

La sal mou muntanyes: el paper de la sal en l'estructura de les serralades

Discurs de presentació de Josep Anton Muñoz
de la Fuente com a membre numerari de la Secció de
Ciències i Tecnologia, llegit el dia 6 de juliol de 2020



Institut
d'Estudis
Catalans

SECCIÓ
DE CIÈNCIES
I TECNOLOGIA

La sal mou muntanyes:
el paper de la sal en
l'estructura de les serralades

La sal mou muntanyes: el paper de la sal en l'estructura de les serralades

Discurs de presentació de Josep Anton Muñoz
de la Fuente com a membre numerari de la Secció de
Ciències i Tecnologia, llegit el dia 6 de juliol de 2020

Barcelona, 2020



Institut
d'Estudis
Catalans

SECCIÓ
DE CIÈNCIES
I TECNOLOGIA

Biblioteca de Catalunya. Dades CIP

Muñoz, J. A., autor

La Sal mou muntanyes : el paper de la sal en l'estructura de les serralades. — Primera edició

Bibliografia

ISBN 9788499655383

I. Institut d'Estudis Catalans. Secció de Ciències i Tecnologia II. Títol

1. Tectònica salina 2. Diapirs

551.247

© Josep Anton Muñoz de la Fuente

© 2020, Institut d'Estudis Catalans, per a aquesta edició

Carrer del Carme, 47. 08001 Barcelona

Primera edició: juny de 2020

Text revisat lingüísticament per la Unitat de Correcció del Servei Editorial de l'IEC

Disseny de la coberta: Azcunce | Ventura

Imatge de la coberta: Panoràmica de l'estructura sud-pirinenca a Riglos, mirant a l'est, cap als Mallos de Riglos. Fotografia de l'autor

Compost per la Unitat de Producció del Servei Editorial de l'IEC

Imprès a Open Print, SL

ISBN: 978-84-9965-538-3

Dipòsit Legal: B 12106-2020

Són rigorosament prohibides, sense l'autorització escrita dels titulars del *copyright*, la reproducció total o parcial d'aquesta obra per qualsevol procediment i suport, incloent-hi la reprografia i el tractament informàtic, la distribució d'exemplars mitjançant lloguer o préstec comercial, la inclusió total o parcial en bases de dades i la consulta a través de xarxa telemàtica o d'Internet. Les infraccions d'aquests drets estan sotmeses a les sancions establertes per les lleis.

INTRODUCCIÓ

Les evaporites són roques relativament freqüents a les conques sedimentàries. S'observen en el registre sedimentari des del Proterozoic fins a l'actualitat. Són nombroses les espècies minerals del grup de les evaporites. Les més comunes són el guix, l'anhidrita i l'halita. En les conques evaporítiques, aquests minerals acostumen a tenir una distribució dins de la conca, des de les parts marginals a les parts més distals, i solen estar disposats en capes que alternen amb altres roques com argiles i carbonats. Entre aquests minerals, l'halita, a la qual normalment anomenem *sal*, ha tingut i té molta importància per a la humanitat des de temps prehistòrics.

Es diu que l'home més ric del món fou Mansa Musa, un rei africà de principis del segle XIV, i ho va ser perquè dominava les matèries primeres més preuades de l'època: l'or, la plata i la sal (Padilla, 2016). La sal va tenir molta importància durant l'edat mitjana per a preservar els aliments, però té moltes altres utilitats, com els adobs i la fabricació d'explosius. A Cardona, hi ha l'únic aflorament de sal en superfície del nostre país, i això va motivar que els comtes i els ducs de Cardona acumulessin un gran poder pels beneficis de l'explotació de la sal. El terme *salari* prové de *sal*, atès que era tan preuada que s'utilitzava com a moneda de pagament.

La sal també té un paper molt important en la deformació de les conques sedimentàries, tant és així que, en els darrers anys, ha sorgit una disciplina d'interès creixent entre els geòlegs, a la qual ens referim amb el nom de *tectònica salina*. Aquesta rellevància està determinada per les característiques mecàniques de la sal, que la fan totalment diferent de les altres roques sedimentàries. La sal es com-

porta dúctilment fins a la superfície i presenta una densitat baixa i constant independentment de la profunditat a la qual es troba, atès que és incompressible. La sal pot fluir en estat sòlid, tant en profunditat com en superfície. Totes aquestes propietats fan que la sal sigui la roca sedimentària més dèbil i, per tant, la més fàcil de deformar.

En dècades recents, l'interès per la tectònica salina va ser impulsat pel fet que molts dels jaciments d'hidrocarburs estan relacionats amb conques sedimentàries amb sal i amb les estructures que les deformen. No obstant això, la comprensió dels processos referents a la tectònica salina són relativament molt recents i no va ser fins a la dècada dels noranta quan un canvi molt significatiu de paradigma va desencadenar els desenvolupaments dels conceptes que actualment utilitzem per a la interpretació de les estructures que inclouen sal. Aquest canvi està relacionat amb el fet de considerar que la baixa densitat de la sal i la seva tendència a flotar no és el mecanisme fonamental perquè flueixi, sinó que ho és el gradient de pressió que hi pot haver entre les diferents parts d'una conca sedimentària. Aquest gradient pot ser degut a una càrrega diferencial de sediments o a esforços tectònics (Vendeville i Jackson, 1992). Abans, i per molts geòlegs fins a l'actualitat, es considerava que els diapirs, que són les estructures salines més espectaculars, es formaven per l'efecte de flotació de la sal a causa de la seva baixa densitat (Trusheim, 1960).

La major part de treballs recents sobre tectònica salina s'han concentrat fonamentalment en conques extensives i marges passius, atès que és en aquests contextos tectònics on les estructures salines queden més preservades i són fàcilment recognoscibles per dades de sísmica (Jackson i Hudec, 2017). En canvi, i malgrat que va ser en les serralades on es van descriure per primer cop els diapirs (als Carpats de Romania, Posepny, 1871) i que aquests formen estructures molt espectaculars com al Zagros, la comprensió del paper de la sal en la tectònica de les serralades és encara limitada.

Aquest discurs sintetitza el treball sobre tectònica salina realitzat en els darrers anys en nombroses serralades del planeta (Pirineus, Alps, Zagros, Tian Shan, Flinders), complementat amb la modelització analògica desenvolupada al laboratori de l'Institut de Recerca Geomodels de la Universitat de Barcelona. Pretén descriure els trets fonamentals de l'estil estructural que caracteritzen l'estructura de les serralades que inclouen sal i els principals factors que la determinen.

ESTRUCTURA I CARACTERÍSTIQUES GENERALS DELS ORÒGENS QUE INCLOUEN SAL

Són moltes les serralades del planeta que inclouen formacions evaporítiques que contenen capes de sal (halita i sals potàssiques) (figura 1). El comportament dúctil de la sal a qualsevol profunditat, fins i tot a la superfície, té un fort impacte

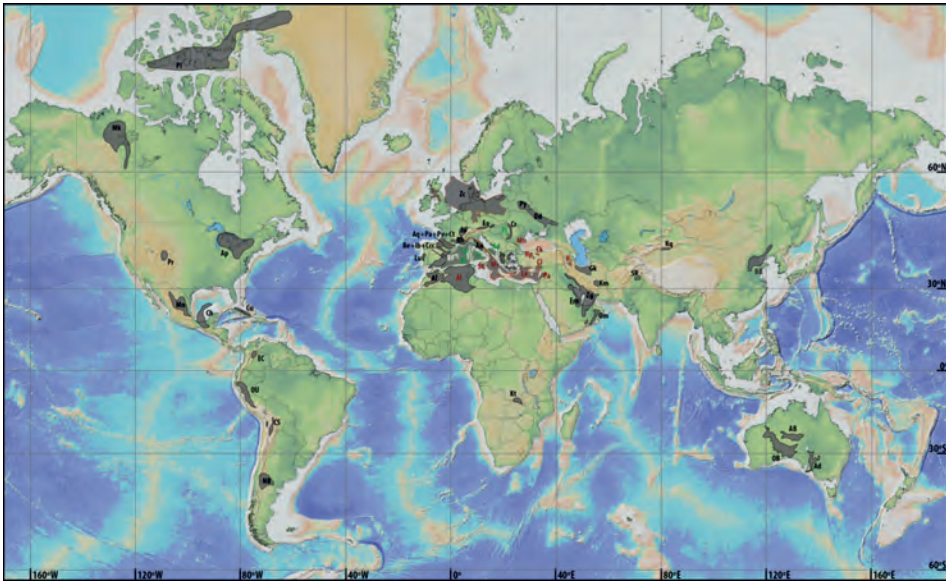


FIGURA 1. Serralades principals que inclouen formacions salines.

FONT: Modificat de HUDEC i JACKSON, 2011.

en l'evolució d'aquestes serralades i en determina l'estil estructural. Així doncs, la comprensió de l'estructura d'aquestes serralades requereix analitzar el paper de la sal en el desenvolupament de les estructures. Aquest paper vindrà determinat per una sèrie de factors fonamentals en relació amb la capa salina: el moment de sedimentació de la sal respecte de la deformació, el gruix de la sal, la seva distribució espacial i l'existència d'estructures salines prèvies a la deformació. Altres factors no relacionats amb la capa de sal també determinaran la seva deformació: la velocitat de la deformació, el gruix i la distribució dels materials sintectònics... Per a analitzar tots aquests factors, cal comparar serralades amb diferents característiques i recórrer a la modelització tant analògica com numèrica.

Una de les característiques principals de les serralades que inclouen sal, fonamentalment en les seves parts més externes (també anomenades *cinturons de plects i encavalcaments*), és la presència de sortints i entrants dels encavalcaments i estructures associades (Marshak, 2004; Muñoz *et al.*, 2013). Les estructures en el mapa no són lineals i mostren canvis en la seva direcció i inclinació. Són exemples molt espectaculars d'aquests sortints d'encavalcaments les muntanyes de Sulaiman al Pakistan, la Sierra Madre Oriental a Mèxic, el Zagros i els Pirineus (figures 2, 3 i 4).

La geometria dels sortints està controlada per la distribució de la sal en profunditat, així com per la seva variació lateral de gruix als límits de la conca evaporítica.



FIGURA 2. Vista obliqua, des de l'est, de la Sierra Madre Oriental a Mèxic. La ciutat que es veu a la part inferior és Monterrey. Els relleus corresponen a plects de desenganxament que pleguen calcàries mesozoiques desenganxades damunt de sal juràsica. Aquest conjunt de plects forma un sortint controlat per la distribució de la sal en profunditat.

FONT: Google Earth.

La geometria i l'orientació de les estructures del sortint poden variar longitudinalment prop dels seus límits en canviar el gruix i les propietats mecàniques de la formació evaporítica. Als límits dels sortints, les estructures acostumen a experimentar rotacions d'eix vertical mentre es desenvolupen (Muñoz *et al.*, 2013).

La sal té un paper determinant en definir l'estil estructural dels cinturons de plects i encavalcaments (figures 5 i 6). Els cinturons de plects i encavalcaments que no inclouen sal es caracteritzen per un sistema d'encavalcaments i plects associats asimètrics, majoritàriament vergents cap a l'avantpaís. En canvi, en aquells que a la base presenten una capa de sal, les estructures no mostren una vergència predominant, i, com a resultat, els encavalcaments i els plects vergents cap al rerepaís són freqüents. Les estructures predominants són els plects i els encavalcaments són subordinats. Els plects normalment es presenten en forma de conjunts amb eixos subparal·lels amb anticlinals tancats separats per sinclinals amplis i de base plana (figures 2, 5 i 6). Els encavalcaments, quan hi són presents, mostren un cabussament elevat.

Un altre aspecte geomètric característic dels cinturons de plects i encavalcaments que inclouen sal és el menor gradient topogràfic entre les zones internes

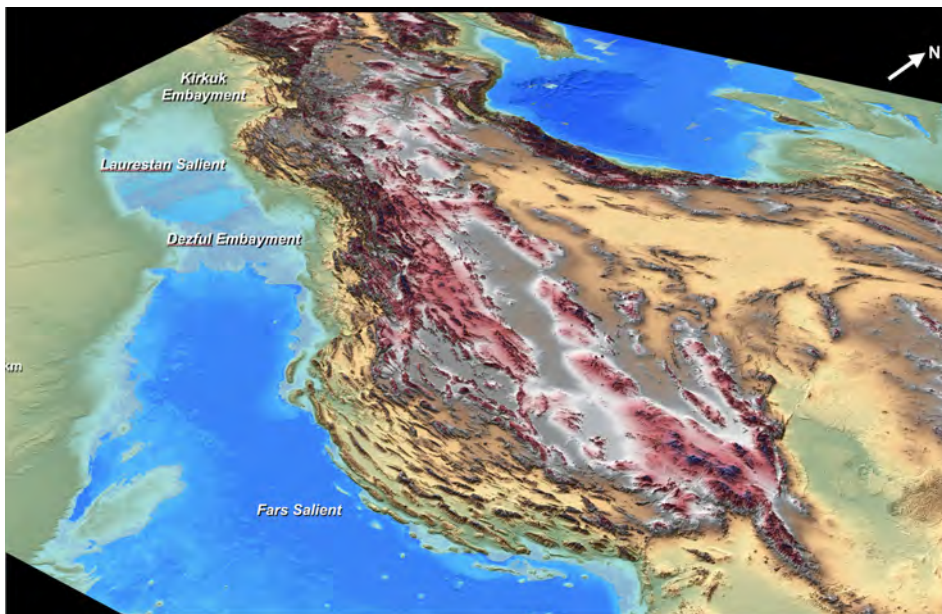


FIGURA 3. Vista obliqua de la serralada del Zagros des del sud-est. La imatge correspon a un model digital del terreny pintat, segons l'altura, de blau a vermell. Noteu els dos sortints, el del Fars i el del Lorestan, que estan controlats per la distribució de les formacions evaporítiques, fonamentalment la sal de la Formació d'Ormuz d'edat càmbrica.

FONT: Ken McClay.

de la serralada i el seu front de deformació i, com a conseqüència, la seva major amplada (sempre controlada per l'extensió areal de la formació evaporítica) (figures 3 i 6).

Totes les característiques geomètriques abans esmentades es poden explicar d'una manera molt elegant a través de la teoria del tascó orogènic (*critical-wedge taper theory*, formulada per Davis *et al.*, 1983). Segons aquesta teoria, tots els sistemes orogènics del planeta mostren una geometria en tascó que està definida per l'angle superficial que forma la topografia (angle α) i l'angle del desenganxament basal (angle β) (figura 7).

El sistema orogènic que es desenvolupa per damunt d'un desenganxament basal (de cabussament β) es deforma internament fins a assolir una topografia crítica (definida per l'angle α) que li permet desplaçar-se cap a l'avantpaís. L'angle crític depèn de les propietats mecàniques que constitueixen el tascó orogènic (per a materials que segueixen el criteri de fracturació de Coulomb, el paràmetre fonamental és l'angle de fregament intern) i sobretot de l'angle de fregament intern a la capa basal del tascó.

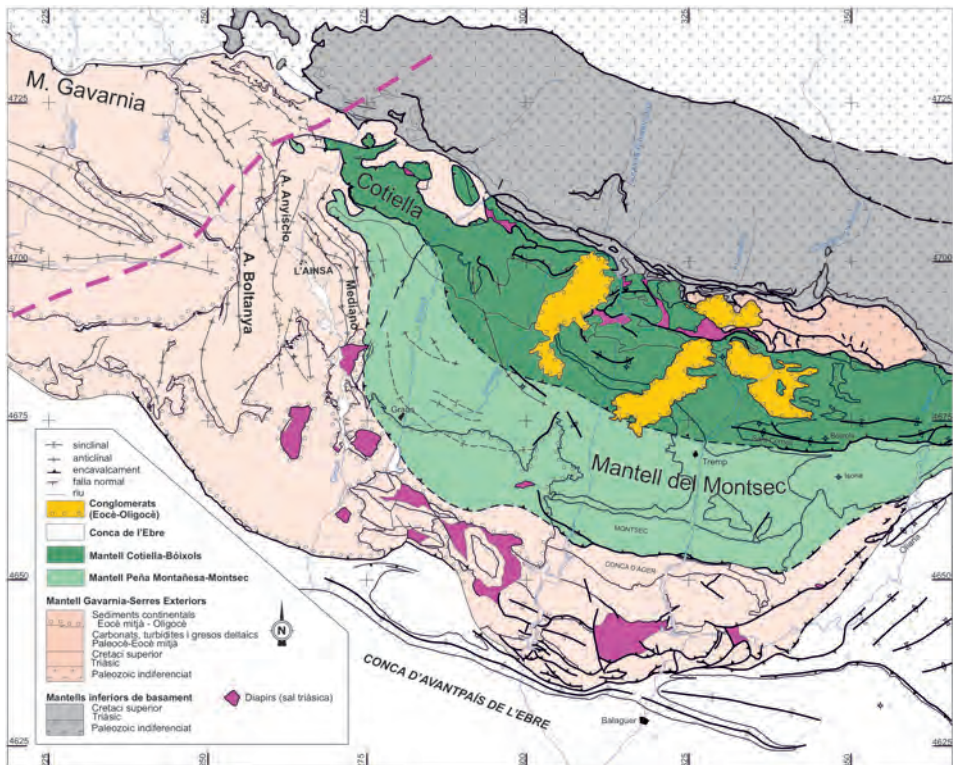


FIGURA 4. El sortint d'encavalcaments dels Pirineus centrals.

FONT: Modificat de MUÑOZ *et al.*, 2013.

Si la capa basal té un comportament dèbil (angle petit de resistència interna), l'angle superficial és petit, així com l'angle basal. És a dir, l'angle crític del tascó orogènic (*taper*, en anglès) és petit. En els casos en què la capa basal és sal, l'angle pot ser fins i tot inferior a 1° , i, per tant, el gradient topogràfic dels cinturons de plects i encavalcaments desenganxats en sal és molt baix (figures 6, 7 i 8).

Qualsevol procés que modifiqui les propietats mecàniques de les roques o l'angle superficial (sedimentació sinorogènica o erosió) desequilibrarà el tascó orogènic i aquest pot reaccionar deformant-se internament o col·lapsant-se per tal d'augmentar o minvar, respectivament, l'angle crític del tascó orogènic. Més endavant analitzarem el paper dels processos superficials en els sistemes orogènics que inclouen sal.

Hi ha molts exemples de serralades que corroboren la teoria del tascó orogènic. A la Sierra Madre Oriental de Mèxic (figura 2), observem un canvi significatiu en la geometria del sistema orogènic en els sectors en què aquest sistema presenta sal a la base (figura 9).

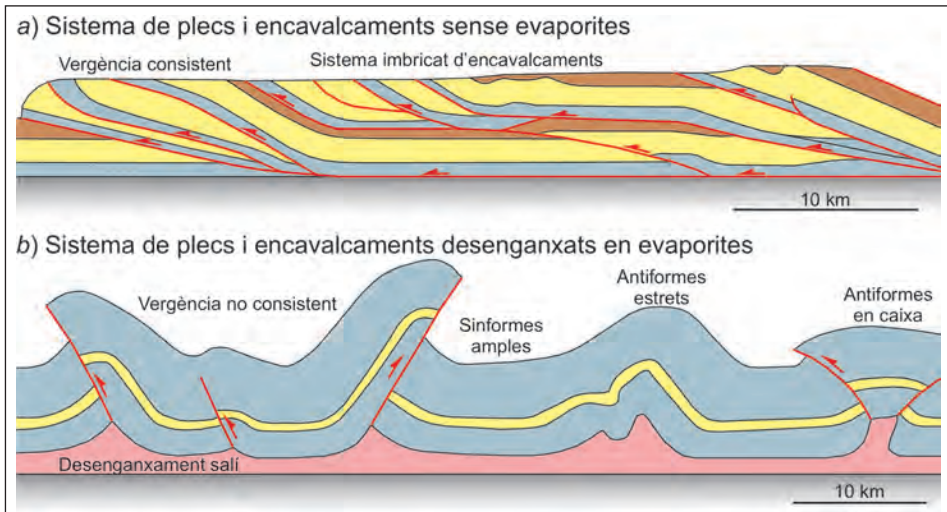


FIGURA 5. Talls esquemàtics de l'estil estructural de cinturons de plects i encavalcaments amb sal a la base a) i sense sal b).

FONT: JACKSON i TALBOT, 1991.

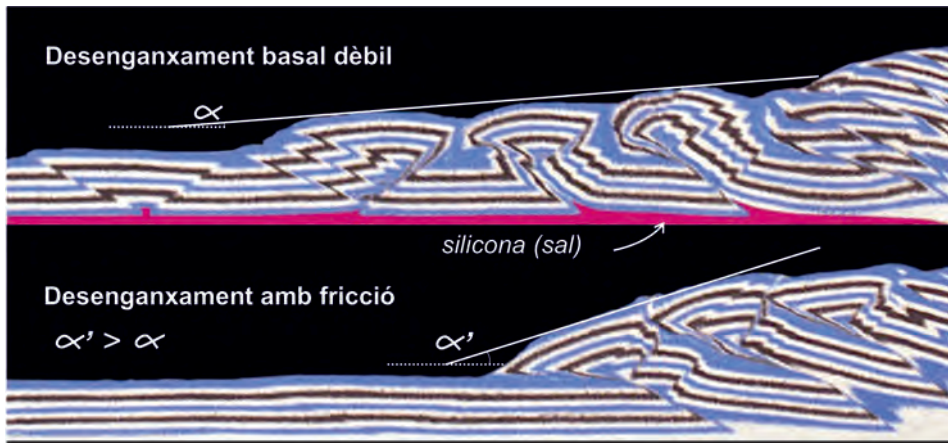


FIGURA 6. Models analògics amb sorra i silicona (equivalent a la sal) que mostren les diferències de l'estil estructural en funció de les característiques mecàniques de la capa situada a la base.

FONT: Ken McClay.

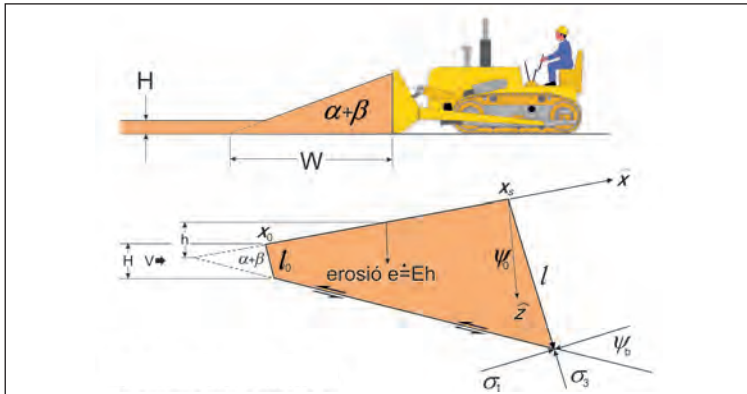


FIGURA 7. Elements geomètrics principals en els quals es basa la teoria del tascó orogènic. L'estat en equilibri mecànic per tal que el conjunt es desplaci cap endavant (avantpaís) s'assoleix quan el tascó orogènic forma un angle crític ($\alpha + \beta$) entre el desenganxament basal i l'angle de la superfície. En aquest estat crític, es poden definir les relacions angulars entre els esforços principals i el tascó en el seu interior, i, per tant, l'orientació de les estructures principals que es formaran. FONT: Modificat de DAHLEN i SUPPE, 1988.

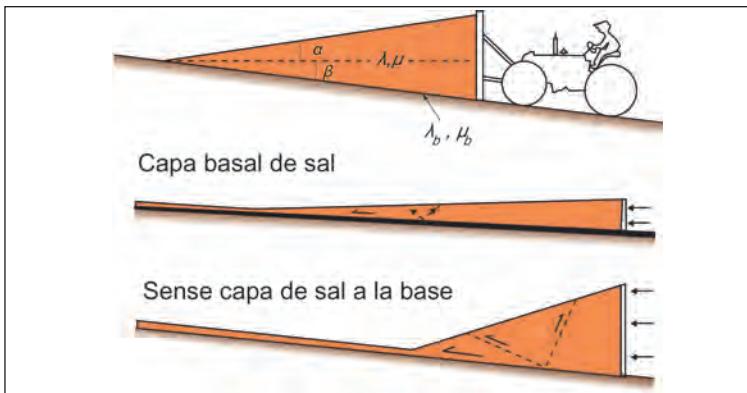


FIGURA 8. Segons la teoria del tascó orogènic, l'angle crític del tascó i, consegüentment, la geometria del conjunt d'un cinturó de plects i encavalcaments depèn de la resistència a la fricció de la capa basal, que és determinada per l'angle de fregament intern (μ) i el coeficient de pressió de fluids (λ). Si a la base del tascó hi ha una capa de sal, l'angle crític del tascó és molt petit. Aquest angle ($\alpha + \beta$) s'incrementa en augmentar la fricció de la capa basal. Si l'angle del tascó és baix, les estructures que es formen són simètriques i no tenen una vergència dominant. Si l'angle crític augmenta, les estructures vergents cap a l'avantpaís són predominants. Aquest fet és determinat per l'angle entre l'esforç principal i el desenganxament basal (ψ , vegeu la figura 7). FONT: Modificat de JAUMÉ i LILLIE, 1988.

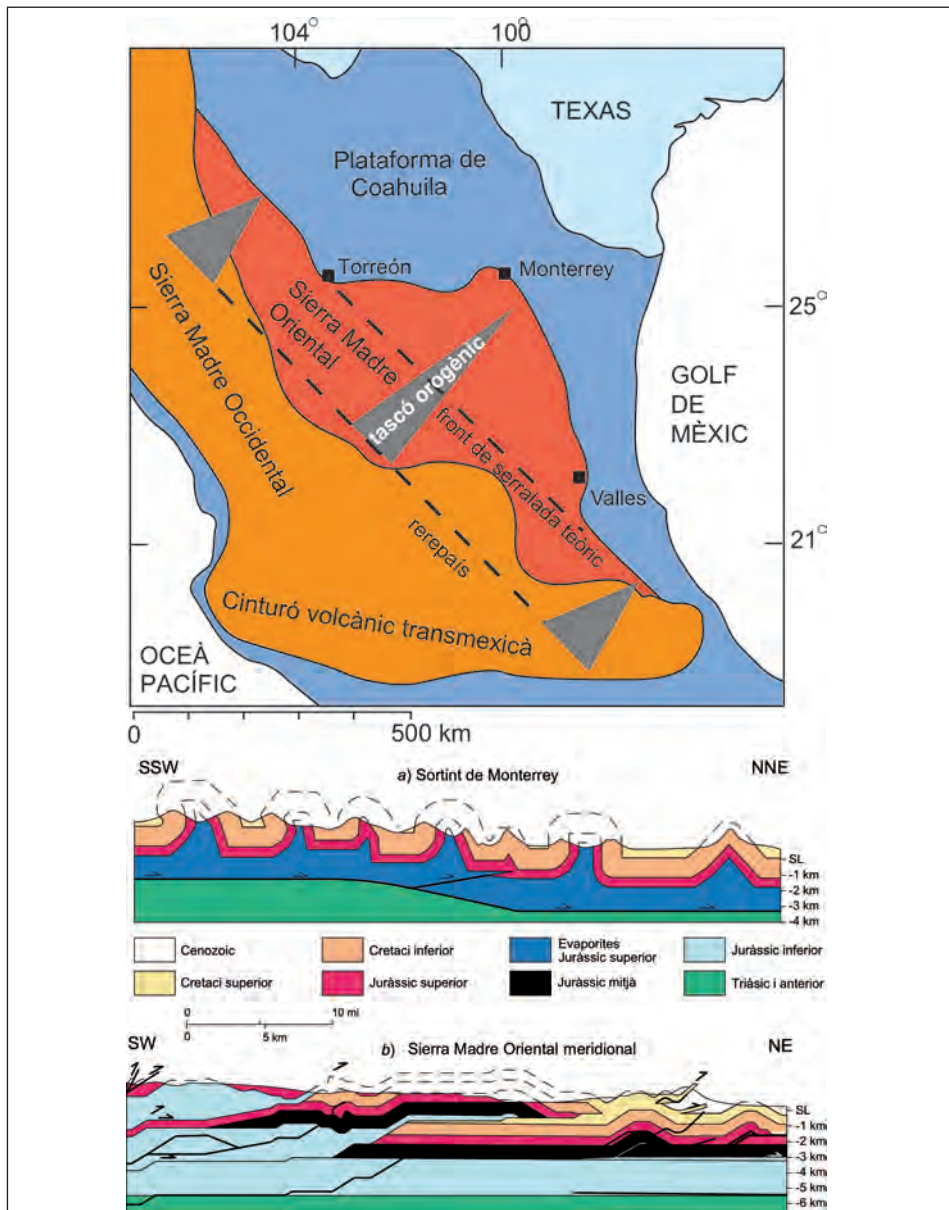


FIGURA 9. Mapa del nord-est de Mèxic que mostra el sortint de Monterrey i el decreixement de l'angle del tascó orogènic de la Sierra Madre Oriental, a causa de la presència de sal a la base. A sota, talls geològics a través del sortint de Monterrey *a)*, on hi ha sal a la base, i al sud de la Sierra Madre Oriental *b)*, on no hi ha sal.

FONT: MARRETT i ARANDA-GARCÍA, 2001.

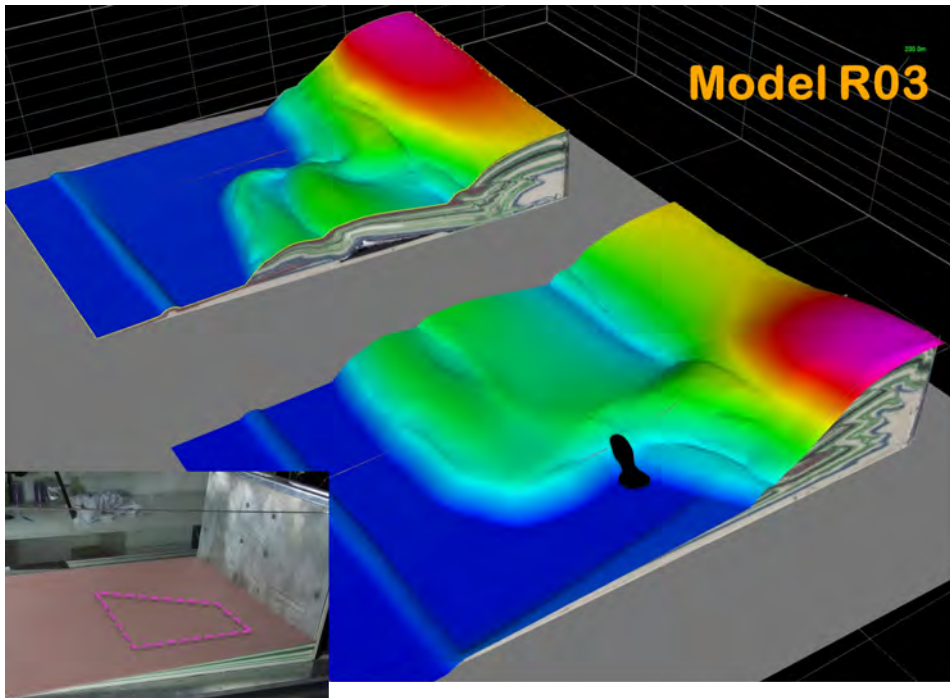


FIGURA 10. Superfície d'un model analògic pintada en funció de l'altura, des de valors mínims (blau) a valors màxims (vermell-magenta). A la part central de la base del model, s'hi ha afegit un trapezi amb silicona (vegeu la foto al requadre inferior esquerre) per tal de reproduir la geometria de la conca evaporítica triàsica als Pirineus centrals i meridionals. Compareu la distribució de les altures màxims als extrems dels models, on no hi ha silicona (sal), amb la part central situada damunt del trapezi amb silicona. Damunt la silicona, el cinturó de plects i encavalcaments reproduït és més ample, forma un sortint i presenta un tascó d'angle baix (compareu els talls del model i el mapa de la figura 4).
 FONT: Laboratori de modelització analògica de l'Institut de Recerca Geomodels de la Universitat de Barcelona.

Al sud i al nord del sortint de Monterrey, el cinturó de plects i encavalcaments és relativament estret, caracteritzat per un tascó orogènic d'angle elevat (triangles grisos al mapa de la figura 9). En aquests sectors, l'estil estructural està caracteritzat per encavalcaments i plects d'acomodació associats (tall inferior de la figura 9). En canvi, al sortint de Monterrey, on hi ha una capa basal de sal juràssica, el tascó orogènic és molt més ampli i presenta un angle petit (triangle central del mapa de la figura 9). En aquest sector, l'estil estructural està caracteritzat per plects de desenxament tancats i de pla axial vertical (tall superior de la figura 8). Aquests plects són, en general, força elongats i subparal·lels en el mapa (figura 2).

La variació de la geometria dels Pirineus meridionals d'est a oest és un altre bon exemple de la variació de la geometria del tascó orogènic en funció de la pre-

sència de sal. Així, els Pirineus orientals es caracteritzen per un cinturó de plects i encavalcaments molt estret i un tascó orogènic d'angle elevat. A l'oest de la transversal del Pedraforca, la distribució inicial de la sal triàsica va determinar la formació del sortint dels Pirineus centrals (figura 4), caracteritzat per un tascó d'angle petit, i, més a l'oest, on no hi ha la sal triàsica, el tascó recupera un angle més gran. Els models analògics realitzats per a analitzar aquests factors il·lustren aquestes variacions en funció de la geometria inicial de la formació salina (figura 10).

Finalment, una vista obliqua del model digital del terreny de la serralada del Zagros (figura 3), il·lustra perfectament les variacions de la topografia superficial del sistema de plects i encavalcaments frontal en funció de la presència de sal en profunditat. On hi ha sal (sortints de Fars i de Lorestan), la topografia superficial és força constant o presenta un gradient molt baix, mentre que, als entrants, el gradient topogràfic superficial és més elevat (figura 3).

ESTIL ESTRUCTURAL DELS CINTURONS DE PLECTS I ENCAVALCaments QUE INCLOUEN SAL

Són molt nombrosos els factors que controlen l'evolució estructural dels cinturons de plects i encavalcaments desenganxats en sal, alguns dels quals són poc coneguts i analitzats. Els principals, tal com s'ha comentat anteriorment, són la distribució i el gruix de la capa de sal, però també la presència d'estructures salines prèvies. Aquests factors estaran determinats pel moment de la sedimentació de la sal respecte de la deformació.

Les conques evaporítics poden ser sinorogèniques i sedimentades durant la deformació contractiva, o bé preorogèniques i formades en diferents contextos tectònics abans de la formació de les serralades. El moment de sedimentació de la sal i el context tectònic determinaran fonamentalment la seva distribució.

A continuació s'analitzarà l'escenari més senzill, que correspon al paper de la sal en conques sinorogèniques, i es deixaran per a més endavant els escenaris més complexos, referents a estructures salines prèvies.

EL PAPER DE LA SAL EN CONQUES SINOROGÈNIQUES

La sedimentació de la sal en cinturons de plects i encavalcaments té lloc normalment a la conca d'avantpaís adjacent al front de la serralada, tant en condicions marines restringides com en condicions continentals. La restricció o aïllament d'aquestes conques està normalment condicionada per barreres topogràfiques associades a la formació de les estructures emergents de la part frontal de la serralada, que també poden limitar l'extensió de les formacions evaporítics.

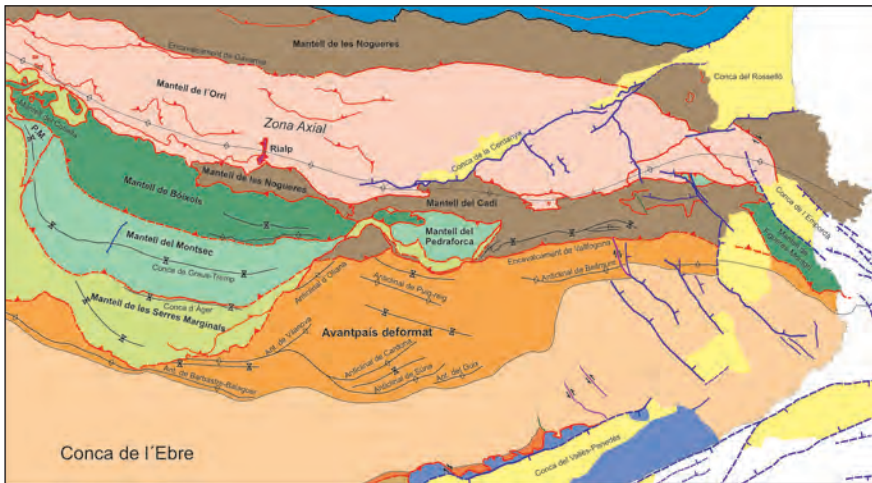


FIGURA 11. Esquema estructural dels Pirineus centrals i orientals. Els colors corresponen a unitats estructurals. Al sud de l'encavalcament frontal sud-pirinenc, la conca d'avantpaís es pot dividir en: avantpaís deformat i avantpaís no deformat (conca de l'Ebre en el sentit més estricte). L'avantpaís deformat correspon als plects i encavalcaments desenvolupats per damunt de les formacions evaporítiques sinorogèniques d'edat paleògena.

FONT: Elaboració pròpia.

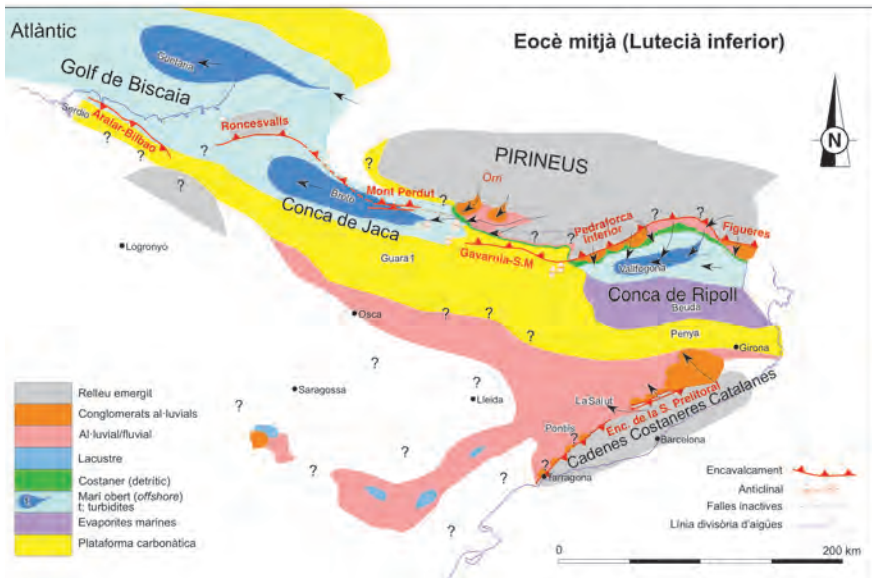


FIGURA 12. Mapa paleogeogràfic durant el Lutecià inferior. La restricció de la conca d'avantpaís sud-pirinenca per la formació del sortint dels Pirineus centrals va provocar la sedimentació de les evaporites de la Formació Beuda al seu extrem oriental. Al seu torn, aquestes evaporites van condicionar l'evolució estructural durant l'Eocè inferior i l'Oligocè als Pirineus orientals.

FONT: GARCÉS *et al.*, 2020.

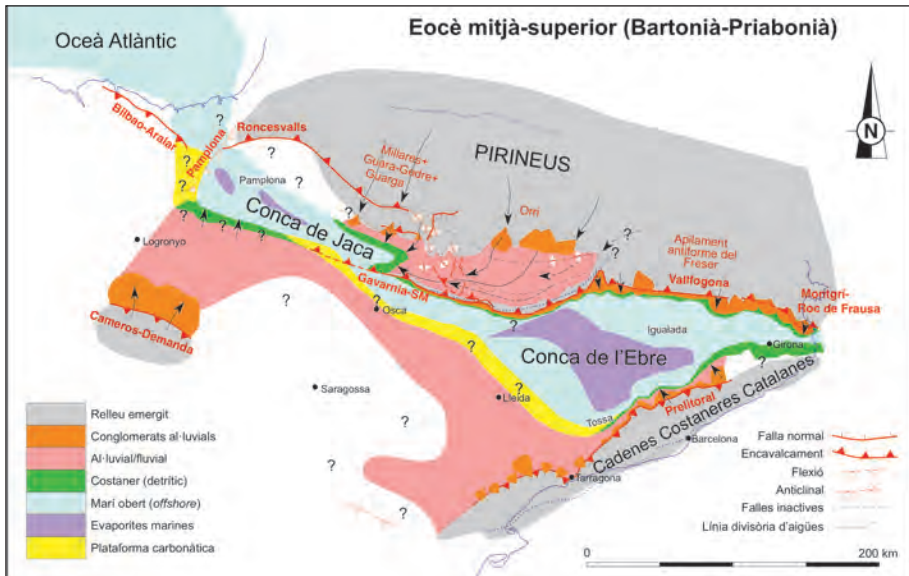


FIGURA 13. Mapa paleogeogràfic dels Pirineus meridionals i la seva conca d'avantpaís durant l'Eocè mitjà-superior. La restricció de la conca respecte del golf de Biscaia durant el creixement de les estructures del País Basc va determinar la sedimentació de les sals de Cardona.

FONT: GARCÉS *et al.*, 2020.

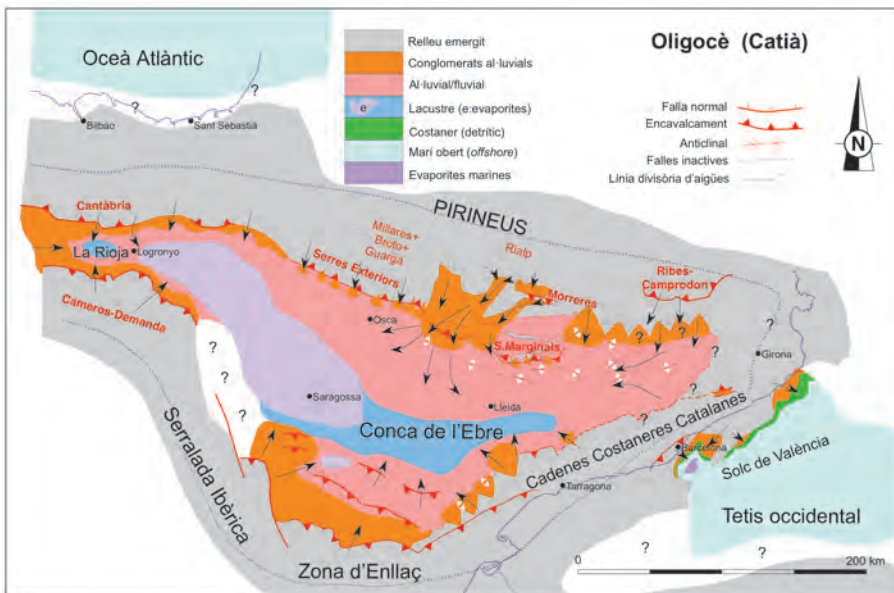


FIGURA 14. Mapa paleogeogràfic dels Pirineus meridionals i la seva conca d'avantpaís durant l'Oligocè inferior. La conca de l'Ebre va esdevenir endorreica alhora que els mantells dels Pirineus centrals es desplaçaven cap al sud damunt de les sals de Cardona i a l'est es formaven els plects de desenganxament de l'avantpaís deformat.

FONT: GARCÉS *et al.*, 2020.

Així doncs, s'estableix una relació contínua de causa-efecte entre la formació d'estructures que determinen la configuració de la conca evaporítica i el control que aquesta exerceix en el desenvolupament de les estructures que es formaran a continuació, que, al seu torn, controlaran la conca sedimentària, i així successivament.

En aquest context de sedimentació de la sal, els materials que se sedimentaran al damunt seran sintectònics i això ens permet analitzar el paper de la sedimentació sinorogènica en les estructures salines.

Hi ha diverses serralades que presenten sal sinorogènica. En són exemples els Pirineus, el Zagros o el Thian Shan.

Abans ja s'ha comentat com la distribució irregular de la sal triàsica, que és el principal nivell de desenganxament dels mantells de corriments als Pirineus centrals, ha condicionat la formació d'un sortint (figures 4, 10 i 11). Aquest sortint va restringir la conca d'avantpaís sud-pirinenca, que estava oberta i connectada cap a l'oest amb el golf de Biscaia (figura 12). Aquest fet va provocar la restricció de l'extrem meridional de la conca d'avantpaís i la deposició d'una potent formació evaporítica durant el Lutecià inferior (Fm. Beuda) (Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Carrillo *et al.*, 2014) (figura 12). Les sals de la Formació Beuda són el principal desenganxament als Pirineus orientals i han controlat les estructures de la part frontal d'aquest sector pirinenc (Muñoz *et al.*, 1986). El límit meridional de les evaporites de Beuda correspon a un seguit d'anticlinals que en direcció E-W se segueixen per davant de l'encavalcament frontal dels Pirineus orientals (encavalcament de Vallfogona): anticlinals de Bellmunt i Puig-reig (figura 11).

La inversió de la conca bascantàbrica als Pirineus bascos va restringir la conca d'avantpaís sud-pirinenca i posteriorment la va desconnectar del golf de Biscaia (figures 13 i 14). Durant la primera etapa de restricció, al Priabonià, es van dipositar les evaporites marines de la Formació Cardona, que als Pirineus orientals ocupen una àmplia extensió (figura 13). A partir del Priabonià, la conca d'avantpaís sud-pirinenca o conca de l'Ebre va esdevenir endorreica i es van dipositar evaporites continentals al centre de la conca i sediments fluvials als marges (figura 14).

La sedimentació successiva d'evaporites a la sèrie paleògena de la conca d'avantpaís va facilitar el desplaçament continuat dels mantells de cobertora cap al sud, l'accentuació dels sortints d'encavalcaments formats prèviament (Sussman *et al.*, 2004; Muñoz *et al.*, 2013) i la formació de plecs de desenganxament amb nucli salí a la part oriental de la conca de l'Ebre i al front d'encavalcament. La posició d'aquests plecs i la seva orientació han estat determinades pels límits de les successives conques evaporítiques (Vergés *et al.*, 1992).

Un altre exemple de cinturó de plecs i encavalcaments amb sals sinorogèniques és la conca de Kuqa, a la part frontal del Tian Shan.

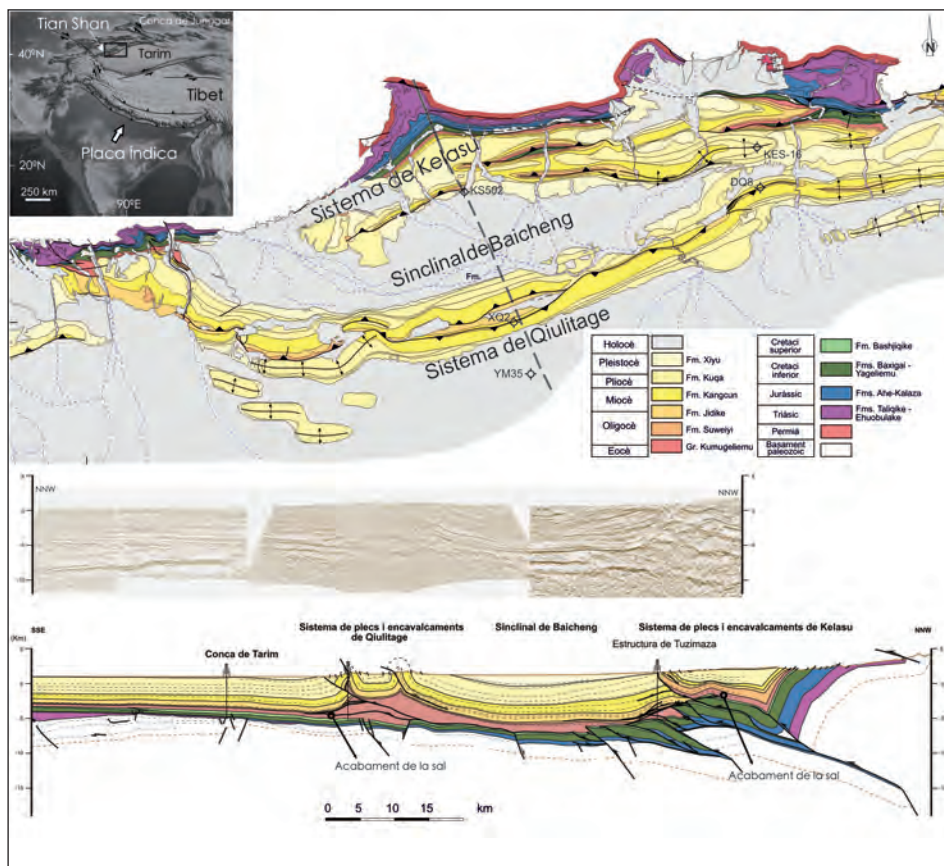


FIGURA 15. Mapa de la conca de Kuqa, al davant del Tian Shan, i tall representatiu a través de la seva part central. L'estil estructural, la posició i l'orientació de les estructures estan controlats per la distribució i la geometria de la conca salina de Kumu i per la sedimentació sintectònica.

FONT: IZQUIERDO-LLAVALL *et al.*, 2018.

A la conca de Kuqa es va dipositar una formació salina (Gr. Kumugeliemu) durant els primers estadis de la deformació contractiva, a l'Eocè. La sal va controlar l'evolució estructural del cinturó de plects i encavalcaments un cop aquest va progressar cap a l'avantpaís (figura 15). El mapa de la conca de Kuqa mostra els elements estructurals característics d'un cinturó de plects i encavalcaments desenxanxats en sal: geometria en sortints i entrants, plects de desenxanxaments tancats separats per sinclinals amples de fons pla i presència de retroencavalcaments (manca de vergència predominant) (figura 15).

ESTIL ESTRUCTURAL DELS CINTURONS DE PLECS I ENCAVALCaments QUE REACTIVEN CONQUES I ESTRUCTURES SALINES PRÈVIES

La majoria de cinturons de plecs i encavalcaments són el resultat de la inversió de marges passius i conques extensives prèvies que inclouen sal. En són exemple els Pirineus, els Alps i el Zagros, entre moltes altres serralades.

En la dècada de 1980 es va reconèixer el paper de la inversió tectònica de les conques extensives en l'evolució estructural dels sistemes orogènics (Cooper i Williams, 1989; Coward, 1994; Buchanan i Buchanan, 1995). No obstant això, no ha estat fins fa pocs anys que s'ha posat de manifest la importància de reactivació de les estructures salines en l'estil estructural i l'evolució dels cinturons de plecs i encavalcaments (Callot *et al.*, 2012). El fonament del reconeixement de la inversió tectònica va ser demostrar i documentar que és més fàcil (requereix menys feina) reactivar una falla preexistent que crear-ne una de nova, i, en general, les estructures sempre aprofiten les debilitats preexistents de les roques per a localitzar-se i desenvolupar-se. Seguint amb aquest concepte, les formacions salines i les estructures salines, que normalment comporten un increment significatiu de la quantitat de sal, són les parts més dèbils de la pila sedimentària durant la deformació de l'escorça superior i, per tant, seran les primeres a registrar qualsevol etapa deformativa i tindran un paper molt significatiu en el desenvolupament de les estructures.

La geometria de les formacions salines abans de la formació de les serralades, en el cas que aquestes hagin estat presents en la formació d'un marge passiu des dels estadis inicials de *rifting* fins a les etapes de subsidència tèrmica (postrift), dependrà del moment de sedimentació de la sal respecte de les etapes de *rifting* (Rowan, 2014) i del gruix inicial de la capa de sal (figura 16). La sal pot haver-se dipositat abans de l'inici de l'extensió (prerift), durant l'extensió (sinrift) o en els darrers estadis de la deformació extensiva (*sag basin*) o amb posterioritat (postrift). El moment de sedimentació de la sal té una influència en la continuïtat de la capa de sal, el seu gruix i la formació d'estructures salines; tots tindran un paper determinant en les posteriors etapes deformatives, com el desenvolupament d'un cinturó de plecs i encavalcaments.

Si la capa de sal és prima i s'ha sedimentat abans o en els primers estadis de l'etapa de *rifting*, la sal quedarà desconnectada per les falles que afectin el basament durant la deformació extensiva i el desenvolupament d'estructures salines serà limitat (figura 16). La deformació contractiva subseqüent estarà fonamentalment controlada per la inversió tectònica de les falles que afecten el basament i el paper de la sal serà limitat. Si, al contrari, la capa de sal és gruixuda i s'ha sedimentat abans o durant l'etapa de *rifting*, els sediments dipositats damunt la sal es desacoblaran durant la deformació extensiva i es generaran estructures salines (parets sa-

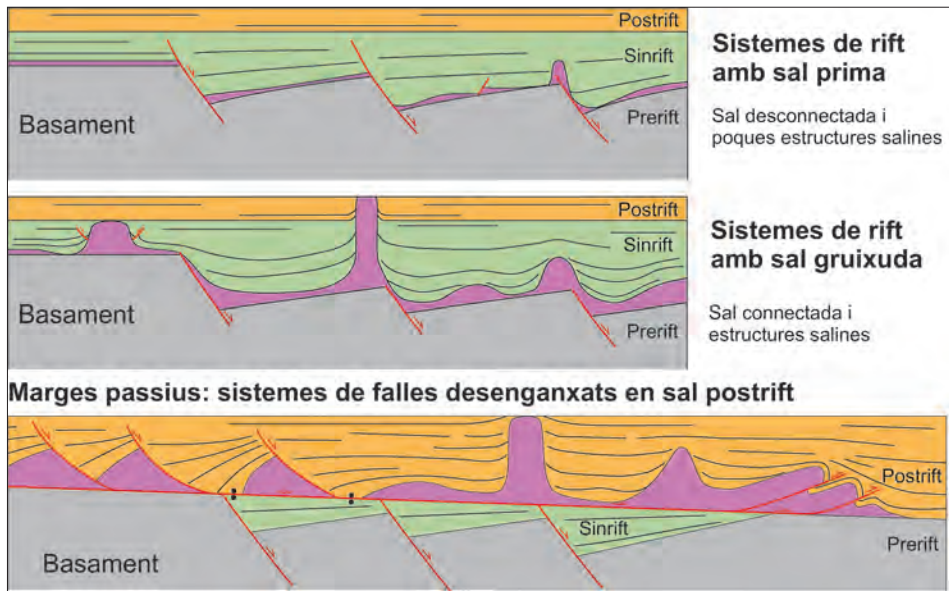


FIGURA 16. La geometria de la capa de sal en conques extensives i marges passius dependrà de la cronologia de la sedimentació de la sal respecte de les etapes de *rifting* i del seu gruix inicial. Com més gruixuda i tardana sigui la sedimentació de la sal respecte del *rifting*, més contínua serà la sal, més estructures salines es formaran i més important serà el seu paper durant les etapes subseqüents de reactivació i deformació contractiva per a desenvolupar un cinturó de plects i encavalcaments.

FONT: Elaboració pròpia.

lines i diapirs), que continuaran actives durant l'etapa de postrift. La sal pot quedar connectada al final de l'extensió i juntament amb les estructures salines formades tindrà un paper fonamental durant la subseqüent reactivació i formació d'un cinturó de plects i encavalcaments (figura 16). Finalment, la sal dipositada al final de l'etapa extensiva afavoreix la formació sincrònica de sistemes de falles extensives de col·lapse i estructures contractives a les parts distals de la conca durant l'etapa de subsidència tèrmica o postrift (figura 16). Aquests sistemes connectats d'estructures extensives i contractives són característics dels marges passius amb formacions salines, com els de la Mediterrània occidental, l'oceà Atlàntic central o el golf de Mèxic (Rowan *et al.*, 2004; Fort *et al.*, 2004; Granado *et al.*, 2016) (figura 17). Aquests marges passius es reactivaran fàcilment durant la deformació contractiva relacionada amb la formació d'un orogen i la deformació de les estructures salines formades determinaran un estil estructural característic.

Els cinturons de plects i encavalcaments que reactiven estructures salines prèvies, normalment formades en contextos extensius o en marges passius, presenten un estil estructural caracteritzat per estructures contractives amb orientacions

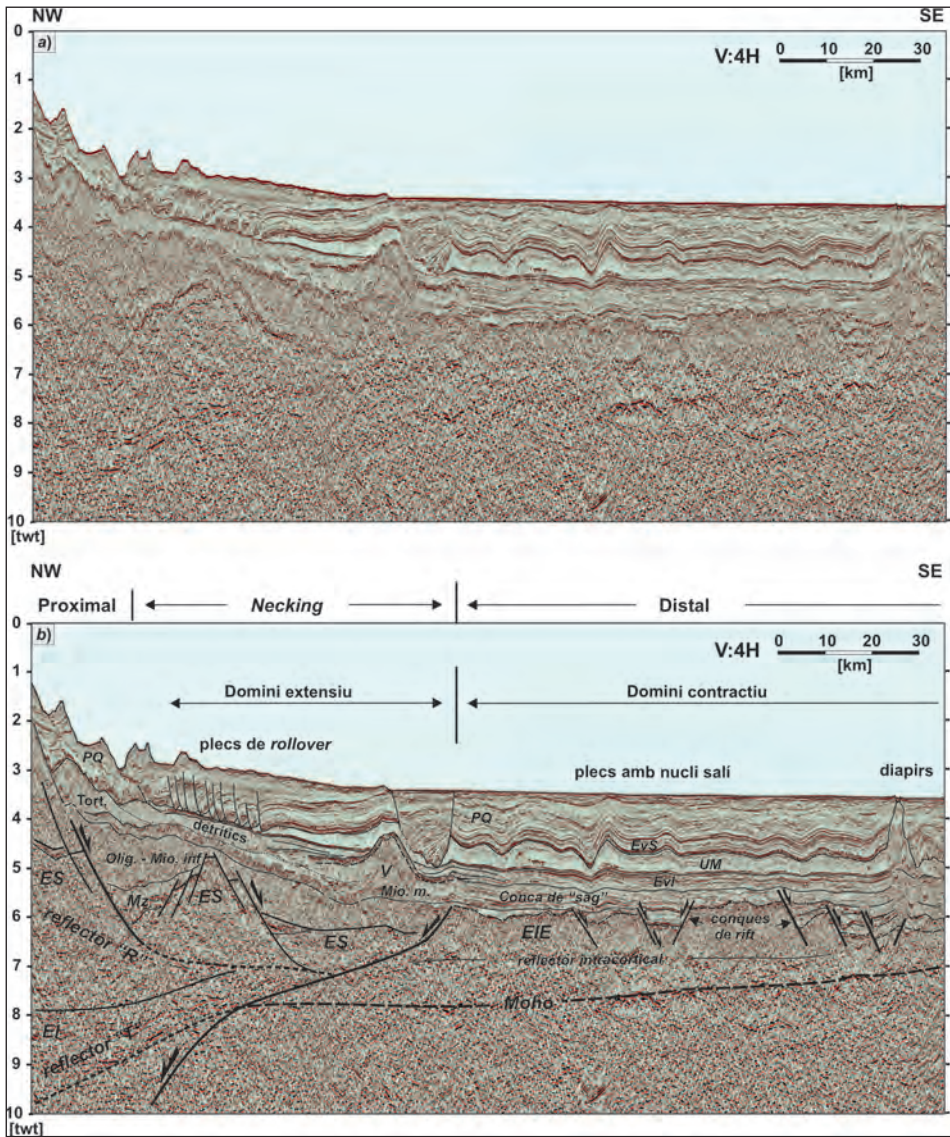


FIGURA 17. Línia sísmica del golf de Lleó al davant de Cap de Creus a); interpretació de GRANADO *et al.*, 2017 b). Es tracta d'un típic marge passiu amb sal (sal del Messinià), caracteritzat per estructures extensives a la part proximal de la conca connectades amb estructures contractives a la part distal, totes desenganxades damunt la sal. PQ: Plio-Quaternari, EvS: evaporites superiors, UM: capa de sal mòbil, EvI: evaporites inferiors, Tort.: Tortoniana, Mio. m.: Miocè mitjà, Olig. - Mio. inf.: Oligocè-Miocè inferior, Mz: Mesozoic, ES: escorça superior, EI: escorça inferior, EIE: escorça inferior exhumada. FONT: GRANADO *et al.*, 2016.

diverses, poca continuïtat lateral dels plecs i encavalcaments associats, plecs amb flancs capgirats o panells d'estrats subverticals o capgirats i relacions d'omissió estratigràfica a través de falles contractives.

El Zagros és la serralada que segurament mostra de la manera més espectacular les característiques d'un cinturó de plecs i encavalcaments que inclou capes de sal i estructures salines prèvies. La qualitat dels afloraments i la possibilitat de visualitzar les estructures amb Google Earth fan d'aquesta serralada un exemple excepcional per a analitzar el paper de la sal en sistemes contractius.

A la part oriental del Zagros, a la regió del sortint del Fars (figures 3 i 18), s'observen canvis de l'estil estructural en funció del gruix de la capa de sal cambriana d'Ormuz i de l'existència d'estructures salines prèvies. Així, a la part central del Fars, s'observen plecs de desenganxament de gran continuïtat lateral, de més d'un centenar de quilòmetres, seguint la direcció NW-SE predominant de les estructures principals del Zagros (part occidental del mapa de la figura 18). En canvi, més a l'est, al Fars oriental, la reactivació d'estructures salines prèvies ha donat lloc a un estil estructural diferent, caracteritzat per un patró estructural poligonal amb plecs de desenganxament curts amb orientacions variables i inclinacions elevades (figura 18). En superfície s'observen nombrosos diapirs i geleres de sal que resulten de la reactivació i l'escanyament de diapirs i parets salines preexistents durant la formació de la serralada del Zagros (Callot *et al.*, 2012) (figura 18).

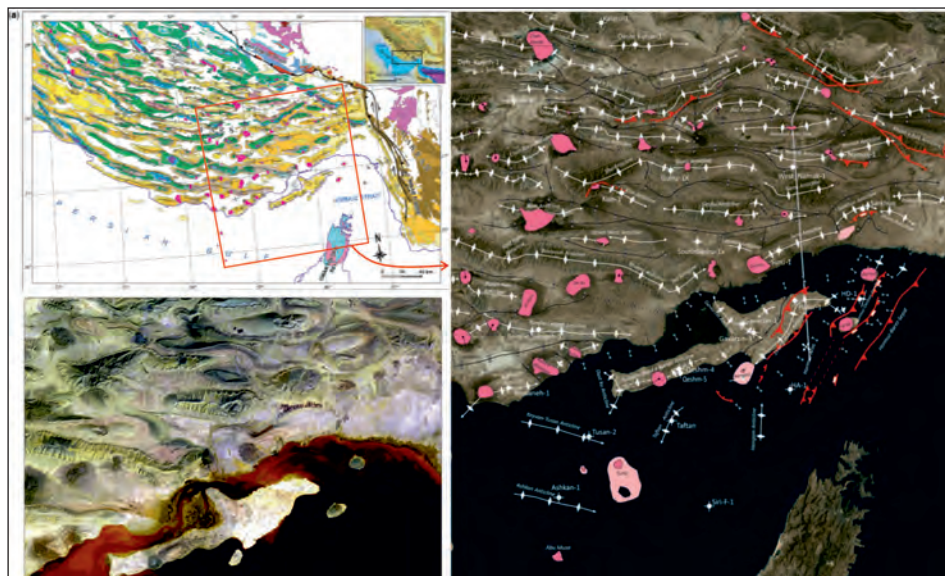


FIGURA 18. Mapa geològic del sortint del Fars, esquema estructural de la part oriental i detall de les estructures associades a la reactivació contractiva d'estructures salines prèvies.

FONT: Núria CARRERA, inèdit.

La serralada del Zagros ha reactivat un marge passiu associat al Tetis. Al final del Precambrià i a l'inici del Cambrià, conques extensives de direcció N-S van controlar la sedimentació de la sal d'Ormuz (Stewart, 2018). A continuació, la càrrega diferencial de les formacions que es varen dipositar durant el Paleozoic va afavorir la formació de coixins salins i parets salines (Perotti *et al.*, 2016), que van evolucionar a diapirs durant l'extensió permotriàsica relacionada amb l'obertura del Tetis i a diapirs passius durant l'etapa de marge passiu mesozoica (figura 19). L'inici de la deformació contractiva a finals del Cretaci i durant tot el Cenozoic va determinar la reactivació de les estructures salines, alhora que es formaven plecs de desenganxament damunt de la sal d'Ormuz (Callot *et al.*, 2012; Snidero *et al.*, 2019) (figures 19 i 20).

La longitud d'ona dels plecs de desenganxament formats per damunt de la sal d'Ormuz depèn del gruix de la potent successió de sediments paleozoics i de car-

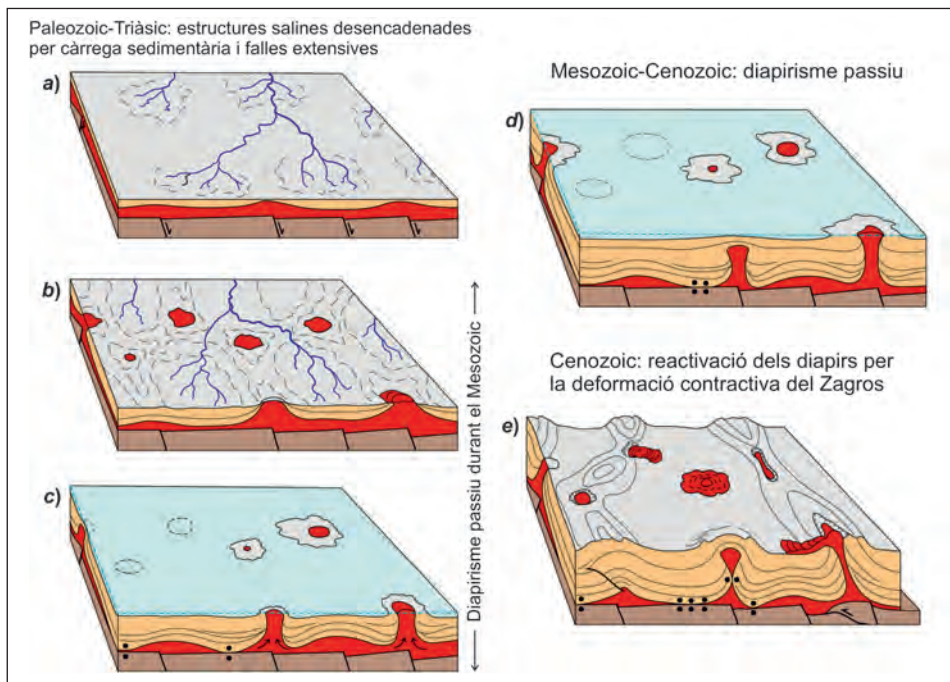


FIGURA 19. Blocs diagrama que mostren l'evolució dels diapirs de la sal d'Ormuz, al Fars oriental, des dels primers estadis, on es varen formar fonamentalment per càrrega sedimentària diferencial (Paleozoic) i per la deformació extensiva durant el Permian i el Triàsic (a), fins a les etapes mesozoiques posteriors de desenvolupament de diapirs passius (b, c i d), fins a l'etapa de reactivació associada a la deformació contractiva que va formar la serralada del Zagros (e).

FONT: Modificat de CALLOT *et al.*, 2012.

bonats mesozoics i cenozoics que hi ha damunt la sal, que pot arribar als catorze quilòmetres. Així doncs, tot i que els diapirs preexistents han pogut localitzar la posició de plecs i encavalcaments a les parts més internes, la posició d'aquests diapirs no sempre coincideix amb els nuclis dels anticlinals, atès que la seva posició i l'espai estan heretats d'etapes anteriors a la deformació contractiva. La manca de coincidència entre l'espai inicial dels diapirs i la longitud teòrica dels plecs de desenganxament per un gruix de la sèrie plegada determina la poca continuïtat lateral dels plecs i els seus canvis d'orientació (figures 18 i 20).

Una altra característica dels cinturons de plecs i encavalcaments que inclouen sal, i especialment els que reactiven estructures salines, és la presència de geleres de sal. Es formen quan una estructura salina aflora a la superfície, ja sigui perquè és heretada d'un diapir passiu preexistent o perquè l'erosió la fa aflorar, i, alhora, és escanyada per la deformació contractiva (figures 19 i 21). Les geleres de sal són molt espectaculars al Zagros (figura 21), però també s'observen en altres serralades com el Tian Shan o els Pirineus.

Els Pirineus és un altre exemple d'una serralada que reactiva un marge passiu preexistent que inclou sal: el marge nord-ibèric (Muñoz, 2019). En aquest cas s'observen en bones condicions d'aflorament la reactivació de les conques sedimentàries (miniconques) i estructures salines associades.

Als Pirineus centrals, el mantell de Bóixols i la seva continuïtat occidental al mantell del Cotiella (figura 11) es van formar com a resultat de la inversió de les conques extensives que hi havia al llarg del límit meridional del marge nord-

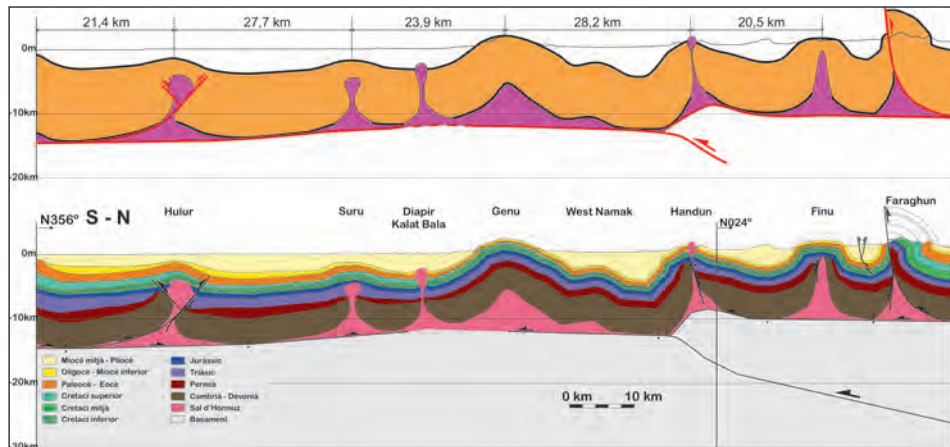


FIGURA 20. Tall geològic a través del Fars oriental al Zagros (localització a la figura 18), que mostra la longitud d'ona dels plecs de desenganxament i els diapirs reactivats durant la deformació contractiva. FONT: SNIDERO *et al.*, 2019.

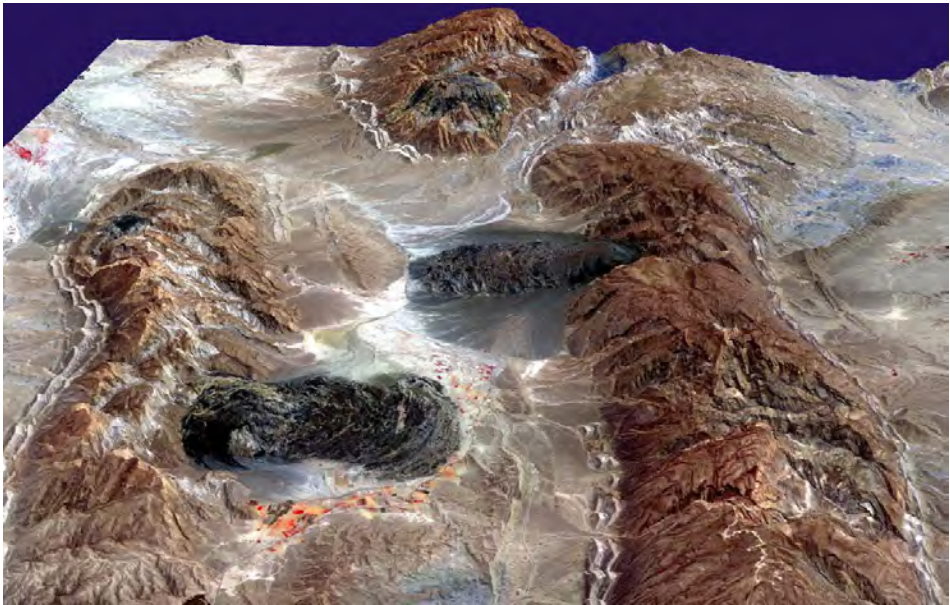


FIGURA 21. Imatge obliqua de satèl·lit amb els diapirs de Gach, Burkh, Nesf Rah i Shur (del davant al darrere). Els dos primers tenen les geleres associades.
FONT: HUDEC i JACKSON, 2011.

ibèric als inicis del Cretaci superior (García-Senz *et al.*, 2019). Aquestes conques van incloure conques sinrift i conques postrift formades pel col·lapse gravitacional del marge passiu i per l'evacuació de la sal triàsica prèviament acumulada durant l'etapa de *rifting* (figura 22). La inversió d'aquestes conques i la reactivació de les estructures salines han determinat la formació de panells de sediments subverticals fortament capgirats d'escala quilomètrica i la formació de falles de soldadura salina (*fault welds*), que en molts casos posen materials més moderns per damunt de més antics, amb ommissió de la sèrie estratigràfica, tot i ser estructures contractives (figura 22). Totes aquestes estructures, característiques de la reactivació de conques i estructures salines prèvies, no han estat reconegudes fins recentment (McClay *et al.*, 2004; Muñoz i García-Senz, 2010; López-Mir *et al.*, 2014; Saura *et al.*, 2016).

Els cinturons de plects i encavalcaments que formen la serralada dels Alps mostren també característiques relacionades amb la reactivació d'un marge passiu que inclou sal i reactiva estructures salines, similars a les descrites abans (Graham *et al.*, 2012; Granado *et al.*, 2018) (figura 23).

Els Alps Calcaris del Nord, a Àustria, es caracteritzen per un estil estructural definit per canvis molt significatius dels gruixos dels carbonats triàsics entre uni-

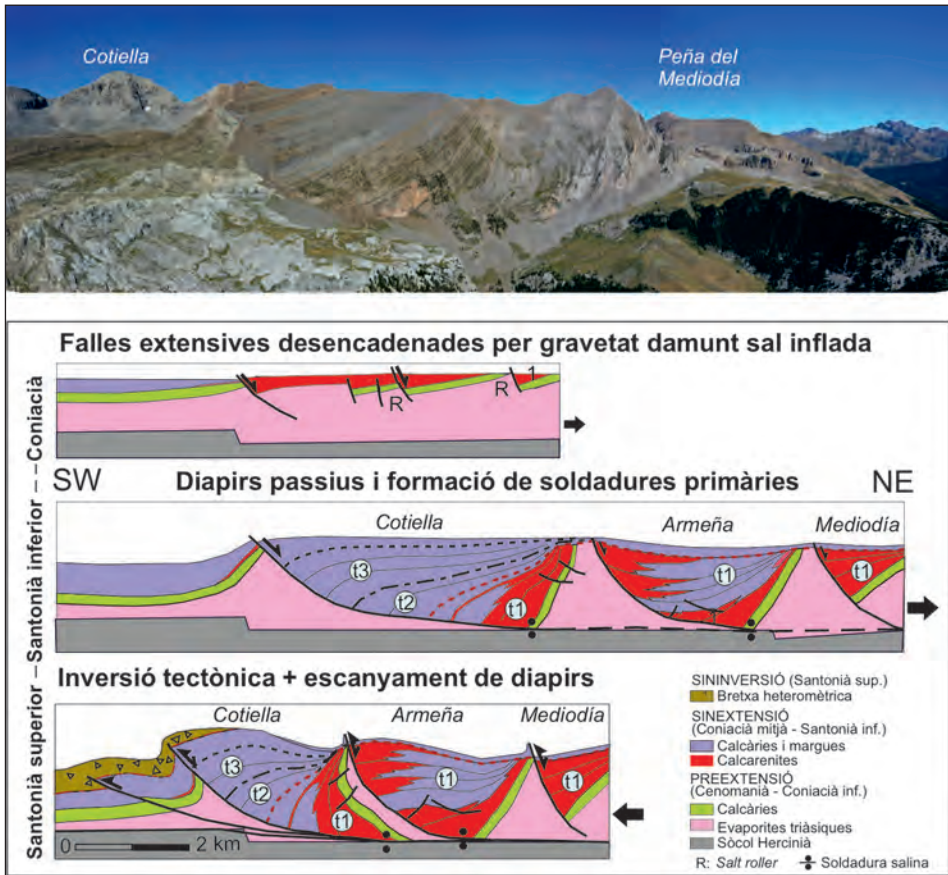


FIGURA 22. El massís del Cotiella és un exemple d'una conca postrift formada per evacuació de sal i col·lapse gravitacional, envoltada per diapirs, que després ha estat reactivada durant la formació dels Pirineus. L'estructura extensiva ha estat fonamentalment preservada, tot i el desplaçament posterior cap al sud de diversos quilòmetres al bloc superior de l'encavalcament del Cotiella. No obstant això, els diapirs han estat escanyats i s'han format falles de soldadura salina i panells de sediments capgirats. La panoràmica superior correspon al circ d'Armeña. Compareu-ho amb el tall de la figura inferior.

FONT: LÓPEZ-MIR *et al.*, 2014.

tats estructurals adjacents, contactes amb omissió de sèrie estratigràfica, flancs de plects i panells de capes capgirats a verticals, un patró estructural en el mapa de forma poligonal, sortints d'encavalcaments, entre altres característiques, que demostren la reactivació d'estructures salines prèvies formades en el marge passiu del Tetis (figures 23 i 24).

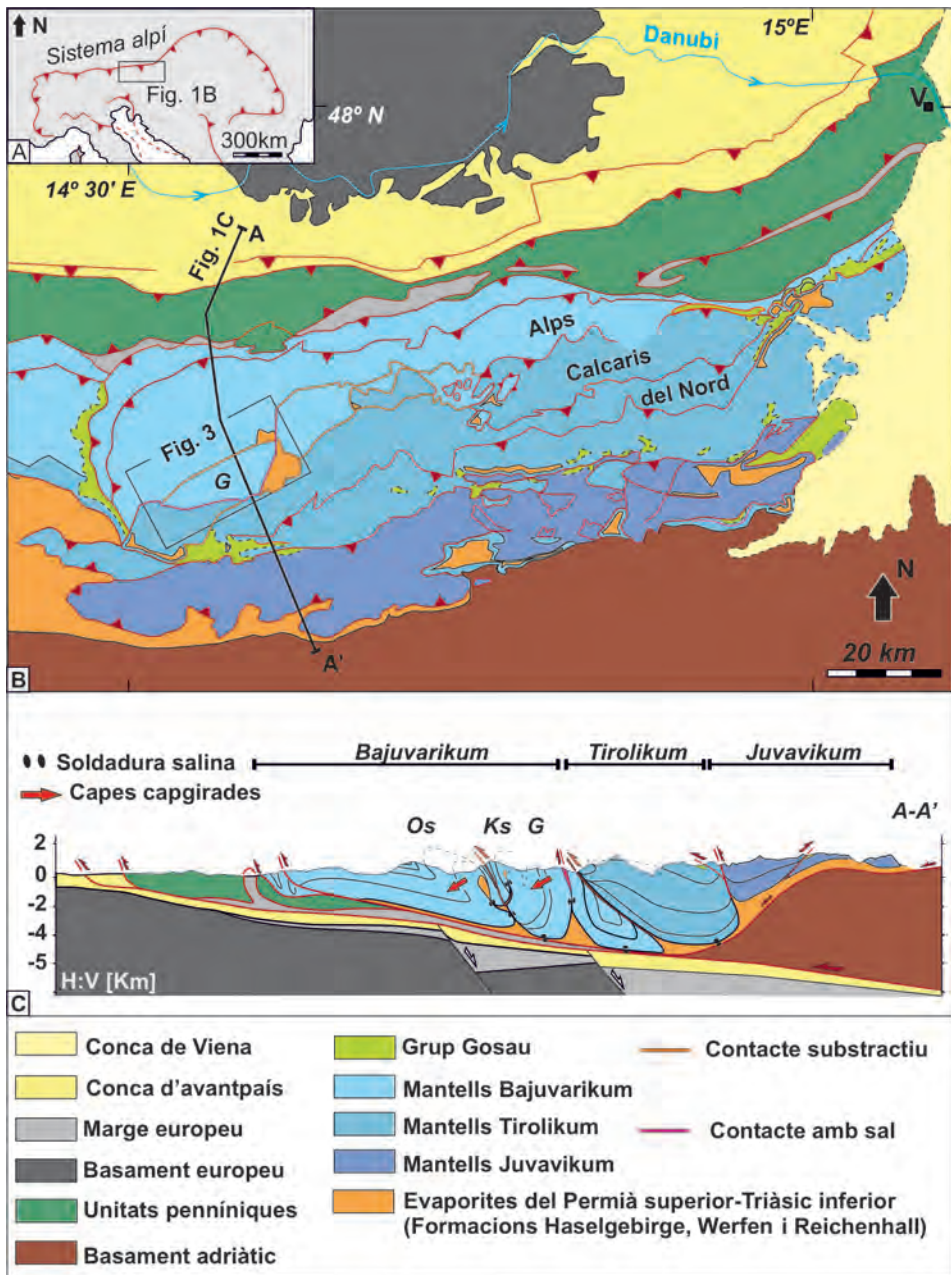


FIGURA 23. Esquema estructural i tall representatiu de la part oriental dels Alps Calcaris del Nord. Os (Oisberg), Ks (Königsberg) i G (Gamsstein) són conques formades per evacuació de sal. FONT: GRANADO *et al.*, 2018.

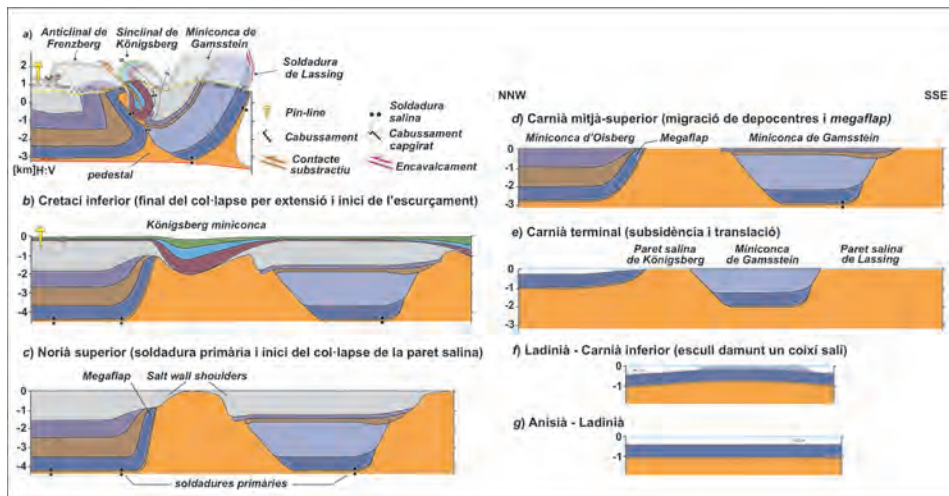


FIGURA 24. Detall de la part central del tall de la figura 23 a través de la conca de Gamsstein i talls restituïts parcials que il·lustren l'evolució de les conques i les parets salines del marge passiu abans de la seva deformació contractiva.

FONT: GRANADO *et al.*, 2018.

FACTORS QUE CONTROLLEN L'ESTIL ESTRUCTURAL EN CINTURONS DE PLECS I ENCAVALCaments QUE INCLOUEN SAL

Independentment de l'edat de la sedimentació de les evaporites respecte de la formació de la serralada i de les etapes tectòniques anteriors, hi ha una sèrie de factors que determinen l'evolució estructural dels cinturons de plecs i encavalcaments que inclouen sal. Alguns d'aquests factors són especialment rellevants en considerar la deformació d'una formació salina. Entre aquests, els més determinants són: la velocitat de la deformació, el gruix de la capa de sal i la seva geometria, i la taxa de sedimentació sintectònica.

Per a esbrinar el paper d'aquests factors durant la deformació, cal recórrer a la comparació entre els diferents exemples de serralades que observem en la natura i a la caracterització de l'evolució en l'espai, que de vegades es pot interpretar com equivalent a l'evolució temporal. Endemés d'aquestes observacions, es disposa en l'actualitat d'eines de modelització, tant numèriques com analògiques, que permeten analitzar el paper dels diferents factors en l'evolució estructural. La combinació d'aquestes eines de modelització amb les observacions d'exemples reals, com més millor, ens ha permès establir uns conceptes bàsics de com els factors abans citats determinen l'estil estructural dels cinturons de plecs i encavalcaments que inclouen sal.

La sal té un comportament dúctil fins a la superfície, i és aquest comportament el que determina la peculiaritat dels sistemes geològics que inclouen sal. És ben conegut, però, que aquest comportament dúctil minva en augmentar la velocitat de la deformació. No obstant això, a escala geològica, la deformació és suficientment lenta, de l'ordre de mil·límetres/any, per considerar que aquest paràmetre és relativament similar entre les diverses serralades. Aquest paràmetre sí que és rellevant a l'hora de tenir en compte els resultats de programes de modelització, en els quals les taxes de deformació pròpies dels sistemes naturals són dificultoses de reproduir.

A continuació s'analitzarà el paper del gruix de la capa de sal i de la sedimentació sintectònica en l'evolució estructural de cinturons de plects i encavalcaments que inclouen sal.

El paper del gruix de la capa de sal

El paper del gruix de la capa de sal depèn del moment de la seva sedimentació respecte de les etapes tectòniques que l'han deformat. En el cas de la deformació contractiva de marges passius, si el gruix inicial de la capa de sal és elevat, independentment que s'hagi dipositat abans del *rifting* o durant la formació de les conques sinrift, es pot mantenir connectada al final de l'etapa extensiva (figura 16) i permetre el desacoblament de la sèrie sedimentària suprajacent de la sal durant la formació del cinturó de plects i encavalcaments i desenvolupar els estils estructurals abans comentats. En general, si el gruix de la capa de sal prerift o sinrift és significatiu, la sèrie suprajacent durant l'etapa extensiva mostrarà un desacoblament respecte de la sèrie infrajacent (Withjack i Callaway, 2000). En cas de desacoblament de la sèrie suprasalina, durant l'extensió es formaran estructures salines que poden continuar sent actives durant l'etapa postrift (Jackson i Hudec, 2017). Si un marge passiu es caracteritza pel desacoblament de la sèrie suprasalina, és molt probable que durant la deformació contractiva subseqüent per a formar una serralada es desenganxi novament i la sal en determini l'estil estructural. Si, al contrari, la capa de sal prerift o sinrift és prima, quedarà desconnectada durant la deformació extensiva (figura 16) i l'estil estructural resultant durant la deformació contractiva subseqüent serà totalment diferent.

En el cas de formacions salines sedimentades en conques sinorogèniques, el gruix de la capa de sal també tindrà un paper significatiu, encara que no tan rellevant com en els casos en què la sal és anterior a la formació de la serralada i ha estat deformada per etapes prèvies.

Per a analitzar l'efecte del gruix de la capa de sal s'han dissenyat experiments analògics que reproduïxen a escala la deformació d'una conca sedimentària amb una capa de sal. Els sediments es modelitzen per capes de sorra amb propietats

friccional similar a la de les roques sedimentàries a la part superior de l'escorça i com a anàleg de la sal s'utilitzen silicones. Els experiments s'han dut a terme a la taula de modelització analògica de l'Institut de Recerca Geomodels de la Universitat de Barcelona, que permet aplicar un desplaçament constant i molt lent per tal de reproduir la deformació contractiva d'una conca sedimentària amb una capa de sal de gruixos variables (figura 25).

La figura 26 mostra els resultats dels dos models analògics corresponents a les dues configuracions de la figura 25. L'única variació entre els dos models és el gruix inicial de la capa de silicona, que és tres cops més gruixuda per al segon model (figura 25). En el cas d'una capa prima de sal, els plecs i encavalcaments que es formen reproduïxen l'estil estructural de cinturons de plecs i encavalcaments desenganxats en sal, caracteritzat per plecs i encavalcaments associats sense una vergència predominant. Aquestes estructures formen una topografia d'elevació força constant que defineix un tascó orogènic amb un angle crític molt baix (figures 7 i 8). La localització de l'estructura frontal està controlada per l'acabament de la capa de sal (silicona). Aquesta es forma en els primers estadis de la deformació, que es propaga ràpidament per la capa de sal, tal com es pot veure en les fotos zenitals de la superfície del model. A mesura que augmenta la deformació, l'estructura frontal es desplaça cap a la paret fixa del model (avantpaís) i alhora es formen noves estructures en l'interior de cinturó de plecs i encavalcaments (model superior de la figura 26).

En augmentar el gruix de la capa de sal, l'estil estructural canvia significativament (model inferior de la figura 26). Es formen menys estructures, que presenten una major longitud d'ona i es generen plecs amb flancs capgirats de grans dimensions. L'angle crític del tascó orogènic continua sent molt baix (proper a 0°).

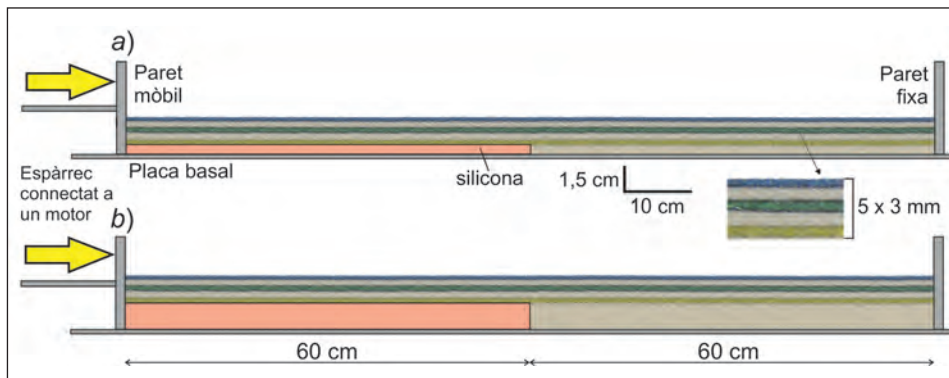


FIGURA 25. Configuració de la taula de modelització per a analitzar el paper del gruix d'una capa de sal en l'estil estructural d'un cinturó de plecs i encavalcaments.

FONT: Fernando Borrás i Oriol Ferrer.

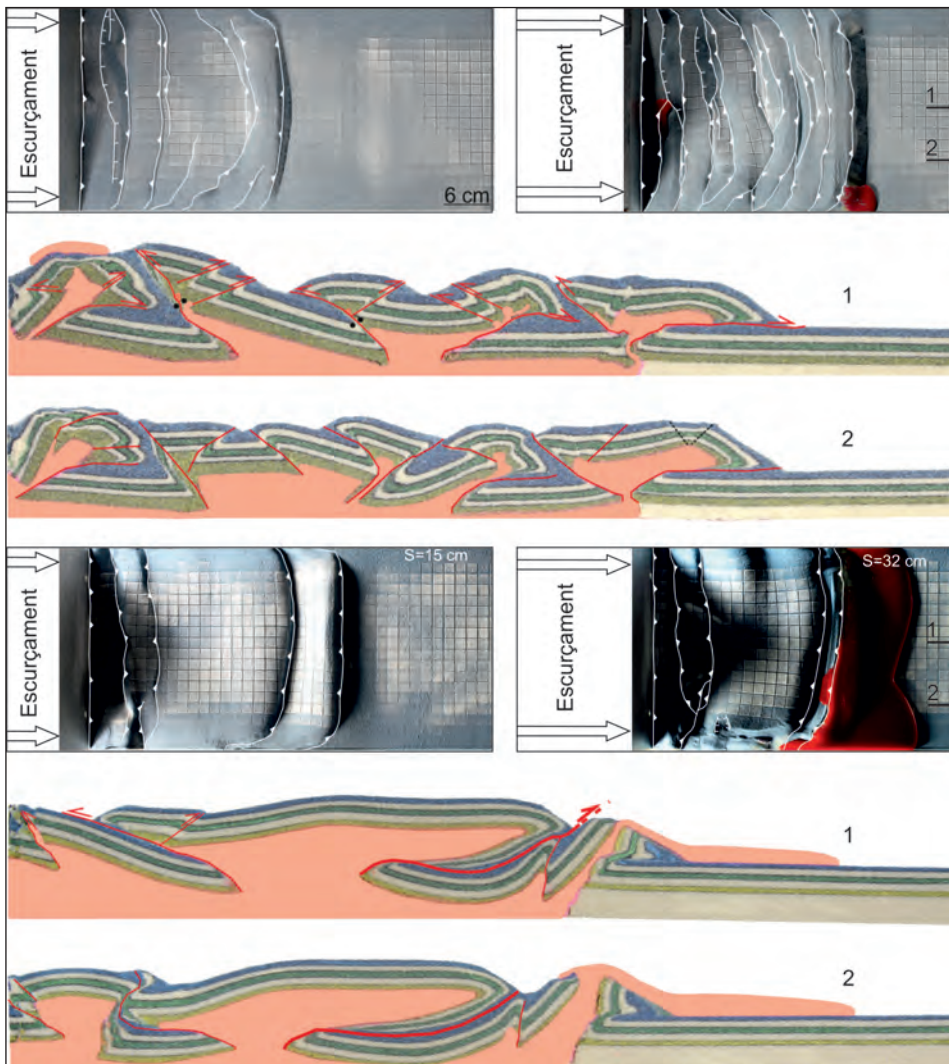


FIGURA 26. Talls dels models de sorra i silicona segons la configuració de la figura 25. El model superior correspon a una capa de 0,5 cm de gruix de silicona, que reproduïx la sal en la natura, i el model inferior a una capa d'1,5 cm de silicona. Les fotos corresponen a la superfície del model corresponent a un estadi inicial i a l'estadi final, abans de realitzar els talls (es reproduïxen els dos que estan localitzats). En el model de silicona prima es formen plecs i encavalcaments associats sense vergència predominant que formen un tascó orogènic amb un angle crític proper a 0° . El model de silicona gruixuda es caracteritza per plecs amb pla axial subhoritzontal i flancs capgirats. Es formen menys estructures i es produeix l'extrusió de la silicona per l'estructura frontal per a formar una làmina al·lòctona damunt les capes no deformades de l'avantpaís.

FONT: Fernando Borrás i Oriol Ferrer.

La deformació es localitza en l'estructura frontal que evoluciona cap a una paret salina, per on acaba extrudint la silicona per a formar una làmina al·lòctona damunt de les capes no deformades de l'avantpaís.

El model amb una capa de sal gruixuda reproduïx l'estil estructural observat en parts dels Alps Calcaris del Nord, caracteritzats per flancs totalment capgirats de dimensions quilomètriques (figures 23 i 24). També dona suport a la interpretació que els flancs capgirats observats als Pirineus corresponen a successions sedimentàries inicialment sedimentades damunt de sal inflada (López-Mir *et al.*, 2014; Saura *et al.*, 2016) (figura 22).

L'extrusió de la sal cap a la part frontal dels cinturons de plects i encavalcaments s'observa en diverses serralades com les Bètiques i els Pirineus (Berástegui *et al.*, 1998; Flinch i Soto, 2017) (figura 27).

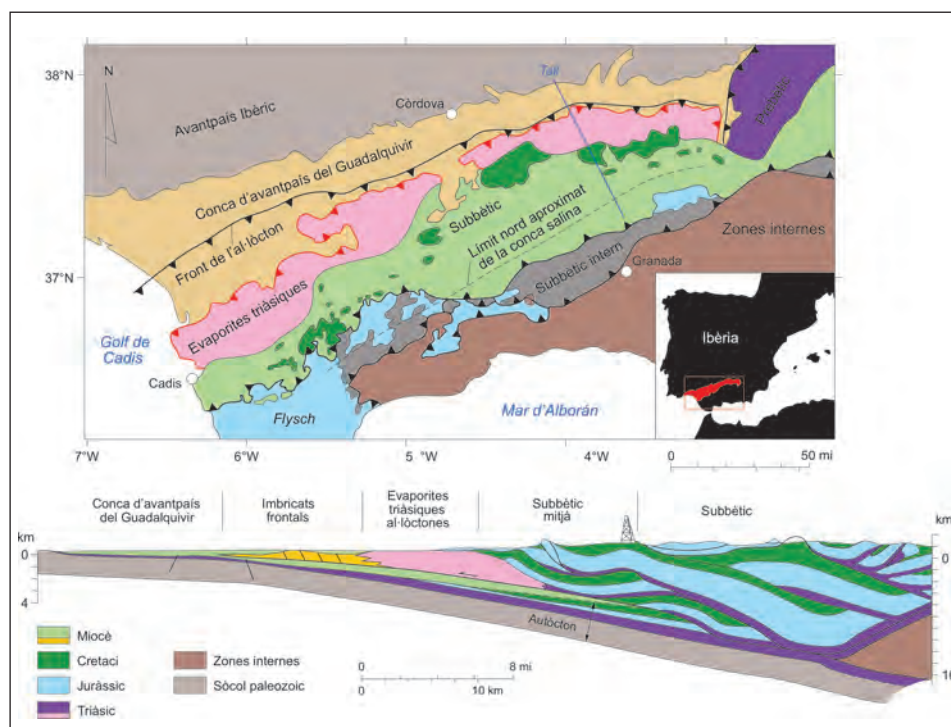


FIGURA 27. La part frontal de les Bètiques està constituïda per una làmina de sal triàsica al·lòctona que va extrudir des dels mantells de corrent bètic cap l'avantpaís durant el Miocè superior. Aquesta sal al·lòctona ha estat anomenada *olistostroma del Guadalquivir* i conté nombroses miniconques de materials miocènics.

FONT: BERÁSTEGUI *et al.*, 1998. Figura extreta de HUDEC i JACKSON, 2011.

El paper de la sedimentació sinorogènica

Durant la formació d'un cinturó de plecs i encavalcaments, els materials sinorogènics es distribueixen entre les conques a collibè i la conca d'avantpaís. La distribució d'aquests sediments té un paper molt important en l'evolució estructural, ja que controla la cinemàtica dels encavalcaments, atès que determina la topografia (variació de l'angle superficial del tascó orogènic) i afegeix una càrrega sedimentària que dificulta la progressió dels encavalcaments (Fillon *et al.*, 2013). Si el cinturó de plecs i encavalcaments inclou sal, el paper de la sedimentació sinorogènica és encara més significatiu, atès que, entre altres fenòmens, afegeix gradients de càrrega que provoquen la mobilització de la sal.

El paper de la sedimentació sinorogènica en cinturons de plecs i encavalcaments s'ha estudiat en serralades que inclouen conques evaporítiques sinorogèniques per tal de simplificar l'anàlisi, partint d'una capa de sal no deformada. Són exemples naturals per a estudiar aquest fenomen els Pirineus i la seva conca d'avantpaís sud-pirinenca i la conca de Kuqa al Tian Shan.

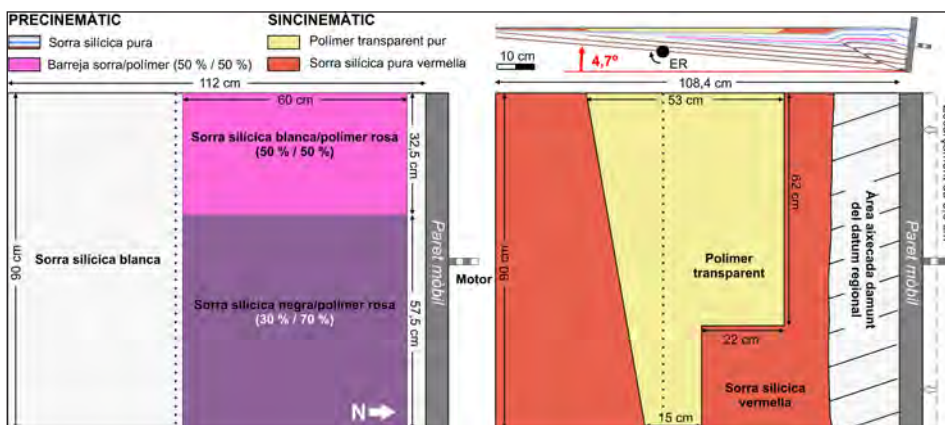


FIGURA 28. Configuració dels models de sorra realitzats per a analitzar el paper de la distribució de la sal i la sedimentació sintectònica en l'evolució estructural del cinturó de plecs i encavalcaments de Kuqa (Tian Shan). Les dues figures inferiors corresponen a vistes en planta de la taula de modelització. L'esquema inferior esquerre és l'estadi inicial, on s'han col·locat capes de materials dèbils per a reproduir les capes de carbó triàsiques a la base de la sèrie mesozoica de la conca de Kuqa (mateix color que al tall de la figura 15). L'esquema inferior dret correspon a l'estadi després d'escurçar les capes de sorra 3,6 cm. Equivaldria al moment en què la sal paleògena de Kumu es va dipositar a la conca d'avantpaís. La distribució en planta de la capa de silicosa, que reproduceix la de sal, s'ha deduït a partir del mapa geològic i de la informació de subsol (sondatges i línies sísmiques, figura 15). El tall superior correspon a la part superior del model al final de la sedimentació de la sal, abans que la deformació progressi cap endavant i deformi la silicosa i les capes de sorra que es van anar afegint per a reproduir la sedimentació sintectònica.

FONT: Modificat de PLA *et al.*, 2019.

A la conca de Kuqa, els materials sintectònics continentals damunt de la capa de sal assoleixen un gruix de diversos quilòmetres, la majoria sedimentats des del Miocè fins a l'actualitat (figura 15). Aquest fet ens permet analitzar el paper de la sedimentació sintectònica endemés del de la sal en la formació d'una serralada.

Per a analitzar el paper de la sedimentació sinorogènica a la conca de Kuqa es van dissenyar uns models analògics, la taula de modelització analògica de l'Institut de Recerca Geomodels de la Universitat de Barcelona, en els quals s'ha reproduït a escala la geometria dels dos principals nivells de desenganxament de la conca: un corresponent als carbons i lutites triàsics, i l'altre, i principal, a la formació salina de Kumu, d'edat paleògena. La geometria s'ha deduït a partir de dades de subsol i de superfície i de la restitució dels talls geològics realitzats (Izquierdo-Llavall *et al.*, 2018) (figures 15 i 28).

La localització de les estructures que es formen després d'aplicar un escurçament està controlada pels acabaments de la capa de silicona sincinemàtica (silicona pura) i del nivell de desenganxament inferior (figura 29). A la part dreta dels models, on no hi ha la silicona superior, es forma un apilament de làmines d'encavalcament que generen un relleu. En canvi, a la part esquerra, damunt la silicona, l'envolupant de les estructures forma un angle molt petit amb l'horitzontal (figura 29). Al model amb una taxa de sedimentació baixa es formen falles extensives al límit entre l'apilament de làmines internes i la zona externa desenganxada damunt de la silicona. Aquest col·lapse extensiu es relaciona amb un angle supercrític del tascó orogènic (model superior de la figura 29).

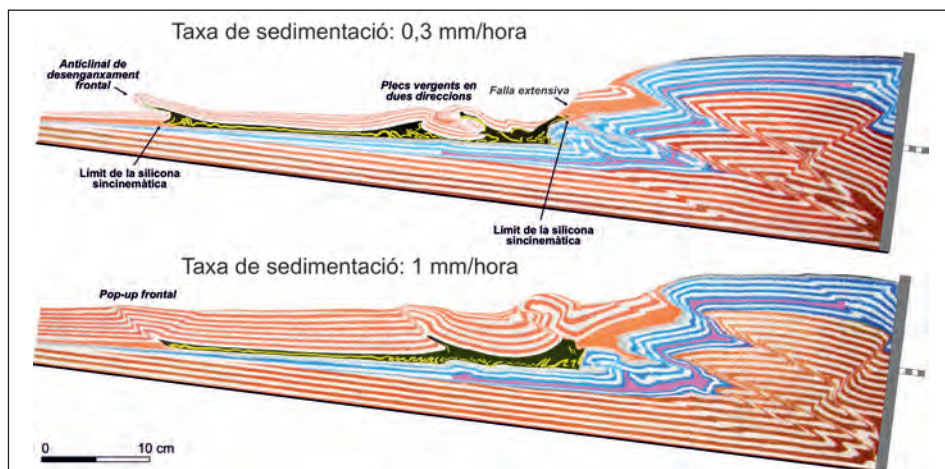


FIGURA 29. Talls de models després d'aplicar 27 cm d'escurçament a la configuració de la figura 28. Els talls corresponen a dos models diferents amb taxes de sedimentació sinorogènica diferents mentre els models s'escurçaven. Els dos talls representen la mateixa secció del model a la part superior del model inicial de la figura 28.

FONT: PLA *et al.*, 2019.

Els models experimentals mostren que, en augmentar la taxa de sedimentació, hi ha un canvi progressiu en l'estil estructural, des d'estructures distribuïdes amb una longitud d'ona petita i atapeïdes a un sistema de plecs i encavalcaments caracteritzats per una deformació localitzada en unes poques estructures de gran longitud d'ona, localitzades als límits de la silicona (figures 29 i 30). L'increment del gruix dels sediments sinorogènics incrementa l'espai de les estructures desenganxades a la sal. L'increment de la longitud d'ona de les estructures en augmentar la taxa de sedimentació és molt visible en la superfície dels models (figura 30). La sedimentació sinorogènica té dos efectes addicionals: retarda l'activació de les estructures a l'acabament del nivell de desenganxament situat a l'avantpàis i en determina l'orientació. Així, sense sediments sinorogènics, les estructures es formen perpendiculars a la direcció d'escurçament, però obliqües al límit de la silicona (foto superior esquerra de la figura 30). En augmentar la sedimentació sinorogènica, la longitud d'ona augmenta, però al mateix temps les estructures frontals prenen una direcció obliqua, paral·lela al límit de la silicona (figura 30). Normalment, s'assumeix que les estructures es formen paral·leles als límits de la capa de sal. Els models realitzats demostren que això depèn de la taxa de sedimentació sinorogènica. A més a més, també depèn de l'angle entre el límit de la sal i la direcció d'escurçament. Si aquest angle és molt elevat, les estructures es formen obliquament independentment de la taxa de sedimentació (figura 10).

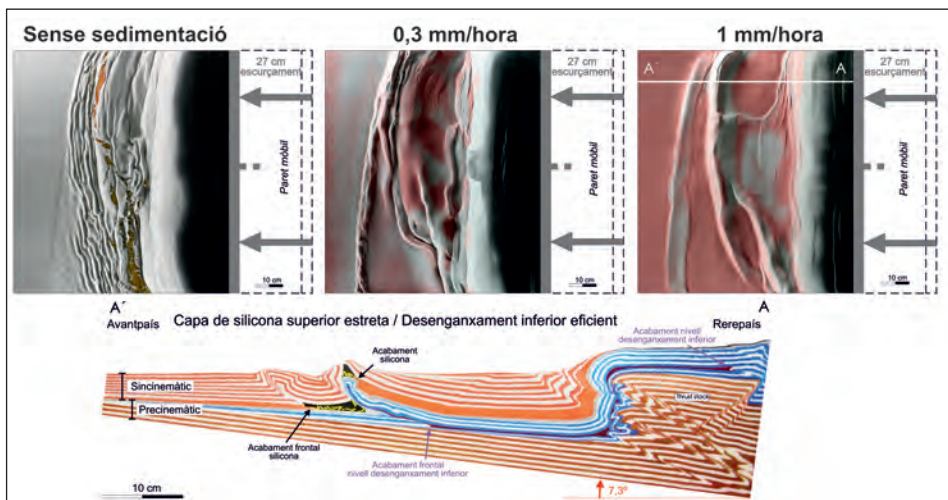


FIGURA 30. Fotografies de la superfície de tres models al final de la deformació contractiva seguint la configuració de la figura 28. D'esquerra a dreta, s'ha augmentat la sedimentació sinorogènica de 0 a 1 mm/hora. El tall inferior és del mateix model que el tall inferior de la figura 29, però a la part del model on la capa de silicona superior és més estreta.

FONT: PLA *et al.*, 2019.

La sedimentació sinorogènica retarda o inhibeix la propagació de la deformació cap a l'avantpaís i afavoreix la localització de les estructures. Aquest efecte s'il·lustra amb una sèrie d'experiments per a analitzar la propagació de la deformació en conques salines sinorogèniques (figura 31).

Sense sediments sinorogènics es formen estructures contractives als límits de les capes de silicona des dels primers inicis de l'escurçament. L'escurçament es resol per inflació de la sal. En augmentar la taxa de sedimentació, l'estructura frontal es forma cap al rerepaís i, fins i tot quan aquesta és elevada, es pot inhibir la formació d'una estructura a l'acabament de la silicona (figura 31). Alhora, l'estructura que es forma queda localitzada i, en progressar la deformació, la silicona es pot arribar a extrudir i formar un diapir (figura 31).

Al llarg del front sud-pirinenc hi ha molts exemples d'estructures salines que queden localitzades per l'elevada taxa de sedimentació a la conca de l'Ebre. Possiblement un dels més espectaculars és l'estructura de Riglos (figura 32).

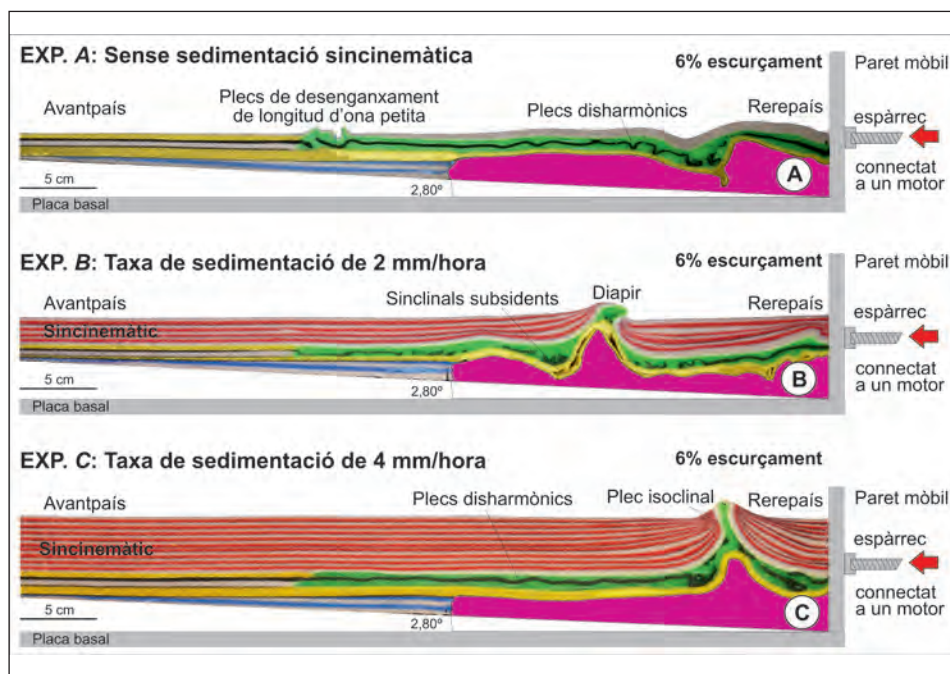


FIGURA 31. Models amb variació de la sedimentació sinorogènica per una successió de dues capes de silicona (de colors magenta i verd) separades per una de sorra prima (de color groc).

FONT: Oriol Pla.

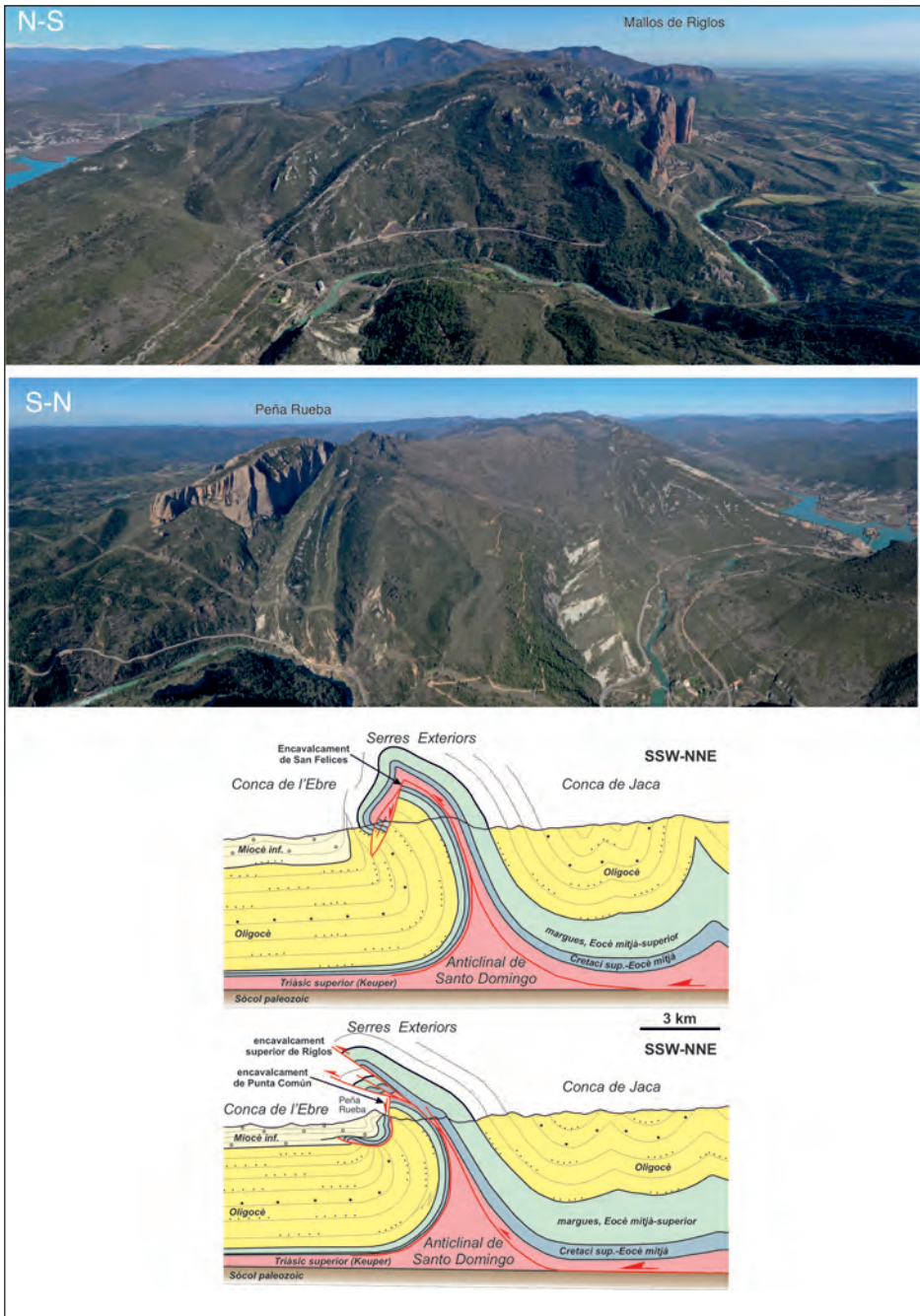


FIGURA 32. Panoràmiques i talls de l'estructura sud-pirinenca a Riglos. La panoràmica superior és mirant a l'est, cap als Mallos de Riglos. La panoràmica inferior és mirant cap a l'oest, vers Peña Rueba, i correspon a la transversal dels talls inferiors.

FONT: Fotografies de l'autor; talls inferiors extrets de MILLÁN *et al.*, 1995.

CONCLUSIONS

La presència de capes i estructures de sal en la successió sedimentària deformada en un cinturó de plects i encavalcaments té un paper fonamental en l'estil estructural i en l'evolució de la serralada:

- Determina la geometria en superfície, caracteritzada per la formació de sortints d'encavalcaments.
- Determina la geometria en tall, caracteritzada per un tascó orogènic d'angle molt baix. És a dir, el gradient topogràfic d'un cinturó de plects i encavalcaments desenganxats en sal és molt baix.
- Controla la geometria de les estructures que es formen damunt de la capa de sal, caracteritzades per plects de desenganxament i encavalcaments associats sense una vergència predominant.
- Els límits de la capa de sal controlen la posició i l'orientació de les estructures que es formen, tot i que hi ha altres factors que modifiquen aquest control.
- La distribució de la sal i el seu gruix és un factor fonamental en l'estil estructural de la serralada.
- Si la capa de sal és gruixuda, es poden formar plects amb flancs capgirats de grans dimensions, així com panells de sediments verticalitzats i capgirats.
- Les estructures salines preexistents són les primeres a enregistrar la deformació contractiva en formar-se una serralada, i exerceixen un control en el desenvolupament de les estructures contractives. Controlen la seva orientació i donen un estil estructural caracteritzat per un patró poligonal d'estructures.
- El gruix de la sèrie sedimentària damunt la sal i la taxa de sedimentació sinorogènica tenen un paper molt important en el desenvolupament de les estructures. Controla la geometria, l'orientació i la seva localització.

AGRAÏMENTS

Aquesta memòria recull d'una manera sintètica molts anys de recerca en l'estudi i la comprensió de les estructures en cinturons de plects i encavalcaments que inclouen sal. Tots aquests treballs no haurien estat possibles sense l'ajut i la col·laboració de nombroses institucions i persones, alguns també amics i companys de treball. Ha estat la col·laboració amb aquests companys, alguns investigadors d'altres disciplines, el que ha fonamentat bona part dels resultats assolits i al mateix temps ha permès la satisfacció del treball compartit. Vull fer arribar un agraïment especial als companys de la Universitat amb els quals he compartit el treball al camp en moltes serralades (Pirineus, Alps, Zagros, Tian

Shan...) i al laboratori: Francesc Sàbat, Eduard Roca, Oriol Ferrer, Pablo Gradano, Núria Carrera, Marco Snidero, Pablo Santolaria, Òscar Gratacòs, Oriol Pla, entre altres. No m'oblido de tots els investigadors als quals he dirigit la tesi doctoral i treballs postdoctorals que han suposat un pilar fonamental per a la recerca realitzada en els darrers anys. Finalment, vull esmentar els col·legues d'altres universitats i institucions de recerca que m'han ajudat a progressar en el camp de la tectònica salina: Mark Rowan, Kate Giles, Ken McClay, Jean-Paul Callot i Jean-Claude Ringenbach.

La meua dedicació a la recerca no hauria estat possible sense l'ajut inestimable de la Teresa Beamud.

En el terreny més personal, vull agrair finalment el suport incondicional de la família a la meua dedicació a la recerca, atesa la immensa paciència i comprensió que això ha significat. Gràcies a la Montserrat, la Marta i en Joan.

REFERÈNCIES

- BERÁSTEGUI, X.; BANKS, C. J.; PUIG, C.; TABERNER, C.; WALTHAM, D.; FERNÁNDEZ, M. (1998). «Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the Southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain». A: MASCLE, A.; PUIGDEFÀBREGAS, C.; LUTERBACHER, H. P.; FERNÁNDEZ, M. (ed.). *Cenozoic foreland basins of Western Europe*. Londres: The Geological Society. (Geological Society Special Publications; 134), p. 49-68.
- BUCHANAN, J. G.; BUCHANAN, P. G. (ed.) (1995). *Basin inversion*. Londres: Geological Society. 596 p. (Geological Society Special Publications; 88)
- CALLOT, J. P.; TROCME, V.; LETOUZEY, J.; ALBOUY, E.; JAHANI, S.; SHERKATI, S. (2012). «Pre-existing salt structures and the folding of the Zagros Mountains». A: ALSOP, G. I.; ARCHER, S. G.; HARTLEY, A. J.; GRANT, N. T.; HODGKINSON, R. (ed.). *Salt tectonics, sediments and prospectivity*. Londres: The Geological Society. (Geological Society Special Publications; 363), p. 545-561.
- CARRILLO, E.; ROSELL, L.; ORTÍ, F. (2014). «Multiepisodic evaporite sedimentation as an indicator of palaeogeographical evolution in foreland basins (South-Eastern Pyrenean basin, Early-Middle Eocene)». *Sedimentology*, 61, p. 2086-2112.
- COOPER, M. A.; WILLIAMS, G. D. (ed.) (1989). *Inversion tectonics*. Londres: The Geological Society by Blackwell Scientific. 375 p. (Geological Society Special Publications; 44)
- COWARD, M. (1994). «Inversion tectonics». A: HANCOCK, P. (ed.). *Continental deformation*. Oxford: Pergamon Press, p. 289-304.
- DAHLEN, F. A.; SUPPE, J. (1988). «Mechanics, growth, and erosion of mountain belts processes». A: CLARK, P. S.; BURCHFIELD, B. C.; SUPPE, J. (ed.). *Processes in continental lithospheric deformation*. Boulder, Colorado: Geological Society of America. (Special Papers; 218)
- DAVIS, D.; SUPPE, J.; DAHLEN, F. A. (1983). «Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*, 88 (B2), p. 1153-1172. <<http://doi.org/10.1029/JB088iB02p01153>>.

- FILLON, C.; HUISMANS, R. S.; VAN DER BEEK, P.; MUÑOZ, J. A. (2013). «Syntectonic sedimentation controls on the evolution of the Southern Pyrenean fold-and-thrust belt: inferences from coupled tectonic-surface processes models». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118 (10), p. 5665-5680. <<http://doi.org/10.1002/jgrb.50368>>.
- FLINCH, J. F.; SOTO, J. I. (2017). «Allochthonous triassic and salt tectonic processes in the Betic-Rif Orogenic Arc». A: SOTO, J. I.; FLICH, J. F.; TARI, G. (ed.). *Permo-triassic salt provinces of Europe, North Africa and the Atlantic margins*. Berlín: Springer, p. 417-446. <<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-809417-4.00020-3>>.
- FORT, X.; BRUN, J. P.; CHAUVEL, F. (2004). «Contraction induced by block rotation above salt (Angolan margin)». *Marine and Petroleum Geology*, 21 (10), p. 1281-1294. <<http://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.09.006>>.
- GARCÉS, M.; LÓPEZ BLANCO, M.; VALERO, L.; BEAMUD, E.; MUÑOZ, J. A.; OLIVA-URCIA, B.; VINYOLÉS, A.; ARBUÉS, P.; CABELLO, P.; CABRERA, LL. (2020). «Paleogeographic and sedimentary evolution of the South-Pyrenean foreland basin». *Marine and Petroleum Geology*, 113, p. 104-105. <<http://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104105>>.
- GARCÍA-SENZ, J.; LÓPEZ-MIR, B.; MUÑOZ, J. A.; ARBUÉS, P. (2019). «The South-Pyrenean basin». A: QUESADA, C.; OLIVEIRA, J. T. (ed.). *Geology of Iberia, a geodynamic approach*. Berlín: Springer, p. 320-333.
- GRAHAM, R.; JACKSON, M.; PILCHER, R.; KILSDONK, B. (2012). «Allochthonous salt in the sub-Alpine fold-thrust belt of Haute Provence». A: ALSOP, G. I.; ARCHER, S. G.; HARTLEY, A. J.; GRANT, N. T.; HODGKINSON, R. (ed.). *Salt tectonics, sediments and prospectivity*. Londres: The Geological Society. (Geological Society Special Publications; 363), p. 595-615. <<http://doi.org/10.1144/SP363.30>>.
- GRANADO, P.; ROCA, E.; STRAUSS, P.; PELZ, K.; MUÑOZ, J. A. (2018). «Structural styles in fold-and-thrust belts involving early salt structures: the Northern Calcareous Alps (Austria)». *Geology*, 47 (1), p. 51-54. <<http://doi.org/10.1130/G45281.1>>.
- GRANADO, P.; URGELES, R.; SÀBAT, F.; ALBERT-VILLANUEVA, E.; ROCA, E.; MUÑOZ, J. A.; MAZZUCA, N.; GAMBINI, R. (2016). «Geodynamical framework and hydrocarbon plays of a salt giant: the NW Mediterranean Basin». *Petroleum Geoscience*, 22 (4), p. 309-321. <<http://doi.org/10.1144/petgeo2015-084>>.
- HUDEC, M. R.; JACKSON, M. P. A. (2011). *The Salt Mine: A digital atlas of salt tectonics*. Austin: The University of Texas at Austin: Bureau of Economic Geology: American Association of Petroleum Geologists. 305 p. (Bureau of Economic Geology Udden Book Series; 5) (AAPG Memoir; 99)
- IZQUIERDO-LLAVAL, E.; ROCA, E.; XIE, H.; PLA, O.; MUÑOZ, J. A.; ROWAN, M. G.; YUAN, N.; HUANG, S. (2018). «Influence of overlapping décollements, syntectonic sedimentation, and structural inheritance in the evolution of a contractional system: the Central Kuqa fold-and-thrust belt (Tian Shan Mountains, NW China)». *Tectonics*, 37 (8), p. 2608-2632. <<http://doi.org/10.1029/2017TC004928>>.
- JACKSON, M. P. A.; HUDEC, M. R. (2017). *Salt tectonics*. Cambridge: Cambridge University Press. 497 p.
- JACKSON, M. P. A.; TALBOT, J. C. (1991). *A glossary of salt tectonics*. Austin, Texas: The University of Texas at Austin: Bureau of Economic Geology. 44 p. (Geologic Circular; 91-4)
- JAUMÉ, S. C.; LILLIE, R. J. (1988). «Mechanics of the Salt Range-Potwar Plateau, Pakistan: a fold-and-thrust belt underlain by evaporites». *Tectonics*, 7, p. 57-71.

- LÓPEZ-MIR, B.; MUÑOZ, J. A.; GARCÍA-SENZ, J. G. (2014). «Restoration of basins driven by extension and salt tectonics: example from the Cotiella Basin in the Central Pyrenees». *Journal of Structural Geology*, 69 (Part A), p. 147-162. <<http://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.09.022>>.
- MACEDO, J.; MARSHAK, S. (1999). «Controls on the geometry of fold-thrust belt salients». *Geological Society of America Bulletin*, 111 (12), p. 1808-1822.
- MARRETT, R.; ARANDA-GARCÍA, M. (2001). «Regional structure of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico». A: MARRETT, R. (ed.). *Genesis and controls of reservoir-scale carbonate deformation, Monterrey salient, Mexico*. Austin, Texas: Bureau of Economic Geology. (Guidebook; 28), p. 31-55.
- MARSHAK, S. (2004). «Salients, recesses, arcs, oroclines, and syntaxes - A review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts». A: MCCLAY, K. R. (ed.). *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists. (AAPG Memoir; 82), p. 131-156.
- MCCLAY, K.; MUÑOZ, J.-A.; GARCÍA-SENZ, J. (2004). «Extensional salt tectonics in a contractional orogen: a newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees». *Geology*, 32, p. 737-740.
- MILLÁN, H.; POCOVÍ, A.; CASAS, A. (1995). «El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores». *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (1-2), p. 73-90.
- MUÑOZ, J. A. (2019). «L'orogen pirinenc: estructura i inversió del marge nord-ibèric». *Memòries de la Reial Acadèmia de Ciències i Arts de Barcelona*, 1058. 110 p.
- MUÑOZ, J. A.; BEAMUD, E.; FERNÁNDEZ, O.; ARBUÉS, P.; DINARÈS-TURELL, J.; POBLET, J. (2013). «The ainsa fold and thrust oblique zone of the Central Pyrenees: kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data». *Tectonics*, 32 (5), p. 1142-1175. <<http://doi.org/10.1002/tect.20070>>.
- MUÑOZ, J. A.; GARCÍA-SENZ, J. (2010). «La Noguera Ribagorçana (estructura geològica)». A: *Atlas geològic de Catalunya*. Barcelona: Institut Cartogràfic de Catalunya: Institut Geològic de Catalunya, p. 463.
- MUÑOZ, J. A.; MARTÍNEZ, A.; VERGÉS, J. (1986). «Thrust sequences in the Eastern Spanish Pyrenees». *Journal of Structural Geology*, 8 (3), p. 399-405.
- PADILLA, T. (2016). «Va ser l'home més ric de la història. I segurament no ho sabia». *Fot-li Pou* [en línia]: *Curta i al Peu* (3 maig). <<http://www.fotlipou.com/hi-ha-vida-mes-enlla-delbarca/tothom-te-un-passat/2349-va-ser-l-home-mes-ric-dela-historia-i-segurament-no-saps-qui-era.html>> [Consulta: gener 2020].
- PEROTTI, C.; CHIARIOTTI, L.; BRESCIANI, I.; CATTANEO, L.; TOSCANI, G. (2016). «Evolution and timing of salt diapirism in the Iranian sector of the Persian Gulf». *Tectonophysics*, 679 (C), p. 180-198. <<http://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.040>>.
- PLA, O.; ROCA, E.; XIE, H.; IZQUIERDO-LLAVALL, E.; MUÑOZ, J. A.; ROWAN, M. G.; FERRER, O.; GRATACÓS, O.; YUAN, N.; HUANG, S. (2019). «Influence of syntectonic sedimentation and décollement rheology on the geometry and evolution of orogenic wedges: analog modeling of the Kuqa fold-and-thrust belt (NW China)». *Tectonics*, 38 (8), p. 2727-2755. <<http://doi.org/10.1029/2018TC005386>>.
- POSEPNY, F. (1871). «Studien aus dem Salinargebiete Siebenbürgens». *Kaiserlich-Königlichen Reichsastalt Jahrbuch*, 21, p. 123-186.
- PUIGDEFÀBREGAS, C.; MUÑOZ, J. A.; MARZO, M. (1986). «Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the Southern foreland basin».

- A: ALLEN, P. A.; HOMEWOOD, P. (ed.). *Foreland basins*. Oxford: Blackwell Scientific. (Special Publications of the International Association of Sedimentologists; 8), p. 229-246.
- ROWAN, M. G. (2014). «Passive-margin salt basins: hyperextension, evaporite deposition, and salt tectonics». *Basin Research*, 26 (1), p. 154-182. <<http://doi.org/10.1111/br.12043>>.
- ROWAN, M. G.; PEEL, F. J.; VENDEVILLE, B. C. (2004). «Gravity-driven fold belts on passive margins». A: McCLAY, K. R. (ed.). *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. (AAPG Memoir; 82), p. 157-182.
- SAURA, E.; ARDÈVOL I ORÓ, L.; TEIXELL, A.; VERGÉS, J. (2016). «Rising and falling diapirs, shifting depocenters and flap overturning in the Cretaceous Sopeira and Sant Ger-vàs subbasins (Ribagorça basin, Southern Pyrenees)». *Tectonics*, 35, p. 638-662. <<https://doi.org/doi:10.1002/2015TC004001>>.
- SNIDERO, M.; MUÑOZ, J. A.; CARRERA, N.; BUTILLÉ, M.; MENCOS, J.; MOTAMEDI, H.; PIRYAEI, A.; SÀBAT, F. (2019). «Temporal evolution of the Darmadan salt diapir, Eastern Fars region, Iran». *Tectonophysics*, 766, p. 115-130. <<http://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.06.006>>.
- STEWART, S. A. (2018). «Hormuz salt distribution and influence on structural style in NE Saudi Arabia». *Petroleum Geoscience*, 24 (2), p. 143-158. <<http://doi.org/10.1144/petgeo2017-011>>.
- SUSSMAN, A. J.; BUTLER, R. F.; DINARÈS-TURELL, J.; VERGÉS, J. (2004). «Vertical-axis rotation of a foreland fold and implications for orogenic curvature: an example from the Southern Pyrenees, Spain». *Earth and Planetary Science Letters*, 218 (3-4), p. 435-449. <[http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00644-7](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00644-7)>.
- TRUSHEIM, F. (1960). «Mechanism of salt migration in Northern Germany». *AAPG Bulletin*, 44, p. 1519-1540.
- VENDEVILLE, B. C.; JACKSON, M. P. A. (1992). «The rise of diapirs during thin-skinned extension». *Marine and Petroleum Geology*, 9, p. 331-353.
- VERGÉS, J.; MUÑOZ, J. A.; MARTÍNEZ, A. (1992). «South Pyrenean fold-and-thrust belt: role of foreland evaporitic levels in thrust geometry». A: McCLAY, K. R. (ed.). *Thrust tectonics*. Londres: Chapman & Hall, p. 255-264.
- WITHJACK, M. O.; CALLAWAY, S. (2000). «Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence». *AAPG Bulletin*, 84 (5), p. 627-651.

