compte que resten algunes velocitats per a ser calculades, com ara la del segment NE de la falla de Carrascoy, les dels segments septentrionals de la falla d'Alhama de Murcia i la velocitat a curt termini de la falla de Palomares.

7.1.2. Paleo-terratrèmols i recurrència de la falla d'Alhama de Murcia

En aquesta tesi, s'ha obtingut la cronologia de terratrèmols de la traça sud del segment Lorca-Totana de la falla d'Alhama de Murcia gràcies a la seqüència exposada en les trinxeres de El Saltador (*apartat 4.6*). Aquí s'analitza aquest catàleg per tal de correlacionar els paleo-terratrèmols de El Saltador amb altres resultats paleosísmics a la FAM, que s'han usat per a inferir el comportament sísmic de la FAM. Finalment, es compara la història sísmica de la FAM amb la cronologia obtinguda en altres investigacions en la resta de falles de la ZCBO amb l'objectiu d'explorar la possible interacció entre les falles que formen el sistema.

Paleo-terratrèmols al llarg de la FAM

En el marc del projecte de tesi s'han identificat deu esdeveniments sísmics per a la traça SFAM (S1-S10). Malgrat ser la falla de la Península Ibèrica on s'han identificat més paleo-terratrèmols i on més datacions i mètodes s'han aplicat, els intervals temporals d'ocurrència acotant cadascun dels sismes segueixen sent grans, en alguns casos sobreposant-se amb els esdeveniments contigus (Figura 7.3). La quantitat

d'esdeveniments identificats és un mínim, ja que existeix la possibilitat de no haver pogut identificar tots els sismes. Això es deu a que: a) la sedimentació en les trinxeres no és contínua, b) els sediments característics són fàcies grolleres de ventalls al·luvials amb poca estratigrafia interna i de difícil datació, i c) la quantitat de sediments pels darrers 15 ka és molt baixa (només s'hi ha sedimentat la unitat A; Figura 4.10).



Figura 7.3. Síntesi dels esdeveniments identificats en la falla d'Alhama de Murcia: Martínez-Díaz et al. (2003) i Masana et al. (2004) van identificar dos esdeveniments en dues trinxeres excavades en la falla sud del segment Lorca-Totana en els ventalls al·luvials de El Saltador i El Colmenar (Figura 3.7); Canora et al. (2016) també estudien la falla SFAM del segment Lorca-Totana, però en el ventall de La Salud (Figura 6.3); Ortuño et al. (2012) realitzen un estudi paleosísmic a la terminació meridional del segment Goñar-Lorca, on identifiquen fins a tres esdeveniments pels darrers 60 ka. El temps està referenciat respecte el 1950 (BP, *Before Present*).

La implementació del programa *OxCal (apartat 6.2)* ha permès reduir considerablement les incerteses temporals de cada terratrèmol, en comparació als valors que sortirien si es fes l'anàlisi manualment considerant només l'edat de les unitats inferior i superior. Per exemple, l'edat de l'esdeveniment S6 estaria acotada manualment en 25,2-35,8 ka, mentre que gràcies a l'OxCal el seu interval temporal més probable varia en 25,3-29,7 ka, fet que redueix en ~5ka la seva incertesa.

La seqüència de paleo-terratrèmols obtinguda en aquesta tesi i els resultats publicats prèviament per a la FAM en altres localitats mostren que l'acotació temporal dels altres estudis és massa dèbil en comparació amb les dades obtingudes aquí, i no permet correlacionar esdeveniments d'un sector a l'altre de manera exacta. S'han realitzat tres estudis paleosísmics a la FAM: els de Martínez-Díaz et al. (2003) i Masana et al. (2004) en El Saltador i El Colmenar; el de Canora et al. (2016) al ventall al·luvial de La Salud; i el d'Ortuño et al. (2012) en la terminació meridional del segment Goñar-Lorca.

Martínez-Díaz et al. (2003) i Masana et al. (2004), a El Saltador, identifiquen dos (i segurament fins a tres) esdeveniments sísmics per als darrers 27 ka (Figura 7.3): el sisme N s'hauria produït poc abans del 16,7 ka i el sisme T poc abans del 1650 dC.

Tenint en compte les diferències entre els mètodes de datació emprats en aquests estudis i els usats en la tesi, la correlació entre els sismes s'ha fet considerant les unitats sedimentàries afectades (la unitat C antiga correspon a la B nova, i així successivament fins a la unitat H de les trinxeres publicades per Masana et al. (2004), que correspon a la unitat G d'aquesta memòria). Segons això, l'esdeveniment T (a la base de la unitat B), correspon a l'esdeveniment S2 (a la base de A en aquest treball); i l'esdeveniment N (a la base de H) correspon a l'esdeveniment S5 d'aquesta memòria (a la base de la unitat G; Figura 3.22 i Figura 7.4).



Figura 7.4. Interpretació de la trinxera 3 en la localitat paleosísmica de El Saltador on es mostra la posició dels horitzons sísmics pels terratrèmols N i T. Figura extreta de Masana et al. (2004).

Canora et al. (2016) identifiquen al ventall al·luvial de La Salud entre tres i set terratrèmols pels darrers 31 ka, tot i que n'arriben a acotar tres (Canora et al., 2016). El més antic (X) tindria una edat d'entre 31,2 i 28,2 ka, el segon (Y) entre 28,2 i 11,1 ka, i finalment el darrer (Z) s'hauria produït en els darrers 11,1 ka (Figura 7.3). La comparació entre aquests resultats i els obtinguts en les trinxeres de El Saltador indiquen que aquests tres terratrèmols podrien correspondre cadascun d'ells a un dels set identificats pel mateix període de temps. La dada més significativa és que la quantitat màxima de terratrèmols identificats en les trinxeres de la Salud coincideix amb els terratrèmols identificats en El Saltador: set.

Finalment, Ortuño et al. (2012), en la terminació sud-oest de la falla, identifiquen sis esdeveniments sísmics pels darrers 274 ka (Figura 7.3). L'edat d'aquests sismes no fou perfectament acotada i donen tres possibles opcions per acotar els terratrèmols del segon

al quart (donen preferència a la segona opció, que segons ells és millor perquè el segon i el quart sisme estan més acotats en el temps). En aquest estudi, els autors comparen els terratrèmols identificats en aquest segment amb els sismes identificats per Martínez-Díaz et al. (2003) i Masana et al. (2004) en el segment Lorca-Totana, i discuteixen tres escenaris d'ocurrència de terratrèmols possibles. Arriben a la conclusió que, degut a la insuficient acotació de l'edat dels terratrèmols, no es pot discernir si aquests van provocar la ruptura de la totalitat de la falla en superfície o si, pel contrari, els segments actuen independentment.

Aquí s'actualitza la comparació realitzada per Ortuño et al. (2012) que contempla els esdeveniments identificats en aquest projecte de tesi. La utilització de la opció 2 descrita per aquests autors resulta en la possible correspondència de vuit terratrèmols en el segment Lorca-Totana amb dos en el segment meridional (tenint en compte que el nombre de terratrèmols identificats és un mínim). La conclusió que se'n deriva és semblant a la que arriben Ortuño et al. (2012): en algun cas la ruptura de la falla hauria pogut afectar com a mínim aquests dos segments, però degut a la baixa precisió de les dades, no es pot assegurar.

Recurrència al llarg de la FAM

La recurrència mitjana que s'ha obtingut amb l'ajuda del programa *OxCal (Capítol 6)* té un valor màxim de 3.5-5.3 ka. Aquesta recurrència, però, no és constant (Taula 6.5), ja que el temps que transcorre entre esdeveniments successius varia entre 0.2 i 16.0 ka. Per exemple, el límit inferior per el temps transcorregut entre l'últim i el penúltim terratrèmol és de 0.3 ka (Taula 6.5). Gràficament (Figura 7.3), s'observa que s'han identificat sis esdeveniments en els darrers 30 ka (fet que implicaria una recurrència calculada de la manera clàssica d'uns 5 ka), però en canvi només dos entre els 30 i els 60 ka (recurrència ~15 ka). Aquestes diferències entre els dos períodes poden respondre a que: a) manquen per identificar alguns terratrèmols en el període 30-60 ka degut a que el tipus de sedimentació al·luvial que es dóna en el ventall de El Saltador és poc contínua, o b) realment no es van produir més sismes i, per tant, la falla hauria augmentat la seva activitat tectònica en els darrers 30 ka. Una manera de comprovar aquesta segona possibilitat seria mesurar el salt net de les unitats sedimentades anteriorment als 30 ka. Aquestes unitats en les trinxeres de El Saltador no afloren als dos blocs de la falla i per tant no es pot realitzar aquesta anàlisi. En comparar la recurrència màxima obtinguda per El Saltador amb les calculades en altres estudis paleosísmics en la FAM (Martínez-Díaz et al., 2003; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012; Canora et al., 2016), s'ha evidenciat que els valors estimats aquí són clarament menors, tot i ser considerats valors màxims possibles. La recurrència més alta estimada per a la FAM prové dels estudis paleosísmics realitzats a les proximitats de Goñar (29 ka; Ortuño et al., 2012), on el període geològic analitzat és el més llarg (274 ka) i en un context de terminació de la falla. Aquest valor fa referència al segment Goñar-Lorca i, per tant, la comparació amb els valors de El Saltador no és directa, ja que els dos segments podrien tenir un comportament molt diferent. En el segment Lorca-Totana, cal destacar el valor de recurrència obtingut per Martínez-Díaz et al. (2003) i Masana et al. (2004). Aquests estudis es van realitzar en la localitat paleosísmica de El Saltador i en el ventall de El Colmenar, que es troba a ~1 ka cap al nord-est del primer. La recurrència calculada per aquests autors és entre tres i cinc vegades més gran respecte al valor aproximat en aquesta tesi, però el període analitzat és més curt (27 ka; Figura 7.3) i la quantitat d'esdeveniments sísmics enregistrats és molt menor. Recentment, en la mateixa traça de falla on està El Saltador (SFAM), però aproximadament un quilòmetre cap al nord-est, Canora et al. (2016) calculen una recurrència d'entre 4.4 i 10.3 ka pels últims 32 ka (Figura 7.3), una mica més propera a la que s'ha obtingut en aquesta tesi, però encara major.

En aquesta tesi, doncs, s'ha obtingut el valor més baix fins al moment de recurrència màxima per a la FAM, i per a un període de temps significativament llarg (59 ka; dues vegades més llarg que l'analitzat pels altres estudis realitzats en la traça SFAM del segment Lorca-Totana). El desigual període de temps que analitzen els estudis previs en la traça SFAM (uns ~30 ka) respecte el que es presenta en aquesta tesi (59 ka) tampoc permet afirmar o desmentir la hipòtesi que s'ha presentat al principi de l'apartat on la falla hauria augmentat la seva activitat en els darrers 30 ka. La comparació entre les noves dades i les calculades prèviament evidencia que les taxes obtingudes considerant el llarg termini permeten estimar recurrències més properes a la recurrència mitjana de la falla (sempre i quant tots els terratrèmols s'hagin pogut identificar), ja que s'evita així considerar períodes especialment més o menys actius. En canvi, l'anàlisi del registre geològic més recent (és a dir, el càlcul de recurrències a curt termini) permet conèixer el comportament actual de la falla i, per tant, l'obtenció d'un valor més adequat per a

calcular la perillositat real d'aquesta. En el cas de la FAM, poden arribar a ocórrer terratrèmols que trenquin en superfície cada ~250 anys.

Comportament sísmic de la falla d'Alhama de Murcia

En la literatura s'han proposat models per a descriure el comportament sísmic de les falles actives. Un dels més coneguts és la llei de Gutenberg-Richter (Gutenberg i Richter, 1944) que defensa que els terratrèmols de menor magnitud són més freqüents que aquells que alliberen una energia més gran. També hi ha models que quantifiquen el salt i la distribució dels terratrèmols al llarg de la falla (Figura 7.5; Sieh, 1981; Schwartz i Coppersmith, 1984). Aquests models exposen la possibilitat que la falla es comporti de manera: a) variable, b) uniforme o c) que sempre s'hi produeixi el mateix tipus de terratrèmol (model característic). El primer model s'utilitza per definir aquelles falles on els terratrèmols no mantenen un salt constant a cada punt d'aquesta (Schwartz i Coppersmith, 1984), però en conjunt la velocitat de desplaçament al llarg de la falla és constant, acostant-se a la relació Gutenberg-Richter (Figura 7.5). El model uniforme assumeix que el desplaçament és constant per a cada posició al llarg de la falla (Sieh, 1981). En aquest cas, la velocitat a llarg termini de la falla també és constant (Figura 7.5). Finalment, el model característic suggereix que els terratrèmols tenen sempre la mateixa distribució al llarg de la falla (els terratrèmols grans es produeixen sempre en la mateixa posició), fent que uns trams de la falla tinguin una velocitat de desplaçament més alta que els altres (Figura 7.5; Schwartz i Coppersmith, 1984).



Figura 7.5. Models de salt per esdeveniment i distribució d'aquest al llarg de falles actives: model variable (Schwartz i Coppersmith, 1984), on el salt i la recurrència són variables tot i mantenir una velocitat constant al llarg de la falla; model uniforme (Sieh, 1981), on el salt per esdeveniment i la és constant per a cada posició al llarg de la falla; i model característic (Schwartz i Coppersmith, 1984), on la velocitat és variable al llarg de la falla i els terratrèmols petits són poc freqüents. Modificada de Schwartz i Coppersmith (1984).

L'anàlisi dels paleo-terratrèmols realitzada al llarg de la falla d'Alhama de Murcia no permet discernir entre cap dels models proposats per explicar el comportament de la FAM. El principal problema és el tipus d'unitats sedimentàries recents de què es disposa (ventalls al·luvials en una zona de fàcies proximals). Aquestes unitats no registren una sedimentació constant i, per tant, el nombre de terratrèmols identificats en qualsevol dels estudis paleosísmics és un valor mínim. A més, els estudis paleosísmics realitzats al llarg del segment de Lorca-Totana estan massa propers espacialment per a examinar el salt al llarg de la longitud del segment.

En cas de considerar que els dos segments d'on es disposa d'informació paleosísmica (Goñar-Lorca i Lorca-Totana) tenen un mateix comportament, proposo descartar el model característic per a descriure el comportament de la FAM, ja que els valors de velocitat de desplaçaments obtinguts en el marc del projecte de tesi suggereixen una velocitat de desplaçament bastant semblant per als dos segments. Una altra evidència per a descartar el model característic és la comparació entre el terratrèmol del 2011 a Lorca i els terratrèmols identificats en les trinxeres. La gran diferència és que el darrer sisme no va trencar en superfície i els de les trinxeres sí ho van fer.

Implicacions en la Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals

En aquest apartat es comparen els paleo-terratrèmols identificats en la FAM amb els identificats per altres estudis paleosísmics en la ZCBO. Els estudis realitzats a la falla de Carboneras (Moreno, 2011; posteriorment revisats per Masana, comunicació oral) proposen quatre terratrèmols pels últims 109 ka. Els dos primers haurien ocorregut entre el 109 i 96 ka, el tercer tindria una cronologia de 50,6-37,4 ka, i el més recent seria posterior a 32,1 ka (Figura 7.6). A la falla de Los Tollos s'han proposat dos terratrèmols en els últims 9 ka, acotats en 2,1-2,7 ka i 2,7-9,0 ka (Insua-Arévalo et al., 2015), i a la falla de Carrascoy hi hauria hagut entre 9 i 11 sismes en 30,2 ka (Martín-Banda et al., 2015). D'aquests només se n'han pogut acotar temporalment tres: un ocorregut en els darrers 2,8 ka, un entre 2,8 i 6,0 ka i un entre 5,1 i 32,3 ka (Figura 7.6). Malauradament, per la falla del Bajo Segura i, degut a la seva naturalesa d'encavalcament cec, no se n'ha pogut obtenir un catàleg sísmic, però es creu que probablement hauria causat set esdeveniments en 8000 anys (Alfaro et al., 2012b).

L'elevat solapament temporal entre els rangs de possible ocurrència dels sismes identificats per a les falles de la ZCBO fa difícil correlacionar esdeveniments entre les falles d'aquest sistema. Aquest solapament es deu principalment a la insuficient acotació de cadascun dels esdeveniments, causada per la impossibilitat de datar amb precisió els materials de les zones proximals dels ventalls al·luvials (zones on s'han realitzat els estudis prèviament mencionats). Donada la possibilitat que aquestes falles interactuessin, es posa en evidència la necessitat d'abordar l'estudi del sistema com a conjunt en estudis futurs.



Figura 7.6. Síntesi dels esdeveniments identificats en la Zona de cisalla de les Bètiques Orientals: Moreno (2011) identifica tres esdeveniments en la falla de Carboneras en els últims 109 ka; Insua-Arévalo et al. (2015) a partir de trinxeres en la falla de Los Tollos identifiquen dos sismes recents; i finalment Martín-Banda et al. (2015) n'acoten tres en els darrers 32 ka causats per la falla de Carrascoy. El temps està referenciat respecte el 1950 (BP, *Before Present*). Es fa difícil identificar moments d'activitat més intensa en les falles degut a la dèbil acotació dels esdeveniments.

7.1.3. Salt per esdeveniment i magnitud màxima

En aquest apartat es recopilen els salts per esdeveniment calculats en les altres falles de la Zona de Cisalla de les Bètiques Orientals (ZCBO) per a comparar-los amb el valor de $4,0 \pm 1,2$ m calculat per a la falla d'Alhama de Murcia en les trinxeres de El Saltador. Només dues falles de la ZCBO tenen associat un salt per esdeveniment. En la falla de Carboneras (FC), Moreno (2011) calcula un salt per esdeveniment de 1,5 m, assumint un comportament característic de la falla, i l'evidència d'un desplaçament de 3 m provocat per dos terratrèmols. Per altra banda, Martín-Banda et al. (2015) estimen salts totals per esdeveniment de 1,30 \pm 0,1 m i 2,2 \pm 0,3 m en la falla de Carrascoy (FCa). Aquests valors de salt per esdeveniment són significativament més petits que el valor estimat per a la FAM. La principal implicació que tenen aquests salts per esdeveniment és la seva equivalència empírica amb la longitud de ruptura superficial per terratrèmol. En la FAM implicaria que en els darrers tres sismes la ruptura en superfície hauria afectat la totalitat de la FAM (87 km). En canvi, els valors per la FC i per la FCa correspondrien a una ruptura menor de la longitud total de la falla.

Les magnituds moment màximes esperables per als segments de falles de la ZCBO en general varien entre 6,5 i 7,1, tot i que en alguns casos poden ser lleugerament majors (Insua-Arévalo et al., 2015; i referències incloses). Aquests estudis es basen

principalment en la longitud màxima de ruptura de cada segment. El resultat és que els valors que s'obtenen són semblats entre ells perquè els segments considerats tenen longituds semblants i, a més, les relacions empíriques que s'usen per a calcular-les són logarítmiques.

7.2. Discussió sobre la relació entre el clima i els períodes d'estabilitat superficial

En aquest apartat, s'exploren aquelles relacions entre el clima i la sedimentació i/o encaixament i estabilitat de les superficies deduïdes a partir dels resultats d'aquesta tesi. A més a més, també es calcula el temps aproximat que transcorre entre el dipòsit del material al·luvial i la precipitació edàfica de suficient carbonat per a ser datat amb les sèries de l'urani (*Capítol 4*).

7.2.1. Relació entre el clima, la sedimentació, l'encaixament i la formació dels sòls en superfícies estables

Segons Bull (2007), el principal factor de control de la relació entre l'erosió i l'acumulació en un sistema al·luvial/fluvial és la quantitat de cobertora vegetal present en la regió, estretament condicionada pel clima, però no concreta sota quin estadi climàtic predomina l'estabilitat del relleu. Alguns estudis en zones regides per un clima diferent al mediterrani relacionen la agradació al·luvial amb estadis interglacials (Van der Woerd te al., 2002; Moulin et al., 2014). En canvi, Candy i Black (2009), basant-se en datacions de calcretes, arriben a la conclusió que la sedimentació en el sud-est de la Península Ibèrica ocorre durant els estadis glacials degut a la inestabilitat de les formes del relleu. Suggereixen que el clima, allí, durant els estadis glacials és fred i sec (amb poca vegetació i per tant més erosionabilitat), mentre que l'estabilitat durant els períodes interglacials és major degut a que la quantitat de vegetació és més gran. Moreno et al. (2015) també arriben a aquesta mateixa conclusió analitzant i datant unitats properes a la falla de Carboneras.

Els resultats obtinguts en aquesta tesi permeten discutir les relacions climàtiques regionals que promouen l'estabilitat del paisatge i formació dels sòls o l'encaixament fluvial i sedimentació. Les dades que s'utilitzen són les datacions, tant de les unitats sedimentàries com dels sòls, el catàleg de desplaçaments de canals en superfície, i la

velocitat de desplaçament lateral. A més, s'utilitzen les corbes climàtiques disponibles per a la zona.

En primer lloc, s'han sobreposat les edats obtingudes de les unitats sedimentàries i dels sòls desenvolupats sobre aquestes amb la corba climàtica de Martrat et al. (2004), que evidencia les variacions de temperatura de la superfície del mar d'Alboran (Figura 7.7). Aquesta anàlisi és semblant a la que realitzen Candy i Black (2009) a la conca de Sorbas (sud-est Península Ibèrica) quan sobreposen les edats de les calcretes datades mitjançant les sèries de l'urani amb els estadis del clima. L'edat del carbonat pedogènic (o de les calcretes) correspon a l'edat de formació del sòl. En aquesta anàlisi, a més, s'hi inclouen dades sobre l'edat de sedimentació de les unitats al·luvials (no només de la formació de calcretes), obtingudes per radiometria i mitjançant l'anàlisi de luminescència estimulada òpticament (OSL) i estimulada per llum infraroja (IRSL).



Figura 7.7. Gràfic amb la superposició de les edats de les unitats (color vermell) i dels sòls (color verd) obtingudes en el marc del projecte de tesi amb la corba climàtica de Martrat et al. (2004). Per aquells conjunts d'edats referides a una mateixa unitat i obtingudes per diferents mètodes, s'ha utilitzat l'edat calculada amb radiocarboni. Les fletxes indiquen possibles correlacions entre la formació dels sòls i èpoques càlides, i la sedimentació de ventalls al·luvials durant estadis freds.

La comparació entre les corbes climàtiques i les edats de sedimentació i formació d'un sòl en els ventalls de les proximitats de la FAM suggereix que la sedimentació associada a la inestabilitat del paisatge ocorre durant èpoques fredes, mentre que la edafització/estabilització es desenvolupa durant els períodes interglacials amb un paisatge estable (Figura 7.7). És important subratllar que no hi ha una superposició entre els moments de sedimentació i els d'estabilització, i per tant són processos excloents, fet que reforça la interpretació; és a dir, si hi ha sedimentació, significa que les formes del paisatge són inestables i, com a conseqüència, no es pot formar un sòl. Aquests resultats reforcen els resultats de Candy i Black (2009) i Boixadera et al. (2014), que afirmen que a la Península Ibèrica els períodes d'estabilitat (formació de sòls) coincideixen amb els períodes interglacials. Candy i Black (2009) justifiquen que en aquesta zona, el clima

glacial està associat a una disminució de la humitat i, per tant també, de la presència de vegetació, relacionada amb una creixent inestabilitat de les formes del relleu degut a la falta de subjecció que proporcionen els arbres i els arbustos.La segona correlació que es realitza en aquest apartat és entre la quantitat de desplaçament (representada per la COPD, *Cumulative Offset Probability Density*) amb les corbes climàtiques disponibles (Von Grafenstein et al., 1999; Martrat et al., 2004; Lisiecki i Raymo, 2005). Les COPD assignen la probabilitat (eix vertical) d'ocurrència de cada desplaçament acumulat (quantitat de desplaçament mesurat en els canals, eix horitzontal). Els màxims de la corba reflecteixen els desplaçaments que ocorren amb més freqüència i/o que tenen unes incerteses associades menors. La comparació de les COPD amb les corbes climàtiques permet deduir si els principals encaixaments es produeixen de manera preferencial en unes condicions climàtiques o unes altres.

Alguns autors han fet anàlisis similars a aquest per tal de relacionar les edats d'unitats sedimentàries (relacionades amb elements desplaçats) amb esdeveniments climàtics (Van der Woerd et al., 2002; Ferry et al., 2007; Chevalier et al., 2012; Moulin et al., 2014). En general, però, disposen d'un baix nombre d'elements desplaçats dels quals se'n pugui aproximar l'edat. Van der Woerd et al. (2002) utilitzen l'edat d'unes terrasses fluvials on s'hi han reconegut desplaçaments a les proximitats de la falla Kunlun (Tibet) per a comparar el COPD amb les corbes climàtiques regionals. Alineen les dues porcions de corba equivalents i extrapolen les edats als desplaçaments més grans assumint una velocitat constant de 11,5 mm/a. A més, consideren que tant la sedimentació de les terrasses com l'encaixament es produeixen durant els estadis interglacials, ja que altrament la superfície està coberta de gel. Chevalier et al. (2012) segueixen la mateixa metodologia que Van der Woerd et al. (2002) per analitzar unes terrasses de fins a 200 ka. Aquests autors a la falla de Karakoram en l'Himalaya (velocitat de la falla > 5 mm/a) correlacionen períodes de sedimentació fluvial amb estadis interglacials. En l'estudi de Ferry et al. (2007) es correlaciona l'edat d'uns canals desplaçats amb les variacions del nivell d'un llac. Finalment, Moulin et al. (2014) assumeixen que els elements desplaçats que analitzen es van encaixar durant estadis interglacials per acabar calculant la velocitat de desplaçament de la falla d'Idrija (Eslovènia).



realitzat amb els valors de velocitat de desplaçament lateral obtinguts en la tesi, 1,6 mm/a pel segment Goñar-Lorca, i 0,9 mm/a per Lorca-Totana. Les línies puntejades B) corba COPD (Cumulative Offset Probability Density); C) corba regional del nivell del mar (Von Grafenstein et al., 1999); D) corba regional de la temperatura de la superficie del mar (Martrat et al., 2004); E) corba global del nivell del mar (Lisiecki and Raymo, 2005); F) generacions al-luvials corresponents a cada segment (Ortuño et al., indiquen moments de màxim glacial, on es marquen a quin estadi isotòpic marí (MIS, Marine Isotopic Stage) corresponen (s'indica amb un número encerclat). A) Histograma; 2012, pel segment Goñar-Lorca; i Martínez-Díaz et al., 2003, pel segment Lorca-Totana); i G) edats de formació dels sòls i de sedimentació obtingudes en la tesi.

7. Discussió

En aquesta discussió s'assumeix que quan una variació climàtica causa encaixament ho fa de manera sincrònica a tota la regió. Si això és correcte, els canals (al llarg d'una mateixa traça de falla i per tant afectats per la mateixa activitat tectònica) que es van encaixar en el mateix moment, haurien de presentar la mateixa quantitat de desplaçament (considerant que la velocitat és la mateixa al llarg del segment). Per comprovar-ho cal comparar la corba COPD (que representa els desplaçaments) amb les corbes climàtiques. Per a associar una edat al desplaçament s'ha utilitzat la velocitat de desplaçament calculada. Degut al fet que els desplaçament són laterals, les velocitats emprades són les laterals. En aquesta anàlisi no es té en compte l'encaixament provocat per un canvi local en el nivell de base, com el que es donaria, per exemple, en aixecament tectònic. Això s'hauria d'abordar en estudis futurs.

La comparació entre les COPD i les corbes climàtiques s'ha fet per dos segments de la falla d'Alhama de Murcia, els segments Goñar-Lorca i Lorca-Totana. Per aquests dos segments s'ha calculat una velocitat de desplaçament lateral, 1,6 mm/a i 0,9 mm/a, respectivament (Figura 7.8). Aquests valors de velocitat serveixen per a atribuir una edat a una quantitat de dislocació acumulada (gràficament es tradueix en condensar o expandir les corbes climàtiques), és a dir, una velocitat d'1 mm/a implicaria que 100 m de desplaçament equivalguessin a 100 ka en les corbes climàtiques, mentre que una velocitat de 1,5 mm/a implicaria que el desplaçament de 100 m hagi ocorregut en els últims 67 ka. Les corbes climàtiques utilitzades són: 1) la corba regional del nivell del mar basada en el δ^{18} O planctònic de testimonis de sondatges del mar d'Alborán (Figura 7.8 C; Von Grafenstein et al., 1999); 2) la corba regional de la temperatura de la superfície del mar (Figura 7.8 D; Martrat et al., 2004); i 3) la corba global del nivell del mar basada en el δ^{18} O bentònic de 57 registres (Figura 7.8 E; Lisiecki i Raymo, 2005).

En la Figura 7.8 també s'hi han afegit les fases al·luvials localment definides en estudis previs (Figura 7.8 F i Taula 2.3). Així, en el segment Goñar-Lorca s'usen les generacions descrites per Ortuño et al. (2012) i en el segment Lorca-Totana, les de Martínez-Díaz et al. (2003). També s'hi han representat les datacions obtingudes tant pels sòls com per les unitats sedimentàries en el *Capítol 4* (Figura 7.8 G).

En els dos segments analitzats s'observa que alguns màxims de la corba COPD i de l'histograma coincideixen amb alguns màxims glacials, fet que voldria dir que l'encaixament ocorre, igual que la sedimentació, durant els períodes glacials i durant èpoques de transició d'estadis glacials a interglacials. Un cas clar és el que es dóna per a l'estadi isotòpic marí 2 que coincideix amb els màxims 29 m i 17 m per als COPD dels segments Goñar-Lorca i Lorca-Totana, respectivament. També hi ha una bona correlació de l'estadi isotòpic marí 4 i els desplaçaments 99 m i 55 m. Aquesta deducció coincideix amb el que suggereixen Candy i Black (2009) i Moreno et al. (2015) per a la dinàmica externa en relació amb les variacions climàtiques per altres àrees del sud-est de la Península Ibèrica. Els altres desplaçaments recurrents poden ser deguts a polsos d'aixecament vertical, més associats possiblement al funcionament de la falla. Per altra banda, no s'observa una correlació estreta entre les generacions dels ventalls al·luvials descrites prèviament i els estadis climàtics. Això es deu a la dissemblança de precisió entre ambdós tipus de dades, ja que les corbes climàtiques tenen molt més detall que els intervals sedimentaris.

Per tal d'ampliar l'anàlisi realitzat aquí, s'hauria de comparar els moments d'encaixament amb pulsos tectònics associats a les altres falles que composen la ZCBO. Addicionalment, caldria comprovar que tots els canals identificats per a cada segment hagin tingut la mateixa història geològica, és a dir, hagin estat controlats pel mateix nivell de base. Finalment, en aquells casos on els canals, en algun moment, es trobessin a poca distància del mar (com el que passa amb la xarxa de drenatge desenvolupada a la zona del segment Lorca-Totana; Figura 1.13) caldria comparar el moment d'encaixament amb variacions significatives del nivell del mar. Un exemple són els desplaçaments 32 i 45 m que coincideixen amb baixades del nivell del mar (Figura 7.8).

7.2.2. Lapse temporal entre la sedimentació al·luvial i l'acumulació d'una quantitat suficient de carbonat pedogènic per a ser datada

Tal i com s'ha explicat en el *Capítol 2* d'aquesta memòria, ha de transcórrer un temps (lapse temporal) entre el dipòsit d'una unitat i l'inici del desenvolupament d'un sòl en aquesta. El sòl, en un context de clima mediterrani, inclou sovint la precipitació del carbonat pedogènic a la part inferior dels clastos en fàcies grolleres. En datar aquesta unitat sedimentària a partir de les sèries de l'urani del carbonat pedogènic, s'obté l'edat de la precipitació del carbonat, que és l'edat mínima de la sedimentació de la unitat on es forma el sòl. Per a poder aproximar l'edat de la sedimentació de la unitat es necessita conèixer el lapse temporal entre la sedimentació i l'inici de la formació dels productes pedogènics adequats per a ser datats. Aquest lapse és propi del clima i de la regió, i és el

valor que s'hauria d'afegir a l'edat del sòl per a aproximar l'edat de la sedimentació de la unitat hoste. El lapse temporal es pot calcular amb altres edats independents per a les unitats de la mateixa zona, ja que depèn del clima.

La disponibilitat de datacions fetes per luminescència estimulada òpticament (OSL) i per radiocarboni en les trinxeres és una gran oportunitat per a estimar el lapse temporal en l'àrea d'estudi. Aquest valor podrà ser aplicat a futures datacions a la regió basades en el carbonat pedogènic. Per a fer-ho s'ha utilitzat com a referència l'edat U/Th de la unitat D (edat de formació del sòl), datada amb les sèries de l'urani, i les edats de les unitats B i G (datades amb OSL i radiocarboni, respectivament). L'edat d'aquestes dues unitats permet constrènyer el moment de sedimentació de la unitat D entre 15,2 ± 1,1 ka (unitat B) i 21,9-22,3 cal BP (unitat G; Figura 4.10), mentre que el moment d'acumulació del carbonat pedogènic queda determinat en 12,22 ± 0,80 ka per les datacions amb les sèries de l'urani. Segons això, el lapse temporal entre la sedimentació i la precipitació inicial de carbonat pedogènic és d'entre 3 i 9 ka. Aquest càlcul també s'ha realitzat prenent de referència la unitat H, datada en 25228 – 25832 a cal BP (Figura 4.10). El lapse temporal, en aquest cas, tenint en compte que la precipitació del carbonat pedogènic té una edat de 20,9 ± 2,5 ka, és d'aproximadament 4,5 ka, en el rang obtingut per al cas anterior.

Com que la formació d'un sòl, i per tant també l'acumulació de carbonat pedogènic, està controlada pel clima, aquests valors no són extrapolables en el temps ni en l'espai i només són vàlids per a unitats del sud-est de la Península Ibèrica per la transició de l'últim màxim glacial a l'Holocè. Tot i això, aquets valors són semblats a les estimacions realitzades per Sharp et al. (2003) a les Rocky Mountains, USA, on determinen un lapse temporal entre la sedimentació i la precipitació de carbonat pedogènic de 5 ± 5 ka. Per altra banda, Blisniuk et al. (2012) i Gold et al. (2015) obtenen lapses temporals inferiors per al sud de Califòrnia utilitzant com a edat màxima de sedimentació l'edat de les superfícies exposades obtingudes amb cosmogènics.

7.3. Discussió metodològica: aspectes a considerar sobre la integració de les dades geomorfològiques i paleosismiques

En aquesta tesi, s'han utilitzat dues metodologies molt diferents per tal de calcular els paràmetres sísmics de la FAM: l'anàlisi tectònica dels elements geomorfològics exposats en superfície, i l'excavació de trinxeres paleosísmiques. Aquí es valoren els avantatges i inconvenients de l'aplicació de cadascuna d'elles, i es mencionen les limitacions i virtuts que comporta emprar les dues tècniques en el mateix indret. Finalment, es discuteixen les millores que les metodologies proposades en el projecte de tesi impliquen respecte a les tècniques existents.

7.3.1. Avantatges i inconvenients de les anàlisis geomorfotectòniques i paleosísmiques en la caracterització d'una falla lenta-moderada

L'aplicació de dues tècniques diferents per al càlcul de la velocitat de desplaçament permet poder-ne analitzar els avantatges i inconvenients de cadascuna d'elles, per tal de, en estudis futurs, poder aplicar-hi la més adequada segons la particularitat de la zona d'estudi.

Els resultats obtinguts a la FAM suggereixen que ambdues metodologies es complementen reforçant-se o fent descartar els valors calculats en alguns casos. Degut al tipus d'aproximació que es duu a terme en cadascuna d'elles, en la Taula 7.1 es recullen els avantatges i inconvenients detectats en cada cas.

Per una banda, les trinxeres paleosísmiques permeten obtenir de manera molt precisa la mesura del desplaçament i la determinació de la seva edat, amb unes incerteses epistèmiques i aleatòries baixes. Per contra, el procés que comporten és llarg i costós, tant pel que fa al volum d'efectius humans involucrats com des del punt de vista econòmic.

Per altra banda, una anàlisi morfotectònica pot abastar zones més grans (sempre i quant s'hagin preservat, i es puguin identificar, evidències de deformació) i és molt més ràpida i econòmica. Per aquests motius és molt adequada allà on la deformació es divideix en més d'una traça de falla en superfície (caldrien molts estudis paleosísmics per obtenir el mateix nombre de dades). Malauradament, les incerteses epistèmiques i aleatòries són altes, sobretot pel que fa a la determinació de l'edat del canal. Cal tenir en compte que s'acostuma a assumir que l'encaixament dels canals és posterior a l'abandonament de la sedimentació al·luvial no s'abandoni de forma brusca i s'intercalin sediments al·luvials amb fluvials al sostre del ventall, fet que incorporaria elevades incerteses epistèmiques en l'anàlisi.

S'observa que les dues metodologies comparteixen uns factors limitadors comuns. Per una banda, la presència de material recent (preferiblement d'edat holocena) afectat per l'activitat de la falla és poc habitual en zones de falla de moviment lent-moderat, sobretot si no hi ha component vertical de desplaçament de la falla. Per altra banda, actualment, la possibilitat de datar els materials afectats és molt limitada i està associada a grans incerteses. Tal i com s'ha vist al llarg d'aquesta memòria de tesi, les fàcies proximals dels ventalls al·luvials (fàcies grolleres i on no és fàcil identificar esdeveniments sedimentaris) són difícilment datables. Això aboca a la combinació de diverses tècniques de datació per tal de millorar la fiabilitat dels resultats, sovint encara per sota de la exactitud necessària.

	Anàlisi morfotectònica	Trinxeres paleosísmiques	
Avantatges	Permet mesurar desplaçaments grans	Permet la bona correlació de les unitats	
	remotament	desplaçades	
	Adequada quan la deformació es reparteix en	Incerteses epistèmiques i aleatòries baixes	
	més d'una traça de falla paral·lela	Precís en la determinació de l'edat del canal	
	Ràpida i econòmica		
Inconvenients	Baixa precisió en la determinació de l'edat del	Inadequades quan la deformació es reparteix	
	canal desplaçat	en més d'una traça de falla paral·lela	
	Baixa precisió en la mesura del desplaçament	Costoses, pel que fa econòmicament com	
	Incerteses epistèmiques i aleatòries elevades	temporalment	
	La preservació de les evidències de		
	desplaçament està molt condicionada pels usos		
	del terreny		

Taula 7.1. Resum dels avantatges i inconvenients de l'anàlisi morfotectònica i de l'excavació de trinxeres paleosísmiques en la determinació de la velocitat de desplaçament d'una falla activa.

7.3.2. Ús integrat de les dues aproximacions metodològiques en una mateixa localitat: exemple en el segment Lorca-Totana

La deformació en superfície provocada pel moviment recurrent d'una falla pot no ser constant en el temps ni homogeni al llarg de la falla tal i com pretenen reflectir els models variable, uniforme i característic (Figura 7.5; Sieh, 1981; Schwartz i Coppersmith, 1984). En aquest sentit, i per a falles amb un moviment lent-moderat, les dades geomorfològiques i les paleosísmiques es complementen: les dades morfotectòniques aporten informació d'elevada distribució espacial i que abasta llargs períodes de temps, mentre que la paleosismologia proporciona una informació d'una

resolució més elevada, però centrada en localitats específiques. Per a il·lustrar aquestes diferències, en aquest apartat, es comparen les dues metodologies quan s'apliquen a un mateix indret/segment de falla. Hi ha pocs estudis que combinen les dades obtingues amb les dues tècniques i tenen com a objectiu caracteritzar les falles amb taxes de deformació properes o molt inferiors al mil·límetre per any, motivats per les poques evidències de deformació preservades (p.ex. Martínez-Díaz et al., 2003; Vanneste et al., 2006; Moreno, 2011).

Combinar ambdues metodologies, però, requereix analitzar bé la coherència entre els valors obtinguts en superfície (anàlisi geomorfològica) i mitjançant l'anàlisi subterrània. Petites variacions en les assumpcions per a cadascuna de les tècniques pot resultar en valors contradictoris. La comparació entre els resultats obtinguts de forma independent és una font de riquesa en la discussió final. Per exemple, Beauprêtre et al. (2013) analitzen els desplaçaments en superfície i aquells enterrats en unitats d'un ventall al·luvial afectat per la falla Wellington (New Zealand), però no discuteixen la incongruència existent entre les mesures realitzades. Aquests autors, obtenen desplaçaments mesurats en superfície majors que les de les unitats en profunditat, quan el desplaçament acumulat en les segones hauria de ser major, ja que la unitat on s'encaixa és més antiga i per tant és susceptible d'haver patit els mateixos o més

L'anàlisi realitzat a la falla d'Alhama de Murcia, concretament en la traça sud del segment Lorca-Totana (SFAM) constitueix un bon exemple del valor afegit en combinar els dos tipus de dades. Aquí, s'han obtingut velocitats de desplaçament laterals a partir d'una anàlisi morfotectònica i d'una paleosísmica. Malgrat que les trinxeres i el canal analitzat es trobin a un quilòmetre de distància (ventalls de El Saltador i de La Salud, respectivament; Figura 7.9), els materials i l'edat de les unitats que conformen els ventalls són els mateixos, i per tant la comparació entre les dues dades és possible. S'ha comparat, doncs, el desplaçament del canal D mesurat en les trinxeres amb el canal 055 en superfície.



Figura 7.9. Mapa geològic d'una part del segment Lorca-Totana. S'indica on s'han excavat les trinxeres paleosísmiques de El Saltador amb un quadrat blanc i el desplaçament 055 a la superfície del ventall al·luvial de La Salud. Llegenda: Ta-e, roques del Messinià; Q1-4 (de jove a antiga), fases de ventall al·luvial modificades de Martínez-Díaz et al. (2003).

El paleocanal D, identificat en la seqüència estratigràfica en el ventall de El Saltador, correspon a un sistema de canals encaixats a la part alta del ventall, i mostra un desplaçament acumulat de $16,3^{+2,7}/_{-0,3}$ m. Per altra banda, el canal en la superfície del ventall de La Salud, que hauria de ser més recent que el paleocanal, presenta un desplaçament de $28,7 \pm 2,7$ m. Aquest fet podria semblar incoherent, ja que els desplaçaments en paleocanals a priori han de ser iguals o majors que els observats en superfície (més recents). Una possible explicació a aquesta incoherència és que aquest paleocanal, amb una edat compresa entre 15 i 21 ka, podria haver estat encaixat amb

posterioritat a l'abandonament de la sedimentació al·luvial en la superfície de El Saltador. Pel canal del ventall de La Salud només se n'ha pogut constrènyer una edat màxima de $28,2 \pm 2,0$ ka (edat de la unitat al·luvial D3 en la trinxera de La Salud, Canora et al., 2016; Figura 7.9). Tenint en compte aquestes dades, no hi ha res que indiqui que l'encaixament del paleocanal D és anterior a l'encaixament del canal 055, contràriament a la conclusió a la que s'arribaria sense fer una anàlisi detallada de les dades.

La velocitat de desplaçament de la FAM hauria de ser semblant en les dues localitats, ja que es tracta d'elements desplaçats per una mateixa traça de falla, que es troben molt propers entre ells i tenen una edat equivalent. La velocitat lateral obtinguda en les trinxeres de El Saltador $(0,9 \pm 0,1 \text{ mm/a})$ i la velocitat mínima calculada mitjançant l'anàlisi geomorfològica a La Salud $(1,0 \pm 0,2 \text{ mm/a})$ són coincidents en l'interval 0,8 - 1,0 mm/a pels darrers 25 ka. La coincidència d'aquests dos valors demostra que la integració de totes les dades és necessària i permet obtenir resultats robustos. A més suggereix que els dos elements no presentaven cap desviació inicial en el moment d'encaixar-se.

7.3.3. Solucions proposades per adaptar la metodologia a la caracterització sísmica de falles de velocitat de desplaçament lenta-moderada

Tal i com s'explica en la introducció, la majoria de tècniques morfotectòniques i paleosísmiques estan dissenyades per i en falles de velocitat de desplaçament ràpida (> 5 mm/a). Amb la voluntat (i com a conseqüència) d'aplicar aquestes metodologies a l'estudi de la FAM, s'ha posat en evidència que les particularitats de les falles amb una velocitat al voltant d'1 mm/any n'impedeixen la seva directa utilització, i en les dues aproximacions es requereix, com a mínim, d'una adaptació o ampliació de les tècniques més comunament utilitzades. Així doncs, en aquesta tesi s'ha proposat: a) una ampliació de la metodologia per a caracteritzar segons la qualitat de la dada observada el canals desplaçats en superfície, 2) una modificació del codi de *Matlab LaDiCaoz* escrit per Zielke et al. (2012), i 3) una modificació de la tècnica paleosísmica per a mesurar desplaçaments d'elements lineals enterrats i exposats en trinxeres.

Per a la caracterització dels canals desplaçats en superfície, s'ha proposat un flux de treball per poder atorgar una qualitat als canals desplaçats identificats al camp (Figura 2.24 i Figura 2.26). La millora permet una unificació de criteris per tal que la puntuació

que s'atribueix a cada desplaçament sigui independent del/la geòleg/a que està duent a terme l'anàlisi. Prèviament (Zielke et al., 2012; i referències incloses), la puntuació incloïa indistintament conceptes subjectius i objectius per a cada element lineal desplaçat per la falla. En la nova proposta es diferencien aquestes dues vessants, i es descriuen fins a tres paràmetres i tres sub-paràmetres objectius per a caracteritzar cada canal. Tot això permet escollir els millors desplaçaments per a calcular la velocitat de desplaçament.

S'ha modificat el codi *LaDiCaoz* (*apartat 2.5.1*) per tal de calcular automàticament la tendència del canal, fet que fa disminuir l'ambigüitat en fer aquest pas manualment. D'aquesta manera, la tendència del canal és independent de la subjectivitat del/a geòleg/a que realitza l'anàlisi. Per a fer-ho, cal primer obtenir la xarxa de drenatge de la zona analitzada i després ajustar una línia recta tridimensional al segment del canal no afectat per la zona de falla (es repeteix l'ajust per al segment de canal a l'altre bloc de la falla). A continuació, en projectar aquestes línies rectes contra la falla es pot calcular la posició en l'espai del punt homòleg de cada segment del canal desplaçat, i per tant mesurar el desplaçament entre la parella de punts obtinguda.

Finalment, s'ha proposat calcular els desplaçaments de paleocanals en trinxeres paleosísmiques tridimensionals evitant acostar-se a la zona de falla, de manera semblant a com es fa en els anàlisis morfotectònics, on els canals es projecten contra la falla a certa distància. La proposta sorgeix de proves d'assaig-error realitzades en les trinxeres en voler excavar trinxeres paral·leles progressivament en direcció a la zona de falla, tal i com suggereix la tècnica més estesa (McCalpin et al., 2009; i referències incloses).

En la nova tècnica, es posiciona i es georeferencia l'element desplaçat (normalment un paleocanal) en un mínim de vuit parets de trinxera (quatre a cada bloc de la falla). Als punts pertanyents a un element del canal (marges o depocentre) se'ls ajusta matemàticament una línia recta tridimensional (aquesta línia correspon a la línia homòloga del canal per a aquell element). Les interseccions d'aquesta línia i la seva corresponent a l'altre bloc de la falla contra el pla de falla defineixen els punts homòlegs. Finalment es mesura la distància entre els punts homòlegs sobre el pla de falla, que equival a la mesura del desplaçament.

Totes aquestes modificacions eviten excavar progressivament trinxeres i esquiven la deformació a la zona de falla (a El Saltador s'han descrit uns 5 m de falles associades a

la falla principal; Figura 3.21) on el canal desplaçat pot ser difícil de delimitar. També permeten augmentar la precisió i l'exactitud de les mesures realitzades (arriba a ser centimètrica, si l'adquisició dels punts al camp es fa amb un GPS diferencial) i els components laterals i verticals del desplaçament. Els codis serveixen per a falles amb qualsevol cabussament, ja que el que es pretén es poder calcular el desplaçament net. Tot i així, la FAM ha estat modelitzada com una falla vertical, ja que en el camp el cabussament d'aquesta ja era molt proper a la verticalitat i no era constant. Per a avaluar els errors assumits en aquesta simplificació, s'ha calculat que per falles amb un cabussament de 80°, la variació del salt total respecte al vertical és només d'un 1 %.

L'inconvenient principal d'aquesta tècnica és que només pot ser aplicada en paleocanals amb baixa sinuositat, ja que s'ha de poder aproximar una línia recta als punts que afloren del canal. Donat que la geometria d'un canal enterrat és difícil d'establir, s'ha fet un anàleg amb els canals superficials en la mateixa zona prèviament a l'aplicació de la tècnica descrita.

7.3.4. Eines disponibles per a calcular els paràmetres sísmics

Recentment han aparegut eines relacionades amb la tectònica activa que aspiren a facilitar el càlcul dels paràmetres sísmics d'una falla. Malauradament, el llenguatge de programació per aplicar-les no està unificat, i això dificulta la seva utilització en alguns casos. Aquest seria el cas de l'eina "*Slip Rate Calculator*" desenvolupada per Richard Styron (2016), i escrita en llenguatge Python. Aquesta eina, per a poder ser utilitzada, requereix una gran quantitat d'informació sobre paràmetres sísmics de la falla estudiada, que en el cas de moltes falles de velocitat lenta-moderada, com la FAM, no està disponible. Això és semblant al que succeeix amb el codi *FISH* escrit per a *Matlab* (Pace et al., 2016). Aquest programa permet obtenir indirectament alguns paràmetres sísmics de les falles actives, com ara la magnitud i la recurrència, basant-se en moltes dades geomètriques i de desplaçament de la falla. Defenso que quan no es disposa de tantes dades, és millor calcular la magnitud amb un full de càlcul estàndard (permet triar la relació empírica sobre la qual es vol aplicar, tenint en compte les característiques i la cinemàtica de la falla), ja que *FISH* només disposa de dues relacions empíriques. Per al càlcul de la recurrència, l'OxCal ha demostrat ser una eina molt útil per a tal finalitat.

8 Conclusions

The main objective of this chapter is to summarize the main results and conclusions of this thesis.

8. Conclusions

I obtained precise values of the lateral slip rate of a slow-moderate moving strike-slip, the Alhama de Murcia fault (AMF) by applying and combining two different methods: a morphotectonic analysis and a three-dimensional paleoseismic trenching study. In the first case, I calculated minimum lateral slip rates of 1.6-1.7 mm/yr (since the Middle Pleistocene) and 1.0 ± 0.2 mm/yr (for the last 28 ka) for the Goñar-Lorca and Lorca-Totana segments, respectively. By means of 3D paleoseismic trenching at the El Saltador site, a ~15.5–22.0 ka BP buried channel laterally offset 16.3 $^{+2.7}/_{-0.3}$ m was measured, yielding 0.9 ± 0.1 mm/yr lateral slip rate for the last 20 ka for the SAMF of the Lorca-Totana segment. These values agree with recent geodetic estimations of $1.5 \pm$ 0.3 mm/yr of horizontal slip accommodated by the AMF and the Palomares fault and emphasize the higher weight of the former. The slip rates obtained for the SAMF of the Lorca-Totana segment, together with geomorphologic observations related to the tectonic behaviour of the two other subparallel faults of the segment, suggest the partitioning of the deformation into left lateral (SAMF) and dip slip (NAMF and f-AMF) strands. In agreement with previous studies on the Eastern Betics Shear Zone (EBSZ), my results strengthen the previous proposed idea that the Alhama de Murcia fault (together with Carboneras fault) is one of the most active and fast strike-slip faults of this system for which short-term slip rate has been calculated.

Paleoseismic trenches at the El Saltador site also provided the longest record of paleoearthquakes (10 seismic events) reported to date for the AMF, which yield a mean recurrence interval of ~3.5–5.3 ka for the past 59 ka, calculated with OxCal program, and a possible activity increase in the last 30 ka (the minimum recurrence for recent earthquakes is 2000 years). The events identified may correlate with the earthquakes identified in previous paleoseismic studies on the AMF, which suggest that some of them may have caused the rupture of, at least, two fault segments (Goñar-Lorca and Lorca-Goñar segments). The combination of the net slip rate and the recurrence period yields 4.0 ± 1.2 m of maximum net slip per event and ~0.7 m of vertical slip per event. For the Lorca-Totana fault segment, I calculated a maximum expected magnitude of Mw 6.7 \pm 0.3 by introducing the obtained slip rate into available empirical relations. However, the rupture of the entire fault would cause an Mw ~7.5 earthquake.

Methodologically, I conclude that morphotectonic analyses and 3D paleoseismic trenching are complementary, and that each one has advantages and disadvantages. Trenching provides the most precise measurement of slip rate at a specific point, whereas morphotectonic analyses can be used to evaluate slip rates over larger areas and at a lower cost. In slow-moderate moving faults, the integration of the two techniques is desirable, since measurable offsets may be rare. In those cases, the values obtained have to be analysed and compared.

Due to the characteristics of slow-moderate (< 5 mm/a) moving faults, I proposed two modifications of common methods used to obtain lateral slip rates in fast moving faults with the aim to adapt them to the study of moderate to low moving faults. First, I included a detailed guidelines for constraining the reliability of each measurement of a surface channel offset. This procedure has shown to be useful to select the best offsets for the slip rate calculation. Second, I performed the paleoseismological analysis based on discrete exposures (trenches) of buried paleochannel sections instead of using the classical progressive trenching excavation towards the fault. This avoids the wide fault zone area observed at the Alhama de Murcia fault and reduces the destruction of the geological record. The mathematical approach I designed precisely calculates the offset of the paleochannels based on the 3D straight line that best fits the labelled channel points. This method proved to be useful for channels whose shape in the fault zone can be approximated to a straight line.

The coarse and continental facies and the old age (Holocene and Upper Pleistocene) of the alluvial fans affected by fault activity are seldomly suitable for dating by radiocarbon. Therefore, I combined it with two more dating techniques: stimulated luminescence, which dates the last exposure of fine grains; and U-series, to calculate soil formation. Most of the calculated ages agree stratigraphically in the El Saltador trenches. The Optically Stimulated Luminescence (OSL) was applied to multi-grain small aliquots of quartz, whereas single-grain feldspat aliquots were analysed with Infrared Stimulated Stimulated Luminescence. The application of the U-series to small amounts (milligrams) of pedogenic carbonate was used here for the first time in the Iberian Peninsula. It was found to work well in cases in which neither organic matter nor fine grained deposits are available. In the El Saltador paleoseismological site, this technique corroborated the correlation between the two segments (each one in a fault wall) of a buried paleochannel. A comparison of the ages of soils and sedimentary units (numericaly dated), the entrenchment moments and the available regional climate curves suggests that landscape instability is higher during glacial stages, and erosion and deposition occurs during these time periods. However, when the climate is wetter and warmer (interglacial periods), soils develop on top of stable surfaces. Deposition and soil formation have shown to be exclusive processes.

The combination of different dating techniques provided the necessary age control to estimate a regional 3–8 ka time lapse between unit deposition and the precipitation of datable amounts of pedogenic carbonate by means of U-series dating. This value will be of interest for future U-series dating of pedogenic carbonates in the region comprising the Holocene and the Late Pleistocene, in which no additional dates are available. The depositional phases depending on climate stages cannot be correlated with previous alluvial fan generation cartographies, which comprise longer time spans.

The first bases for a regional soil chronosequence were proposed, although it is still incomplete, as it is only valid for the last 50 ka. Moreover, the index of soil development was calibrated using just five numerical dates. Although the proposed criteria (inspired by existing ones) for calculating the index showed good regression values with the available data, more calibrated soils are needed to construct a solid soil chronosequence. This chronosequence may be used regionally to estimate the age of soils based on their edaphic properties and stage of evolution.

Bibliografia

- Akciz, S. O., Ludwig, L. G., Zielke, O., Arrowsmith, J. R. (2014). Three-Dimensional Investigation of a 5 m Deflected Swale along the San Andreas Fault in the Carrizo Plain. Bulletin of the Seismological Society of America 104(6), 2799–2808. doi: 10.1785/0120120172
- Alfaro, P., Galindo Zaldívar, J., Jabaloy Sánchez, A., López Garrido, A. C., Sanz de Galdeano, C. (2001). Evidence for the activity and paleoseismicity of the Padul fault (Betic Cordillera, SE Spain). Acta Geológica Hispánica 36, 283-295
- Alfaro, P., Delgado, J., García-Tortosa, F. J., Lenti, L., López, J. A., López-Casado, C., Martino, S. (2012a). Widespread landslides induced by the Mw 5.1 earthquake of 11 May 2011 in Lorca, SE Spain. Engineering Geology 137-138, 40–52. doi: 10.1016/j.enggeo.2012.04.002
- Alfaro, P., Bartolomé, R., Borque, M. J., Estévez, A., García-Mayordomo, J., García-Tortosa, F. J., Gil, A. J., Gràcia, E., Lo Iacono, C., Perea, H. (2012b). The Bajo Segura Fault Zone: Active blind thrusting in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain). Journal of Iberian Geology 38(1), 271–284
- Allen, C. R. (1986). Seismological and paleoseismological techniques of research in active tectonics. A: Wallace Chairman, R. E. (Ed.), Active Tectonics: Studies in Geophysics National Academy Press, Washington, DC, USA
- Alonso, P., Sierra, C., Ortega, E., Dorronsoro, C. (1994). Soil development indices of soils developed on fluvial terraces (Peñaranda de Bracamonte, Salamanca, Spain). Catena 23(3-4), 295–308. doi: 10.1016/0341-8162(94)90074-4
- Alonso-Zarza, A. M., Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C. (1998). Fan-surface dynamics and biogenic calcrete development: interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia). Geomorphology 24, 147–167
- Anderson, E. M. (1905). The Dynamics of Faulting. Transactions of the Edinburgh Geological Society 8, 387-402
- Anderson, J. G., Wesnousky, S. G., Stirling, M. W. (1996). Earthquake size as a function of fault slip rate. Bulletin of the Seismological Society of America 86(3), 683–690
- Argus, D. F., Gordon, R. G., DeMets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 12(11). doi: 10.1029/2011GC003751
- Armijo, R. (1977). La zone des failles Lorca–Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Étude tectonique et neotectonique. Tesi doctoral, Université Paris VII, Paris
- Ayuntamiento de Lorca (2016). Población. Disponible a: http://www.lorca.es/poblacion/poblacion.asp?id=128. Consultat per darrer cop: 06/05/2016
- Baartman, J. E. M., Veldkamp, A., Schoorl, J. M., Wallinga, J., Cammeraat, L. H. (2011). Unravelling Late Pleistocene and Holocene landscape dynamics: The Upper Guadalentín Basin, SE Spain. Geomorphology 125(1), 172–185. doi: 10.1016/j.geomorph.2010.09.013
- Badía, D., Martí, C., Palacio, E., Sancho, C., Poch, R. M. (2009). Soil evolution over the Quaternary period in a semiarid climate (Segre river terraces, northeast Spain). Catena 77(3), 165–174. doi: 10.1016/j.catena.2008.12.012
- Badía, D., Martí, C., Casanova, J., Gillot, T., Cuchí, J. A., Palacio, J., Andrés, R. (2015). A Quaternary soil chronosequence study on the terraces of the Alcanadre River (semiarid Ebro Basin, NE Spain). Geoderma 241-242, 158–167. 10.1016/j.geoderma.2014.11.017
- Balanyá, J. C., García-Dueñas, V. (1987). Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 304, 929-932
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G., Zindler, A. (1990). Calibration of the 14C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. Nature 345(6274), 405–10
- Beauprêtre, S., Manighetti, I., Garambois, S., Malavieille, J., Dominguez, S. (2013). Stratigraphic architecture and fault offsets of alluvial terraces at Te Marua, Wellington fault, New Zealand, revealed by pseudo-3D GPR investigation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 118(8), 4564–4585. doi: 10.1002/jgrb.50317
- Bilzi, A. F., Ciolkosz, E. J. (1977). A field morphology scale for eval- uating pedological development. Soil Science 124, 45–48
- Birkeland, P. W. (1999). Soils and Geomorphology. Tercera edició, Oxford University Press, New York, USA
- Blanco, A., De Tomasi, F., Filippo, E., Manno, D., Perrone, M. R., Serra, A., Tafuro, A. M., Tepore, A. (2003). Characterization of African dust over southern Italy. Atmospheric Chemistry and Physics 3, 2147–2159
- Blisniuk, P. M., Sharp, W. D. (2003). Rates of late Quaternary normal faulting in central Tibet from U-series dating of pedogenic carbonate in displaced fluvial gravel deposits. Earth and Planetary Science Letters 215, 169–186. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00374-1
- Blisniuk, K., Oskin, M., Fletcher, K., Rockwell, T., Sharp, W. (2012). Assessing the reliability of U-series and 10Be dating techniques on alluvial fans in the Anza Borrego Desert, California. Quaternary Geochronology 13, 26–41. doi: 10.1016/j.quageo.2012.08.004
- Boixadera, J., Poch, R. M., Lowick, S. E., Balasch, J. C. (2015). Loess and soils in the eastern Ebro Basin. Quaternary International 376, 114–133. doi: 10.1016/j.quaint.2014.07.046
- Bond, C. E., Gibbs, A. D., Shipton, Z. K., Jones, S. (2007). What do you think this is? "Conceptual uncertainty" In geoscience interpretation. GSA Today 17(11), 4–10. doi: 10.1130/GSAT01711A.1
- Bond, C. E., Philo, C., Shipton, Z. (2011). When there isn't a right answer: interpretation and reasoning, key skills for twenty-first century geoscience. International Journal of Science Education 33(5), 629–652. doi: 10.1080/09500691003660364
- Booth-Rea, G., Azañón, J. M., García-Dueñas, V. (2004). Extensional tectonics in the northeastern Betics (SE Spain): case study of extension in a multilayered upper crust with contrasting rheologies. Journal of Structural Geology 26(11), 2039–2058. doi: 10.1016/j.jsg.2004.04.005
- Booth-Rea, G., Ranero, C. R., Martínez-Martínez, J. M., Grevemeyer, I. (2007). Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8, Q10005. doi: 10.1029/2007GC001639
- Bøtter-Jensen, L., Thomsen, K. J., Jain, M. (2010). Review of optically stimulated luminescence (OSL) instrumental developments for retrospective dosimetry. Radiation Measurements 45(3–6), 253-257
- Bourdon, B., Turner, S., Henderson, G.M., Lundstrom, C. (2003). Introduction to U-series Geochemistry. A: Uranium-series Geochemistry, Reviews in Mineralogy & Geochemistry 52, 1-22
- Bousquet, J. C. (1979). Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. Tectonophysics 52, 277–286
- Bousquet, J. C., Phillip, H. (1976). Observations micro-tectoniques sur la distension pliopleistocene ancien dans l'est des Cordillères Bétiques (Espagne meridionale). Cuadernos de Geología— Universidad de Granada 7, 57–67

- Bronk Ramsey, C. (2008). Deposition models for chronological records. Quaternary Science Reviews 27, 42–60. doi:10.1016/j.quascirev.2007.01.019
- Bull, W. (2007). Tectonic Geomorphology of Mountains: A new approach to paleoseismology. Willey-Blackwell, United Kingdom.
- Buylaert, J. P., Murray, A. S., Thomsen, K. J., Jain, M. (2009). Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. Radiation Measurements 44, 560– 565. doi:10.1016/j.radmeas.2009.02.007
- Calais, E., DeMets, C., Nocquet, J. M. (2003). Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions? Earth and Planetary Science Letters 216(1-2), 81–92. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00482-5
- Calero, J., Delgado, R., Delgado, G., Martín-García, J. M. (2008). Transformation of categorical field soil morphological properties into numerical properties for the study of chronosequences. Geoderma 145(3-4), 278–287. doi: 10.1016/j.geoderma.2008.03.022
- Calmel-Avila, M. (2002). The Librilla "rambla", an example of morphogenetic crisis in the Holocene (Murcia, Spain). Quaternary International 93-94, 101–108. doi: 10.1016/S1040-6182(02)00009-5
- Campbell, G. E., Walker, R. T., Abdrakhmatov, K., Schwenninger, J., Jackson, J., Elliott, J. R., Copley, A. (2013). The Dzhungarian fault: Late Quaternary tectonics and slip rate of a major right-lateral strike-slip fault in the northern Tien Shan region. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 118(10), 5681–5698. doi: 10.1002/jgrb.50367
- Candy, I., Black, S., Sellwood, B. W., Rowan, J. S. (2003). Calcrete profile development in Quaternary alluvial sequences, southeast Spain: implications for using calcretes as a basis for landform chronologies. Earth Surface Processes and Landforms 28(2), 169– 185
- Candy, I., Black, S., Sellwood, B. W. (2005). U-series isochron dating of immature and mature calcretes as a basis for constructing Quaternary landform chronologies for the Sorbas basin, southeast Spain. Quaternary Research 64(1), 100–111. doi: 10.1016/j.yqres.2005.05.002
- Candy, I., Black, S. (2009). The timing of Quaternary calcrete development in semi-arid southeast Spian: Investigating the role of climate on calcrete genesis. Sedimentary Geology 218, 6–15
- Canora, C., Roca, C., Martínez-Díaz, J., Insua-Arévalo, J. M., Martín-González, F., Gómez-Ortiz, D., Martínez-Pagan, P., Masana, E., Ortuño, M., Ferrater, M., Medialdea, A. (acceptat). Nuevos datos de actividad paleosísmica de la falla de Alhama de Murcia en el abanico de La salud (segmento Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia), Béticas orientales. IX Congreso Geológico de España
- Capo, R. C., Chadwick, O. A. (1999). Sources of strontium and calcium in desert soil and calcrete. Earth and Planetary Science Letters 170, 61–72, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00090-4
- Casas, A. M., Gapais, D., Nalpas, T., Besnard, K., Roma, T. (2001). Analogue models of transpressive systems. Journal of Structural Geology 23, 733–743
- Cerling, T.E. (1999). Stable carbon isotopes in paleosol carbonates. Special Publications International Association Sedimentology 27, 43-60
- Cheng, H., Edwards, R. L., Shen, C. C., Polyak, V. J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X., Alexander, E. C. (2013). Improvements in Th-230 dating, Th-230 and U-234 half-life values, and U-Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. Earth Planet. Sci. Lett. 371–372, 82–91

- Chevalier, M. L., Tapponnier, P., Van der Woerd, J., Ryerson, F. J., Finkel, R. C., Li, H. (2012). Spatially constant slip rate along the southern segment of the Karakorum fault since 200ka. Tectonophysics 530-531, 152–179. doi: 10.1016/j.tecto.2011.12.014
- Chevalier, M. L., Van Der Woerd, J., Tapponnier, P., Li, H., Ryerson, F. J., Finkel, R. C. (2016). Late quaternary slip-rate along the central bangong-chaxikang segment of the karakorum fault, western Tibet. Bulletin of the Geological Society of America 128(1-2), 284–314. doi: 10.1130/B31269
- Clark, M. M., Grantz, A., Rubin, M. (1972). Holocene activity on the Coyote Creek fault as recorded in sediments of Lake Cahuilla. U.S. Geological Survey Professional Papers 787, 112–130.
- Consejo de Seguridad Nacional (1999). Proyecto Datación. Consejo de Seguridad Nacional, Madrid
- Converse, Davis and Associates (1968). Geologic report on the probability of faulting at the Paramedical Building site, San Fernando Valley Joint Union College District (informe sense publicar)
- Cowgill, E. (2007). Impact of riser reconstructions on estimation of secular variation in rates of strike–slip faulting: Revisiting the Cherchen River site along the Altyn Tagh Fault, NW China. Earth and Planetary Science Letters 254(3-4), 239–255. doi: 10.1016/j.epsl.2006.09.015
- Craig, H. (1954). Carbon-13 in plants and the relationship between carbon-13 and carbon-14 variations in nature. Journal of geology 62, 115-149
- Crowell, J. C., Sylvester, A. G. (1979). Introduction to the San Andreas–Salton Trough juncture. A: Crowell, J. C., Sylvester, A. G. (Eds.), Tectonics of the Juncture Between the San Andreas Fault System and the Slaton Trough, South-Eastern California. University of California, Santa Barbara, USA
- Cunningham, W. D., Mann, P. (2007). Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. Geological Society, London, Special Publications 290, 1-12
- De Larouziére, F. D., Bolze, J., Bordet, P., Hernández, J., Montenat, C., Ott d'Estevou, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. Tectonophysics 152, 41–52
- De Pascale, G. P., Quigley, M. C., Davies, T. R. H. (2014). Lidar reveals uniform Alpine fault offsets and bimodal plate boundary rupture behavior, New Zealand. Geology 42(5), 411–414. doi: 10.1130/G35100.1
- 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. Geophysical Research Letters 21, 2191–2194
- Dirección General de Patrimonio Natural y Biodiversidad de la Región de Murcia, (2008). *Proyecto NATMUR-08, vuelo fotogramétrico digital y levantamiento LiDAR de la Región de Murcia* Catálogo de Geoservicios de Medio Natural. Disponible a: <http://www.murcianatural.carm.es/natmur08/>. Consultat: novembre del 2011
- Dumas, B. (1977). Le levant espagnol. La genese du relief. Tesi doctoral, Université de Paris-Sorbonne, Paris
- Echeverria, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Martín-Dávila, J., Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. Tectonophysics 608, 600–612
- Echeverria, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Masana, E. (2015). Geodetic evidence for continuing tectonic activity of the Carboneras fault (SE Spain). Tectonophysics 663, 302–309. doi: 10.1016/j.tecto.2015.08.009

- Edwards, R. L., Chen, J. H., Wasserburg, G. J. (1986). 238U 234U 230Th 232Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. Earth and Planetary Science Letters 81, 175–192
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics 23, TC1012. doi: 10.1029/2002TC001488
- FAO, Food and Agriculture organization of the United Nations. (2006). Guidelines for Soil Description. Quarta edició, Roma, Italia
- Ferrater (2011). Obtenció dels paràmetres sísmics de la falla d'elsinore a partir de l'estudi de la superfície del terreny amb dades lidar. Treball de final de carrera, Universitat de Barcelona, Barcelona
- Ferrater (2012). Geomorphological response to recent fault activity along alhama de murcia fault zone. Treball de final de màster, Universidad de Granada, Granada
- Ferrater, M., Booth-Rea, G., Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M., Giaconia, F., Masana, E. (2015a). From extension to transpression: Quaternary reorganization of an extensional-related drainage network by the Alhama de Murcia strike-slip fault (eastern Betics). Tectonophysics 663, 33–47. doi: 10.1016/j.tecto.2015.06.011
- Ferrater, M., Silva, P. G., Ortuño, M., Rodríguez-Pascua, M. A., Masana, E. (2015b). Archaeoseismologic analysis of a Late Bronze Age site on the Alhama de Murcia Fault: Tira del Lienzo (Murcia, SE Spain). Geoarchaeoseismology 30, 151-164. doi: 10.1002/gea.215053
- Ferry, M., Meghraoui, M., Karaki, N. A., Al-Taj, M., Amoush, H., Al-Dhaisat, S., Barjous, M. (2007). A 48-kyr-long slip rate history for the Jordan Valley segment of the Dead Sea Fault. Earth and Planetary Science Letters 260, 394–406. doi: 10.1016/j.epsl.2007.05.049
- Figueiredo, P. M., Cabral, J. Rockwell, T. K. (2010). Southwest Portugal Plio-Pleistocene tectonic activity studies: the S.Teotónio-Aljezur-Sincera Fault System and coastal tectònic uplift evidences. A: Insua Arévalo, J. M., Martín-González, F. (Ed.), Resúmenes de la 1^a reunión sobre fallas actives y paleosismologia, Sigüenza, España
- Fiol, Ll. A., Fornós, J. J., Gelabert, B., Guijarro, J. A. (2005). Dust rains in Mallorca (Western Mediterranean): Their occurrence and role in some recent geological processes. Catena 63, 64–84
- Fletcher, K. E. K., Sharp, W. D., Kendrick, K. J., Behr, W. M., Hudnut, K. W., Hanks, T. C. (2010). 230Th/U dating of a late Pleistocene alluvial fan along the southern San Andreas fault. Geological Society of America Bulletin 122(9-10), 1347–1359. doi: 10.1130/B30018.1
- Fletcher, K. E. K., Rockwell, T. K., Sharp, W. D. (2011). Late Quaternary slip rate of the southern Elsinore fault, Southern California: Dating offset alluvial fans via 230 Th/U on pedogenic carbonate. Journal of Geophysical Research 116, 1–11. doi: 10.1029/2010JF001701
- Fossen, H., Tikoff, B., Teyssier, C. (1994). Strain modelling of transpressional and transtensional deformation. Norsk Geologisk Tidsskrift 74, 134-145
- Frankel, K. L., Dolan, J. F. (2007). Characterizing arid region alluvial fan surface roughness with airborne laser swath mapping digital topographic data. Journal of Geophysical Research 112(F2), F02025. doi: 10.1029/2006JF000644
- Frankel, K. L., Brantley, K. S., Dolan, J. F., Finkel, R. C., Klinger, R. E., Knott, J. R., Machette, M. N., Owen, L. A., Phillips, Janet L. Slate, J. L., Wernicke, B. P. (2007). Cosmogenic 10Be and 36Cl geochronology of offset alluvial fans along the northern Death Valley fault zone: Implications for transient strain in the eastern California shear zone. Journal of Geophysical Research 112(B6), B06407. doi: 10.1029/2006JB004350

- Frontera, T., Concha, A., Blanco, P., Echeverria, A., Goula, X., Arbiol, R., Khazaradze, G., Pérez, F., Suriñach, E. (2012). DinSar coseismic deformation of the May 2011 Mw 5.1 Lorca earthquake, (Southern Spain). Solid Earth 3, 111–119
- Fu, B., Awata, Y., Du, J., He, W. (2005). Late Quaternary systematic stream offsets caused by repeated large seismic events along the Kunlun fault, northern Tibet. Geomorphology 71, 278–292. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.03.001
- Fumal, T. E., Pezzopane, S. K., Weldon, R. J., II., Schwartz, D. P. (1993). A 100-year average recurrence interval for the San Andreas fault at Wrightwood, California. Science 259, 199–203
- Galbraith, R. F., Roberts, R. G., Laslett, G. M., Yoshida, H., Olley, J. M. (1999). Optical dating of single grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia. Part I: experimental design and statisticalmodels. Archaeometry 41, 339-364
- García-Meléndez, E. (2000). Geomorfología y Neotectónica del Cuaternario de la Cuenca de Huércal-Overa y Corredor del Almanzora. Análisis y Cartografía mediante Teledetección y SIG. Tesi doctoral, Universidad de Salamanca, Salamanca
- García-Meléndez, E., Goy, J. L., Zazo, C. (2003). Neotectonics and Plio-Quaternary landscape development within the eastern Huércal-Overa Basin (Betic Cordilleras, southeast Spain). Geomorphology 50, 111–133
- Gauyau, F., Bayer, R., Bousquet, J. C., Lachaud, J. C., Lesquer, A., Montenat, C. (1977). Le prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia entre Murcie et Alicante (Espagne meridionale). Bulletin de la Société géologique de France 19, 623-629
- Gile, L. H., Peterson, F. F., Grossman, R. B. (1966). Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. Soil Science 101, 347–360
- Giner-Robles, J. L., Pérez-López, R., Silva Barroso, P., Rodríguez-Pascua, M. Á., Martín-González, F., Cabañas, L. (2012). Análisis estructural de daños orientados en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Aplicaciones en arqueosismología. Boletín Geológico y Minero 123(4), 503–513
- Gold, R. D., Cowgill, E., Arrowsmith, J. R., Chen, X., Sharp, W. D., Cooper, K. M., Wang, X. F. (2011). Faulted terrace risers place new constraints on the late Quaternary slip rate for the central Altyn Tagh fault, northwest Tibet. Geological Society of America Bulletin 123(5-6), 958–978. doi: 10.1130/B30207.1
- Gold, P. O., Behr, W. M., Rood, D., Sharp, W. D., Rockwell, T. K., Kendrick, K., Salin, A. (2015). Holocene geologic slip rate for the Banning strand of the southern San Andreas Fault, southern California. Journal of Geophysical Research-Solid Earth 120, doi: 10.1002/2015JB012004
- Gómez, David (comunicació personal)
- Gómez, David, Martín-González, Fidel, Martínez-Díaz, José J. (comunicació personal)
- González, P. J., Tiampo, K. F., Palano, M., Cannavó, F., Fernández, J. (2012). The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading. Nature Geoscience 5(11), 821–825. doi: 10.1038/ngeo1610
- Goudie, A. S. (1983). Calcrete. A: Goudie, A. S., Pye, K. (Eds.), Chemical Sediments and Geomorphology. Academic Press, London, United Kingdom, 93–131.
- Grützner, C., Reicherter, K., Hübscher, C., Silva, P. G. (2012). Active faulting and neotectonics in the Baelo Claudia area, Campo de Gibraltar (southern Spain). Tectonophysics 554-557, 127–142. doi: 10.1016/j.tecto.2012.05.025
- Grützner, C., Ruano, P., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Becker-Heidmann, P., Sanz de Galdeano, C., Rudersdorf, A., Reicherter, K. (2013). Late Holocene rupture history of the Ventas de Zafarraya Fault (Southern Spain). Cuaternario y Geomorfología 27(3-4), 51–61

- Gutenberg, B., Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. Bulletin of the Seismological Society of America 34, 185–188
- Gutiérrez, F., Ortuño, M., Lucha, P., Guerrero, J., Acosta, E., Coratza, P., Piacentini, D. Soldati, M. (2008). Late Quaternary episodic displacement on a sackung scarp in the central Spanish Pyrenees. Secondary paleoseismic evidence? Geodinamica Acta 21(January), 187–202. doi: 10.3166/ga.23.209-223
- Gutiérrez-Santolalla, F., Acosta, E., Ríos, S., Guerrero, J., Lucha, P. (2005). Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. Geomorphology 69(1-4), 298–314. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.01.012
- Haddon, E. K., Amos, C. B., Zielke, O., Jayko, A. S., Bürgmann, R. (2016). Surface Slip during Large Owens Valley Earthquakes. Geochemistry, Geophysics, Geosystems. doi: 10.1002/2015GC006033
- Hajdas, I., Ivy, S. D., Beer, J., Bonani, G. (1993). AMS radiocarboni dating and varve chronology of Lake Soppensee. Climate dynamics 9, 107-116
- Hall, N. T., Wright, H., Clahan, K. B. (1999). Paleoseismic studies of the San Francisco Peninsula segment of the San Andreas Fault zone near Woodside, California. Journal of Geophysical Research 104, 23215–23236
- Hanks, T. C., Bakun, W. H. (2008). M-log A observations for recent large earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America 98(1), 490–494. doi: 10.1785/0120070174
- Harden, J. W. (1982). A quantitative index of soil development from field descriptions: examples from a chronosequence in central California. Geoderma 28, 1–28.
- Harden, J. W., Taylor, E. M. (1983). A quantitative comparison of soil development in four climatic regimes. Quaternary Research 20, 342–359
- Harvey, A. M. (1978). Dissected alluvial fans in southeast Spain. Catena 5, 177-211.
- Harvey, A. M. (1984). Aggradation and dissection sequences on spanish alluvial fans: influence on morphological development. Catena 11, 289–304
- Harvey, A. M. (1990). Factors influencing Quaternary alluvial fan development in Southeast Spain. A: Rachocki, A.H., Church, U. (Eds.), Alluvial Fans: A Field Approach. Wiley, New York, USA
- Huang, W. (1993). Morphologic patterns of stream channels on the active Yishi Fault, southern Shandong Province, Eastern China: implications for repeated great earthquakes in the Holocene. Tectonophysics 219, 283–304
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., Thewalt, M. L. W. (1985). Optically dating of sediments. Nature 313, 105–107
- Hütt, G., Jaek, I., Tchonka, J. (1988). Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra. Quaternary Science Reviews 7(3-4), 381–385. doi: 10.1016/0277-3791(88)90033-9
- IGME (2015). QAFI v.3: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Disponible a: http://info.igme.es/QAFI. Consultat per darrer cop: 16/06/2016
- IGN, Instituto Geográfico Nacional (2016). Servicio de información sísmica, catálogo de terremotos. Disponible a: http://www.01.ign.es/ign/layoutIn/sismoFormularioCatalogo. Consulta: 01/03/2016
- Insua-Arévalo, J. M., García-Mayordomo, J., Salazar, A., Rodríguez-Escudero, E., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Canora, C., Martín-Banda, R., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M. A. (2012). Actividad holocena y pleistocena de la falla de Carrascoy, Murcia. Resultados preliminares de un análisis paleosísmico. Geotemas 13, 1511-1514
- Insua-Arévalo, J. M., García-Mayordomo, J., Salazar, A., Rodríguez-Escudero, E., Martín-Banda, R., Álvarez-Gómez, J. A., Canora, C., Martínez-Díaz, J. J. (2015).

Paleoseismological evidence of holocene activity of the Los Tollos fault (Murcia, se Spain): A lately formed quaternary tectonic feature of the eastern betic shear zone. Journal of Iberian Geology 41(3), 333–350. doi: 10.5209/rev_JIGE.2015.v41.n3.49948

- Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. C., Essling, A. M. (1971). Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of U235 and 238U. Physical Review C 4(5), 1889-1906
- Jahn, R. (1997). Bodenlandschaften subtropischer mediterraner Zonen. A: Blume, H. P. Felix-Henningsen, P. Fischer, W. R. Frede, H. G. Horn, R. Stahr K. (Eds.), Handbuch der Bodenkunde, chapter 3.4.5.4. 2. Ergänzungslieferung, 3/97, Ecomed Verlagsgesellschaft, Landsberg/Lech, Germany
- Jiménez-Munt, I., Negredo, A. M. (2003). Neotectonic modelling of the Africa-Eurasia plate boundary from the Mid-Atlantic ridge to Algeria. Earth and Planetary Science Letters 205, 257-271. doi: 10.1016/S0012- 821X(02)01045-2
- Jiménez-Munt, I., Sabadini, R., Gardi, A. (2003). Active deformation in the Mediterranean from Gibraltar to Anatolia inferred from numerical modeling and geodetic and seismological data. Journal of Geophysical Research 108, ETG 2-1–ETG 2-24 doi: 10.1029/2001JB001544
- Keller, E. A., Pinter, N. (1996). Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall, New York
- Khazaradze, G., Gárate, J. Suriñach, E., Martín-Dávila, J., Asensio E. (2008). Crustal deformation in south-eastern Betics from CuaTe-Neo GPS network. Geo-Temas 10, 1023–1026.
- Klinger, Y., Etchebes, M., Tapponnier, P., Narteau, C. (2011). Characteristic slip for five great earthquakes along the Fuyun fault in China. Nature Geoscience 4(6), 389–392. doi: 10.1038/ngeo1158
- 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 and Planetary Science Letters 308, 211–217. doi: 10.1016/j.epsl.2011.05.048
- Krijgsman, W. (2000). The 'Tortonian salinity crisis' of the eastern Betics (Spain). Earth and Planetary Science Letters 181, 497-511. doi: 10.1016/S0012-821X(00)00224-7
- Ku, T. L., Bull, Freeman, W. B., Thomas, S., Knauss, K. G. (1979). Th230 U234 dating of pedogenic carbonates in gravelly desert soils of Vidal Valley, southeastern California. Geological Society of America Bulletin 90(91108), 1063–1073
- Kurcer, A., Chatzipetros, A., Tutkin, S. Z., Pavlides, S., Ates, O., Valkaniotis, S. (2008). The Yenice-Gonen active fault (NW Turkey). Active tectonics and paleoseismology. Tectonophysics 453(1–4), 263–275
- Lafuente, P. (2011). Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concud (Cordillera Ibérica central). Tesi doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza
- Lancaster, N. (2008). Desert dune dynamics and development: insights from luminescence dating. Boreas 37, 559-573
- Langridge, R. M., Ries, W. F., Farrier, T., Barth, N. C., Khajavi, N., De Pascale, G. P. (2014). Developing sub 5-m LiDAR DEMs for forested sections of the Alpine and Hope faults, South Island, New Zealand: Implications for structural interpretations. Journal of Structural Geology 64, 53–66. doi: 10.1016/j.jsg.2013.11.007
- Levine, E. R., Ciolkosz, E. J. (1983). Soil development in till of various ages in Northeastern Pennsylvania. Quat. Res. 19, 85–99
- Libby, W.F. (1955). Radiocarbon dating. Segona edició, University of Chicago Press, Chicago, USA

- Lienkaemper, J. J., Bronk Ramsey, C. (2009). OxCal: Versatile tool for developing paleoearthquake chronologies—A primer. Seismological Research Letters 80, 431–434
- Lindvall, S. C., Rockwell, T. K. (1995). Holocene activity of the Rose Canyon fault zone in San Diego, California. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 100(B12), 24121–24132. doi: 10.1029/95JB02627
- Lisiecki, L. E., Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ 18 O records. Paleoceanography 20, PA1003. doi: 10.1029/2004PA001071
- Liu, C., Zhu, B., Yang, X., Shi, Y. (2016). Geodynamic background of the 2008 Wenchuan earthquake based on 3D visco-elastic numerical modelling. Physics of the Earth and Planetary Interiors 252, 23–36. doi: 10.1016/j.pepi.2016.01.003
- Liu, J., Klinger, Y., Sieh, K., Rubin, C. (2004). Six similar sequential ruptures of the San Andreas fault, Carrizo Plain, California. Geology 32(8), 649–652. doi: 10.1130/G20478.1
- Liu-Zeng, J., Klinger, Y., Sieh, K., Rubin, C., Seitz, G. (2006). Serial ruptures of the San Andreas fault, Carrizo Plain, California, revealed by three-dimensional excavations. Journal of Geophysical Research 111(B2), B02306. doi: 10.1029/2004JB003601
- Lonergan, L., Schreiber, B. C. (1993). Proximal deposits at a fault-controlled basin margin, Upper Miocene, SE Spain. Journal of the Geological Society 150(4), 719–727. doi: 10.1144/gsjgs.150.4.0719
- Lonergan, L., White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. Tectonics 16, 504-522
- López-Comino, J. Á., Mancilla, F. D. L., Morales, J., Stich, D. (2012). Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). Geophysical Research Letters 39(3), 1–5. doi: 10.1029/2011GL050498
- Ludwig, K. R., Paces, J. B. (2002). Uranium-series dating of pedogenic silica and carbonate, Crater Flat, Nevada. Geochimica et Cosmochimica Acta 66(3), 487–506
- Machette, M. N. (1985). Calcic soils of the southwestern United States. Geological Society of America 203, 1–21
- Machette, M. N. (2000). Active, capable, and potentially active faults a paleoseismic perspective. Journal of Geodynamics 29, 387-392
- Marco, S., Rockwell, T. K., Heimann, A., Frieslander, U., Agnon, A. (2005). Late Holocene activity of the Dead Sea Transform revealed in 3D palaeoseismic trenches on the Jordan Gorge segment. Earth and Planetary Science Letters 234(1-2), 189–205. doi: 10.1016/j.epsl.2005.01.017
- Martín, R., Stich, D., Morales, J., Mancilla, F. (2015). Moment tensor solutions for the Iberian-Maghreb region during the IberArray deployment (2009–2013). Tectonophysics 663, 261–274. doi: 10.1016/j.tecto.2015.08.012
- Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Salazar, Á. E., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J. A., Medialdea, A., Herrero, M. J. (2015). New insights on the seismogenic potential of the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberia): Quaternary activity and paleoseismicity of the SW segment of the Carrascoy Fault Zone. Tectonics 35(1), 55–75. doi: 10.1002/2015TC003997
- Martínez-Díaz, José J. (comunicació oral)
- Martínez-Díaz, J. J. (1998). Neotectónica y Tectónica Activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética – España). Tesi doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid
- Martínez-Díaz, J. J. (2002). Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fauly. Tectonophysics 356, 291–305.
- Martínez-Díaz, J. J., Hernández-Enrile, J. L. (1999). Segmentación tectónica de la falla de Alhama de Murcia y actividad paleosísmica asociada. Contribución a la determinación

de la peligrosidad sísmica en la región de Murcia. A: I Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 75–87

- Martínez-Díaz, J. J., Hernández-Enrile, J. L. (2001). Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity along an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain). Acta Geologica Hispanica 36(3-4), 297–313.
- Martínez-Díaz, J. J., Masana, E., Santanach, P. (2001). Evidence for coseismic events of recurrent prehistoric deformation along the Alhama de Murcia fault, southeastern Spain. Acta Geologica Hispanica 36(3-4), 315–327
- Martínez-Díaz, J. J., Masana, E., Hernández-Enrile, J. L., Santanach, P. (2003). Effects of repeated paleoearthquakes on the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera, Spain) on the Quaternary evolution of an alluvial fan system. Annals of Geophysics 46(5), 775–791
- Martínez-Díaz, J. J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J. A., Mancilla, F. D. L., Stich, D., Herrera, G., Morales, J. (2012a). Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. Tectonophysics 546-547, 28–37. doi: 10.1016/j.tecto.2012.04.010
- Martínez-Díaz, J. J., Masana, E., Ortuño, M. (2012b). Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. Journal of Iberian Geology 38(1), 253–270
- Martínez-Díaz, J. J., Alonso Henar, J., Álvarez-Gómez, J. A. (2015). Más de 100 m de roca de falla muestreados. Disponible a: https://proyectointergeo.wordpress.com/2015/06/21/mas-de-100-m-de-roca-de-fallamuestreados/. Consultat per darrer cop: 17/06/2016
- 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
- Martrat, B., Grimalt, J. O., López-Martínez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H., Hodell, D. A. (2004). Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. Science 306(5702), 1762–1765. doi: 10.1126/science.1101706
- Maruyama, T., Lin, A. (2004). Slip sense inversion on active strike-slip faults in southwest Japan and its implications for Cenozoic tectonic evolution. Tectonophysics 383(1-2), 45–70. doi: 10.1016/j.tecto.2004.02.007
- Masana, Eulàlia (comunicació oral)
- Masana, E. (1995). L'activitat neotectònica a les Cadenes Costaneres Catalanes. Tesi doctoral, Universitat de Barcelona, Barcelona
- Masana, E., Villamarín, J. A., Santanach, P. (2001). Paleoseismic results from multiple trenching analysis along a silent fault: The El Camp fault (Tarragona, northeastern Iberian Peninsula). Acta Geologica Hispanica 36(3-4), 329–354
- 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. Journal of Geophysical Research 109, 1– 17. doi: 10.1029/2002JB002359
- Masana, E., Pallàs, R., Perea, H., Ortuño, M., Martínez-Díaz, J. J., García-Meléndez, E., Santanach, P. (2005). Large Holocene morphogenic earthquakes along the Albox fault, Betic Cordillera, Spain. Journal of Geodynamics 40(2-3), 119–133. doi: 10.1016/j.jog.2005.07.002
- McCalpin, J. P. (2009). Paleoseismology. Segona edició, Academic Press, USA
- McCalpin, J. P., Rockwell, T. K., Weldon, R. J. (1996). Paleoseismology of strike-slip tectonic environments. A: McCalpin, J. P. (Ed.), Paleoseismology, Academic Press, USA

- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. Geophysical Journal International 155, 126-138. doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.02023.x
- McGill, S. F., Sieh, K. (1991). Surficial offsets on the Central and Eastern Garlock Fault associated with prehistoric earthquakes. Journal of Geophysical Research 96(91), 21597–21621. doi: 10.1029/91JB02030
- Medialdea Alicia, Rhodes Edward (comunicació personal)
- Medialdea, A. (2013). Towards the reconstruction of flood histories: luminescence dating of palaeoflood depòsits. Tesi doctoral, Universidad Autónoma de Madrid, Madrid
- Meghraoui, M., Cisternas, A., Philip, H. (1986). Seismotectonics of the Cheli basin: Structural background of the El Asnam earthquake. Tectonics 5, 809-836. doi:10.1029/TC005i006p00809
- Meghraoui, M., Jaegy, R., Lammali, K., Albarède, F. (1988). Late Holocene earthquake sequences on the El Asnam (Algeria) thrust fault. Earth and Planetary Science Letters 90(2), 187–203. doi: 10.1016/0012-821X(88)90100-8
- Meghraoui, M., Gomez, F., Sbeinati, R., Van der Woerd, J., Mouty, M., Darkal, A. N., Radwan, Y., Layyous, I., Najjar, H. A., Darawcheh, R., Hijazi, F., Al-Ghazzi, R., Barazangi, M. (2003). Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea fault in Syria. Earth and Planetary Science Letters 210(1-2), 35–52. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00144-4
- Meijninger, B. M. L., Vissers, R. L. M. (2006). 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. doi: 10.1111/j.1365-2117.2006.00308.x
- Meixner, R. E., Singer, M. J. (1981). Use of a field morphology rating system to evaluate soil formation and discontinuities. Soil Science 131, 114–123
- Montenat, C. (1973). Les formations néogenes du levant espagnole. Tesi doctoral, Paris Orsay, Paris
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P., Masse, P. (1987). Tectonic-sedimentary characters of the Betic Néogène Bassins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). Bulletin du Centre de Recherches Exploration Production Elf Aquitaine 11(1), 1–22
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P., Delort, T. (1990). Le Bassin de Lorca. Documents et Travaux de l'IGAL 12-13, 261-280
- Moreno, X. (2011). Neotectonic and Paleoseismic Onshore–Offshore Integrated Study of the Carboneras Fault (Eastern Betics, SE Iberia). Tesi doctoral, Universitat de Barcelona, Barcelona
- Moreno, X., Masana, E., Gràcia, E., Bartolomé, R., Piqué-Serra, O. (2008). Estudio paleosismológico de la Falla de Carboneras: Evidencias tierra-mar de actividad tectónica reciente. Geotemas 10, 1035–1038
- Moreno, X., Masana, E., Pallàs, R., Gràcia, E., Rodés, Á., Bordonau, J. (2015). Quaternary tectonic activity of the Carboneras Fault in the La Serrata range (SE Iberia): Geomorphological and chronological constraints. Tectonophysics 663, 78–94. doi: 10.1016/j.tecto.2015.08.016
- Moulin, A., Benedetti, L., Gosar, A., Rupnik, P. J., Rizza, M., Bourlès, D., Ritz, J. F. (2014). Determining the present-day kinematics of the Idrija fault (Slovenia) from airborne LiDAR topography. Tectonophysics 628, 188–205. doi: 10.1016/j.tecto.2014.04.043
- Mueller, K. J., Rockwell, T. K. (1995). Late Quaternary activity of the Laguna Salada fault in northern Baja California, Mexico. Geological Society of America Bulletin 107(1), 8–18
- Murray, A. S., Wintle, A. G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiation Measurements 32, 57-73

- Nocquet, J. M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. Tectonophysics 579, 220–242, doi: 10.1016/j.tecto.2012.03.037
- Ocean Drilling Program (2016). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Volume 193, Anatomy of an Active Felsic-Hosted Hydrothermal System. Disponible a: http://wwwodp.tamu.edu/publications/193_IR/chap_02/c2_f12.htm. Consultat per darrer cop: 16/06/2016
- Olley, J. M., Caitcheon, G., Murray, A. S. (1998). The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz: implications for dating young sediments. Quaternary Science Review 17,1033-1040.
- Ortiz, I., Simón, M., Dorronsoro, C., Martín, F., García, I. (2002). Soil evolution over the Quaternary period in a Mediterranean climate (SE Spain). Catena 48, 131–148. doi: 10.1016/S0341-8162(01)00194-1
- Ortuño, M., Masana, E., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J., Stepancikova, P., Cunha, P.P., Sohbati, R., Canora, C., Buylaert, J.P., Murray, A.S. (2012). An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: The Alhama de Murcia fault (Eastern Betic shear zone, Spain). Geological Society of America Bulletin 124(9-10), 1474–1494. doi: 10.1130/B30558.1
- Ott d'Estevou, P., Montenat, C. (1985). Evolution structurale de la zone Betique orientale (Espagne) du Tortonian à l'Holocène. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris 300, 363–368
- Ouchi, S. (2004). Flume experiments on the horizontal stream offset by strike-slip faults. Earth Surface Processes and Landforms 29(2), 161–173. doi: 10.1002/esp.1017
- Pace, B., Visini, F., Peruzza, L. (2016). FiSH: MATLAB Tools to Turn Fault Data into Seismic-Hazard Models. Seismological Research Letters 87, 1–13. doi: 10.1785/0220150189
- Prescott, J. R. Hutton, J. T. (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR: large depths and long-term time variations. Radiation Measurements 23, 497-500.
- Reimer, P., Bard, E., Bayliss, A., Beck, W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. Radiocarbon 55(4), 1869–1887. doi: 10.2458/azu_js_rc.55.16947
- Reitman, N. G., Bennett, S. E. K., Gold, R. D., Briggs, R. W., DuRoss, C. B. (2015). High-Resolution Trench Photomosaics from Image-Based Modeling: Workflow and Error Analysis. Bulletin of the Seismological Society of America 105(5), 2354–2366. doi: 10.1785/0120150041
- Rhodes, E. J. Pownall, L. (1994). Zeroing of the OSL signal in quartz from young glacio-fluvial sediments. Radiation Measurements 23, 581-586
- Riba, O. (1997). Diccionari de Geologia, Institut d'estudis catalans. Edició en línia, disponible a: http://cit.iec.cat/DGEOL/default.asp?opcio=1. Consultat per darrer cop: 16/06/2016
- Roberts, H. M. (2008). The development and application of luminescence dating to loess deposits: a perspective on the past, present, and future. Boreas 37, 483-507
- Rockwell, T., Barka, A., Dawson, T., Akyuz, S., Thorup, K. (2001). Paleoseismology of the Gazikoy-Saros segment of the North Antolia fault, Northwestern Turkey: Comparison of the historical and paleoseismic records, implications of regional seismic hazard, and models of earthquake recurrence. Journal of Seismology 5(3), 433–448. doi: 10.1023/A:1011435927983

- Rockwell, T., Ragona, D., Seitz, G., Langridge, R., Aksoy, M. E., Ucarkus, G., Ferry, M., Meltzner, A. J., Klinger, Y., Meghraoui, M., Satir, D., Barka, A., Akbalik, B. (2009a).
 Palaeoseismology of the North Anatolian Fault near the Marmara Sea: implications for fault segmentation and seismic hazard. Geological Society, London, Special Publications 316(1), 31–54. doi: 10.1144/SP316.3
- Rockwell, T., Fonseca, J., Madden, C., Dawson, T., Owen, L. A., Vilanova, S., Figueiredo, P. (2009b). Palaeoseismology of the Vilariça Segment of the Manteigas-Bragança Fault in northeastern Portugal. Geological Society, London, Special Publications 316(1), 237– 258. doi: 10.1144/SP316.15
- Rockwell, T. K., Ragona, D. E., Meigs, A. J., Owen, L. A., Costa, C. H., Ahumada, E. A. (2014). Inferring a thrust-related earthquake history from secondary faulting: A long rupture record of La Laja fault, San Juan, Argentina. Bulletin of the Seismological Society of America 104(1), 269–284. doi: 10.1785/0120110080
- Rodés, Á., Pallàs, R., Braucher, R., Moreno, X., Masana, E., Bourles, D. L. (2011). Effect of density uncertainties in cosmogenic 10Be depth-profiles: dating a cemented Pleistocene alluvial fan (Carboneras Fault, SE Iberia). Quaternary Geochronology 6 (2), 186-194
- Rodés, Á., Pallàs, R., Ortuño, M., García-Melendez, E., Masana, E. (2014). Combining surface exposure dating and burial dating from paired cosmogenic depth profiles. Example of El Límite alluvial fan in Huércal-Overa basin (SE Iberia). Quaternary Geochronology 19, 127–134. doi: 10.1016/j.quageo.2013.10.002
- Rodríguez-Fernández, J., Azor, A., Azañón, J.M. (2012). The Betic intramontane basins (SE spain): stratigraphy, subsidence, and tecto- nic history. A: Busby, C., Azor, A. (Eds.), Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, Blackwell Publishing Ltd, 23, 461-479
- Rodríguez-Pascua, M. A., Pérez-López, R., Martín-González, F., Giner-Robles, J. L., Silva, P. G. (2012a). Efectos arquitectónicos del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Neoformación y reactivación de efectos en el Patrimonio Cultural. Boletin Geologico y Minero 123(4), 487–502
- Rodríguez-Pascua, M. A., Pérez-López, R., Garduno-Monroy, V. H., Giner-Robles, J. L., Silva,
 P. G., Perucha-Atienza, M. A., Hernández-Madrigal, V. M., Bischoff, J. (2012b).
 Paleoseismic and geomorphologic evidence of recent tectonic activity of the Pozohondo
 Fault (Betic Cordillera, SE Spain). Journal of Iberian Geology 38(1), 239–251. doi: 10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39216
- Rodríguez-Peces, M. J., García-Mayordomo, J., Martínez-Díaz, J. J. (2014). Slope instabilities triggered by the 11th May 2011 Lorca earthquake (Murcia, Spain): comparison to previous hazard assessments and proposition of a new hazard map and probability of failure equation. Bulletin of Earthquake Engineering 12(5), 1961–1976. doi: 10.1007/s10518-013-9509-5
- Rutter, E. H., Maddock, R. H., Hall, S. H., White, S. (1986). Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. Pure and Applied Geophysics 124(1–2), 1–30
- Salisbury, J. B., Rockwell, T. K., Middleton, T. J., Hudnut, K. W. (2012). LiDAR and Field Observations of Slip Distribution for the Most Recent Surface Ruptures along the Central San Jacinto Fault. Bulletin of the Seismological Society of America 102(2), 598–619. doi: 10.1785/0120110068
- Salisbury, J. B., Haddad, D. E., Rockwell, T. K., Arrowsmith, J. R., Madugo, C., Zielke, O., Scharer, K. (2015). Validation of meter-scale surface faulting offset measurements from high-resolution topographic data. Geosphere 11(6), 1–18. doi: 10.1130/GES01197.1

- Sauer, D. (2010). Approaches to quantify progressive soil development with time in Mediterranean climate-I. Use of field criteria. Journal of Plant Nutrition and Soil Science 173, 822–842. doi: 10.1002/jpln.201000136
- Sauer, D., Schellmann, G., Stahr, K. (2007). A soil chronosequence in the semi-arid environment of Patagonia (Argentina). Catena 71, 382–393. doi: 10.1016/j.catena.2007.03.010
- Schaetzl, R. J., Anderson, S. (2005). Soil Genesis and geomorphology. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom
- Scharer, K. M., Salisbury, J. B., Arrowsmith, J. R., Rockwell, T. K. (2014). Southern San Andreas Fault Evaluation Field Activity: Approaches to Measuring Small Geomorphic Offsets-Challenges and Recommendations for Active Fault Studies. Seismological Research Letters 85(1), 68–76. doi: 10.1785/0220130108
- Schulte, L., Julià, R. (2001). A Quaternary soil chronosequence of Southeastern Spain. Zeitschrift fur geomorphologie 45(2), 145–158
- Schwanghart, W., Kuhn, N. J. (2010). TopoToolbox: a set of Matlab functions for topographic analysis. Environmental Modelling & Software 25, 770-781. doi: 10.1016/j.envsoft.2009.12.002
- Schwartz, D. P., Coppersmith, K. J. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. Journal of Geophysical Research 89, 5681–5698
- Seilacher, A. (1969). Fault-graded beds interpreted as seismites. Sedimentology 13, 155–159.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., Gasperini, P. (2007). Kinematics of the western Africa–Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. Geophysical Journal International 169 (3), 1180–1200. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x
- Sharp, W. D., Ludwig, K. R., Chadwick, O. A, Amundson, R., Glaser, L. L. (2003). Dating fluvial terraces by 230Th/U on pedogenic carbonate, Wind River Basin, Wyoming. Quaternary Research 59(2), 139–150. doi: 10.1016/S0033-5894(03)00003-6
- Sharp, W. D., Mertz-Kraus, R., Vallverdu, J., Vaquero, M., Burjachs, F., Carbonell, E., Bischoff, J. L. (2016). Archeological deposits at Abric Romaní extend to 110ka: Useries dating of a newly cored, 30meter-thick section. Journal of Archaeological Science: Reports 5, 400–406. doi: 10.1016/j.jasrep.2015.12.015
- Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sébrier, M., Cushing, M., Bourles, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G., Yiou, F. (2004). Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). Earth and Planetary Science Letters 220(34), 345-364
- Sieh, K. E. (1978a). Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallet Creek, California. J. Geophys. Res. 83, 3907–3939
- Sieh, K. (1978b). Slip along the San Andreas fault associated with the great 1857 earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America 68(5), 1421–1448
- Sieh, K.E. (1981). A: Simpson, D.W., Richards, P.G. (Eds.), Earthquake Prediction, An International Review, Maurice Ewing Set. vol. 4. AGU, Washington, D.C., 181–207
- Sieh, K. E. (1984). Lateral offsets and revised dates of large prehistoric earthquakes at Pallett Creek, southern California. J. Geophys. Res. 89, 7641–7670
- Silva, P. G. (1994). Evolución Geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno superior hasta la Actualidad: Neotectónica y Geomorfología. Tesi doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid
- Silva, P. G., Harvey, A. M., Zazo, C., Goy, J. L. (1992a). Geomorphology, depositional style and morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentin Depression (Murcia, outheast Spain). Z.Geomorph.N.F. 36(3), 325–341

- Silva, P., Goy, J.L., Zazo, C. (1992b). Discordancias progresivas y expresión geomorfológica de los abanicos aluviales cuaternarios de la depresión tectónica del Guadalentín. Geogaceta 11, 67–70
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., Bardají, T. (1996). Evolución reciente del drenaje en la Depresión del Guadalentín (Murcia, SE España). Geogaceta 20, 1100–1103
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., Lario, J., Bargají, T. (1997). Paleoseismic indications along "aseismic" fault segments in the Guadalentín depression (SE Spain). Journal of Geodynamics 24(1-4), 105–115
- Silva, P. G., Bardají, T., Calmel-Avila, M., Goy, J. L., Zazo, C. (2008). Transition from alluvial to fluvial systems in the Guadalentín Depression (SE Spain) during the Holocene: Lorca Fan versus Guadalentín River. Geomorphology 100(1-2), 140–153. doi: 10.1016/j.geomorph.2007.10.023
- Smith, B. W, Aitken, M. J., Rhodes, E. J., Robinson, P. D., Geldard, D. M. (1986). Optical dating: Methodological aspects. Radiation Protection Dosimetry 17, 229-233
- Sohbati, R., Murray, A. S., Buylaert, J. P., Ortuño, M., Cunha, P. P., Masana, E. (2011). Luminescence dat- ing of Pleistocene alluvial sediments affected by the Alhama de Murcia fault (Eastern Betics, Spain)—A comparison between OSL, IRSL and post-IR IRSL ages. Boreas 41(2), 250–262, doi:10.1111/j.1502-3885.2011.00230.x.
- Soler, R., Masana, E., Santanach, P. (2003). Evidencias Geomorfológicas y estructurales del levantamiento tectónico reciente debido al movimiento inverso de la terminación sudoccidental de la Falla Alhama de Murcia (Cordillera Bética Oriental). Revista Sociedad Geológica España 16(3-4), 123–134
- Stich, D., Ammon, C. J., Morales, J. (2003).Moment tensor solutions for small andmoderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. J. Geophys. Res. 108 (B3), 1972–2012. doi: 10.1029/2002JB002057
- Stich, D., Martín, R., Morales, J. (2010). Moment tensor inversion for Iberia–Maghreb earthquakes 2005–2008. Tectonophysics 483, 390–398. doi: 10.1016/j.tecto. 2009.11.006
- Stirling, M. W., Gerstenberger, M. C., Litchfield, N. J., McVerry, G. H., Smith, W. D., Pettinga, J., Barnes, P. (2008). Seismic hazard of the Canterbury region, New Zealand: New earthquake source model and methodology. Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering 41, 51–67
- Stirling, M., Goded, T., Berryman, K., Litchfield, N. (2013). Selection of Earthquake Scaling Relationships for Seismic-Hazard Analysis. Bulletin of the Seismological Society of America 103(6), 2993–3011. doi: 10.1785/0120130052
- Stokes, S. (1992). Optical dating of young (modern) sediments using quartz: results from a selection of depositional environments. Quaternary Science Review 11, 153-159
- Stokes, S., Rhodes, E. J. (1989). Limiting factors in the optical dating of quartz from young sediments. A: Long and Short Range Limits in Luminescence Dating. Research Laboratory for Archaeology and the History of Art, Oxford, Occasional Publication 9, 105-110
- Stuiver, M., Polach, H. A. (1977). Discussion: reporting of 14 C data. Radiocarbon 19(3), 355–363. doi: 10.1021/ac100494m
- Stuiver, M., Quay, P. D. (1981). Atmospheric 14C changes resulting from fossil fuel release and cosmic ray flux variability. Earth and Planetary Science Letters 53, 349-362
- Stuiver, M., Braziunas, T. F., Becker, B., Kromer, B. (1991). Climatic, solar, oceanic, and geomagnetic influences on late-glacial and holocene atmospheric change. Quaternary Research 35(1), 1–24. doi: 10.1016/0033-5894(91)90091-I
- Stuiver, M., Long, A., Kra, R. (1993). Calibration 1993. Radiocarbon, 35

- Stuiver, M., Reimer, P. J., Reimer, R. (2016). CALIB Radiocarbon Calibration. Disponible a: http://calib.qub.ac.uk/calib/. Consultat per darrer cop: 16/06/2016
- Styron, R. (2016) Slip Rate Calculator. Disponible a: https://github.com/cossatot/slip_rate_calculator. Consultat per darrer cop: 16/06/2016
- Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. Geological Society of America Bulletin 100, 1666–1703
- Thomsen, K. J., Murray, A. S., Jain, M., Bøtter-Jensen, L. (2008). Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. Radiation Measurements 43, 1474–1486, doi:10.1016/j.radmeas.2008.06.002
- Truelsen, J. L., Wallinga, J. (2003). Zeroing of the OSL signal as a function of grain size: investigating bleaching and thermal transfer for a young fluvial sample. Geochronometria 22, 1-8
- Trumbore, S. E. (2000). Radiocarbon geochronology. A: Noller, J. S., Sowers, J. M., Lettis W. R. (Eds.), Quaternary Geochronology, Methods and Applications, American Geophysical Union, Washington, USA, 41–60
- USGS (2008). The Hayward Fault-Is it due for a repeat of the powerful 1868 earthquake? USGS Fact Sheet 2008-3019, U.S. Department of the Interior
- USGS (2015). Earthquake Glossary earthquake. Disponible a: http://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?term=earthquake. Consultat per darrer cop: 17/06/2016
- U.S. Nuclear Regulatory Commission (1996). Regulatory Guide 1165, Indentification and characterization of seismic sources and determination of Safe Shutdown Earthquake Ground Motions. U.S. Nuclear Regulatory Commiccion, Office of Nuclear Regulatory Research
- Van Calsteren, P., Thomas, L. (2006). Uranium-series dating applications in natural environmental science. Earth-Science Reviews 75(1-4), 155–175. doi: 10.1016/j.earscirev.2005.09.001
- Van der Woerd, J., Tapponnier, P., Ryerson, F. J., Meriaux, A., Meyer, B., Gaudemer, Y., Finkel, R. C., Caffee, M. W., Gouguang, Z., Zhiqin, X. (2002). Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun Fault (Tibet), from 26Al, 10Be, and 14C dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology. Geophysical Journal International 148, 356–388
- Vanneste, K., Radulov, A., De Martini, P., Nikolov, G., Petermans, T., Verbeeck, K., Camelbeeck, T., Pantosti, D., Dimitrov, D., Shanov, S. (2006). Paleoseismologic investigation of the fault rupture of the 14 April 1928 Chirpan earthquake (M 6.8), southern Bulgaria. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 111(1), 1–16. doi: 10.1029/2005JB003814
- Vidic, N. J. (1998). Soil-age relationships and correlations: Comparison of chronosequences in the Ljubljana Basin, Slovenia and USA. Catena 34(1-2), 113–129. doi: 10.1016/S0341-8162(98)00085-X
- von Grafenstein, R., Zahn, R., Tiedeman, R., Murat, A. (1999). Planktonic d18O record at sites 976 and 977, Alboran Sea: stratigraphy, forcing, and paleoceanographic implications. A: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 161, 469–479
- de Vries, H. (1958). Variation in concentration of radiocar- bon with time and location on earth. A: Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Van Weten- schappen Series B 61, 94–102
- Walker, F., Allen, M. B. (2012). Offset rivers, drainage spacing and the record of strike-slip faulting: The Kuh Banan Fault, Iran. Tectonophysics 530-531, 251–263. doi: 10.1016/j.tecto.2012.01.001

- Wallace, R. E. (1968). Notes on stream channels offset by the San andreas Fault southern coast ranges, california. A: Proceedings of Conference on Geologic Problems of San Andreas Fault System 6–21
- Wallace, R. E. (1986). Active Tectonics: Studies in Geophysics. National Academic Science, Washington, DC, USA
- Wang, R., Xia, Y., Grosser, H., Wetzel, H. U., Kaufmann, H., Zschau, J. (2004). The 2003 Bam (SE Iran) earthquake: Precise source parameters from satellite radar interferometry. Geophysical Journal International 159(3), 917–922. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02476.x
- Wechsler, N., Rockwell, T. K., Klinger, Y., Štěpančíková, P., Kanari, M., Marco, S., Agnon, A. (2014). A paleoseismic record of earthquakes for the dead sea transform fault between the first and seventh centuries C.E.: Nonperiodic behavior of a plate boundary fault. Bulletin of the Seismological Society of America 104(3), 1329–1347. doi: 10.1785/0120130304
- Weijermars, R. (1987). The Palomares brittle-ductile Shear Zone of southern Spain. Journal of Structural Geology 9(2), 139–157
- Weijermars, R., Roep, T. B., Van den Eeckhout, B., Postma, G., Kleverlaan, K. (1985). Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). Geologie in Mijnbouw 64, 397-411
- Wells, D. L., Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. Bulletin of the Seismological Society of America 84, 974–1002
- Wesnousky, S. G. (2008). Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture. Bulletin of the Seismological Society of America 98(4), 1609– 1632. doi: 10.1785/0120070111
- Wesnousky, S. G., Prentice, C. S., Sieh, K. E. (1991). An offset Holocene stream channel and the slip rate along the northern reach of the San Jacinto fault zone, San Bernardino Valley, California. Geological Society of America Bulletin 103, 700–709
- Wesson, R. L., Helley, E. J., Lajoie, K. R., Wentworth, C. M. (1975). Faults and future earthquakes. A: Borchardt, R. D. (Ed), Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay region, U.S. Geological Survey professional paper, 941A, 5-30
- Wikipedia (2016). Aseismic creep. Disponible a: https://en.wikipedia.org/wiki/Aseismic_creep. Consultat per darrer cop: 17/06/2016
- Wilcox, R. E., Harding, T. P., Seely, D. R. (1973). Basin wrench tectonics. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 57, 74-96.
- Wise, D. J., Cassidy, J., Locke, C. A. (2003). Geophysical imaging of the Quaternary Wairoa North fault, New Zealand: A case study. Journal of Applied Geophysics 53(1), 1–16
- Yaalon, D. H. (1997). Soils in the Mediterranean region: what makes them different? Catena 28, 157–169
- Yaalon, D. H., Ganor, E. (1973). The influence of dust on soils during the Quaternary. Soil Science 116, 146–155
- Zechar, J. D., Frankel, K. L. (2009). Incorporating and reporting uncertainties in fault slip rates. Journal of Geophysical Research 114(B12), B12407. doi: 10.1029/2009JB006325
- Zielke, O., Arrowsmith, J. R. (2012). LaDiCaoz and LiDARimager—MATLAB GUIs for LiDAR data handling and lateral displacement measurement. Geosphere 8(1), 206–221. doi: 10.1130/GES00686.1
- Zielke, O., Arrowsmith, J. R., Grant Ludwig, L., Akciz, S. O. (2012). High-Resolution Topography-Derived Offsets along the 1857 Fort Tejon Earthquake Rupture Trace, San

Andreas Fault. Bulletin of the Seismological Society of America 102(3), 1135–1154. doi: 10.1785/0120110230

Zielke, O., Klinger, Y., Arrowsmith, J. R. (2015). Tectonophysics Fault slip and earthquake recurrence along strike-slip faults — Contributions of high-resolution geomorphic data. Tectonophysics 638, 43–62