

# 3

## Context Geològic. Descripció de camp i anàlisi cinemàtic de venes i *rods* sigmoidals de quars

*“Interpretation leaves its proper place at the end of the intellectual procession and rushes to the forefront... It is an almost certain source of confusion and error when it runs before serious inquiry into the phenomenon itself. ... How came this to be so? First, the full facts, then the interpretation thereof”*

Chamberlain, J. 1919 (a partir de Oreskes, 1999)

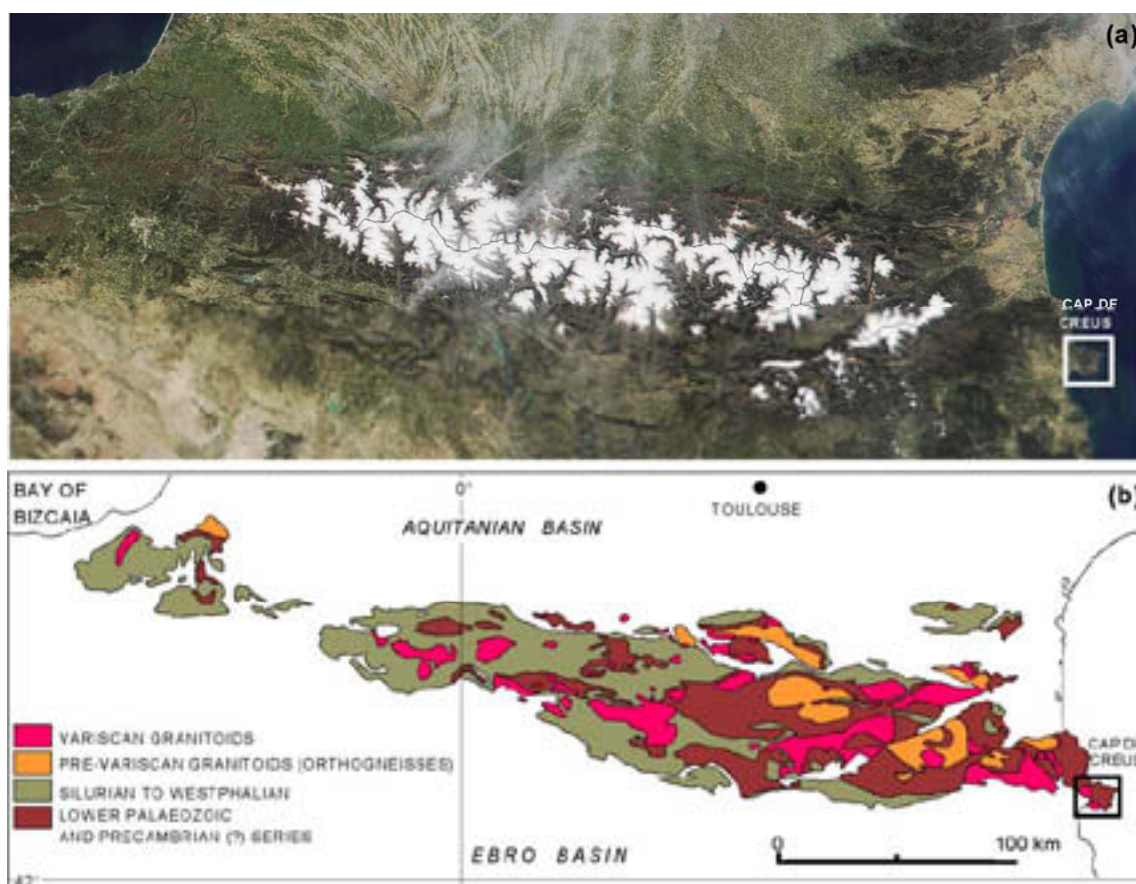


### **3.1 Introducció Geològica Varisc Pirineus i Cap de Creus.**

El sòcol Varisc dels Pirineus representa un nivell de l'escorça que malgrat la gran abundància de treballs i dades camp s'han proposat diferents models interpretatius, alguns dels quals són totalment oposats (veure Carreras i Capellà 1994 per un resum dels diferents models suggerits). Gran part d'aquestes contradiccions són conseqüència del diferent tractament dels indicadors cinemàtics observats en els nivells corresponents a l'escorça mitja i inferior.

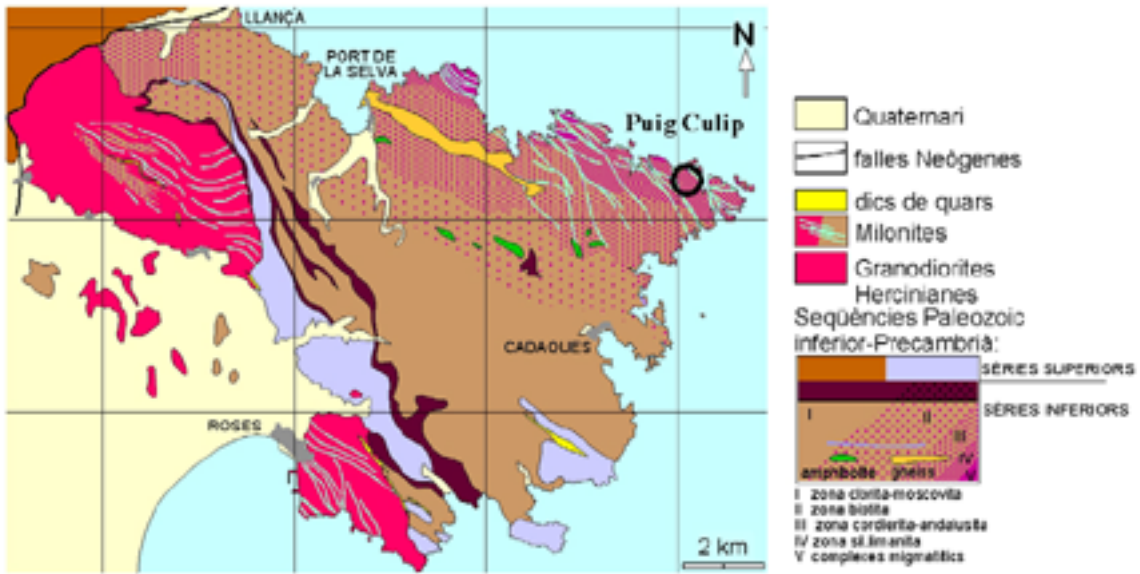
El sòcol Varisc aflora al llarg d'una àrea allargada de la cadena Pirinenca anomenada Zona Axial en el límit NE de la península Ibèrica (Fig. 3.1). L'aflorament dels materials del sòcol és lligada als processos d'orogènia i exhumació tant del Varisc com, principalment, de l'Alpí. Mentre a la part oest i central de la zona axial apareixen roques paleozoiques de nivells de l'escorça superior, cap a la zona Est cada cop són més abundants els afloraments de roques paleozoiques de nivells de l'escorça mitja i inferior. A grans trets les roques dels sòcol Varisc es poden classificar en tres grans grups (Druguet, 1997): roques sedimentàries i equivalents metasedimentaris, ortogneissos derivats de roques plutòniques prevarisques i granitoïds d'edat varisca (Fig. 3.1b). La superposició de la deformació alpina no genera el desenvolupament d'estructures i foliacions penetratives dins les roques, i es suposa que les principals característiques de les estructures internes que s'observen a la zona axial poden ser associades a les diferents fases del Varisc.

L'estructura Varisca dels Pirineus és conseqüència d'un event tectònic polifàssic caracteritzat per la superposició de les estructures i el desenvolupament d'un conjunt estructural d'orientació WNW-ESE. Bàsicament respon a la presència de gran doms o anticlinals amb foliació dominant subhoritzontal envoltats per dominis de plegament metasedimentari intens amb foliació vertical o moderadament inclinada (Carreras and Capellà, 1994). En general s'accepta un context tectònic compressiu inicial que de forma gradual evoluciona cap un event principal transpressiu i finalment cap a un règim transcurrent (Carreras and Capellà, 1994; Druguet, 2001). En tots els casos implica un continu escurçament horitzontal de l'escorça. Per una descripció més extensa i detallada del Varisc dels Pirineus consultar Barnolas and Chiron (1996).



**Fig. 3.1** (a) Fotografia satèl·lit dels Pirineus i (b) esquema dels materials d'edat varisca de la zona Axial Pirinenca. El Cap de Creus correspon a l'aflorament de sòcol Varisc situat més al NE de la zona Axial (a partir de Carreras et al., 2003).

El Cap de Creus constitueix l'aflorament de sòcol Varisc més oriental de la zona axial pirenaica (Fig 3.2). Es poden distingir dos grups principals de litologies (Carreras, 1975): una seqüència metasedimentaria d'edat precambrià tardà fins al paleozoic inferior (Carreras, 1979; Druguet, 1997), que de manera local inclou intercalacions d'origen ígni pre-hercinianes (Navidad i Carreras, 1992), i dos stocks granodiorítics hercinians afectats per bandes de milonització inhomogènia. Aquests són allargats en la direcció NO-SE i emplaçats a la part més alta de les sèries metasedimentàries (Carreras i Losantos, 1982). Les roques de la seqüència metasedimentaria es troben afectades per un metamorfisme regional del tipus de baixa pressió i elevada temperatura. Presenta un gradient metamòrfic que augmenta progressivament cap al nord-est, des de la zona de la clorita-moscovita a la zona de la sil.limanita-feldspat potàssic (Druguet, 1997; Druguet, 2001). De forma local,



**Fig. 3.2** Esquema geològic i distribució de la zonació metamòrfica de la península del Cap de Creus ( a partir de Druguet, 1997). L'àrea d'estudi camp de Puig Culip és localitza a l'extrem Est.

complexos migmatítics es localitzen en els dominis de grau més alt (Druguet, 1992; Druguet and Hutton, 1998). Cossos pegmatítics es troben extensament emplaçats en els esquists de grau mig a alt (Carreras et al., 1975; Corbella, 1990). El metamorfisme retrògrad es distribuï heterogèniament i es desenvolupà associat a les bandes de cisalla tardanes. Representa una àrea amb una abundant literatura geològica i a on s'ha pogut establir un bon coneixement dels processos deformatius, metamòrfics i magmàtics que tingueren lloc durant l'Hercinià (Druguet, 1997; Druguet, 2001).

L'estructura Varisca del Cap de Creus, com en altres llocs del Pirineus Oriental és complexa i es caracteritza per una tectònica polifàsica. Malgrat que les fases deformatives són distingibles a escala d'aflorament, la correlació entre els diversos dominis de l'àrea és difícil. Les causes que dificulten la correlació d'estructures són les següents (Druguet, 1997),

- 1) Cadascuna de les deformacions produeix estructures que varien d'estil i d'orientació d'un domini a un altre. Aquestes variacions són conseqüència d'inhomogeneïtats de

la deformació, a canvis de les propietats mecàniques dels materials i a diferències de les condicions termobàriques durant el metamorfisme.

- 2) Moltes estructures s'han produït com a resultat de la deformació progressiva, sense que es pugui establir un límit net entre una fase i la següent.
- 3) L'absència de macroestructures a major escala que permeten la correlació amb les estructures menors, com a conseqüència de la carència de marcadors i de l'estil dominant de la deformació.

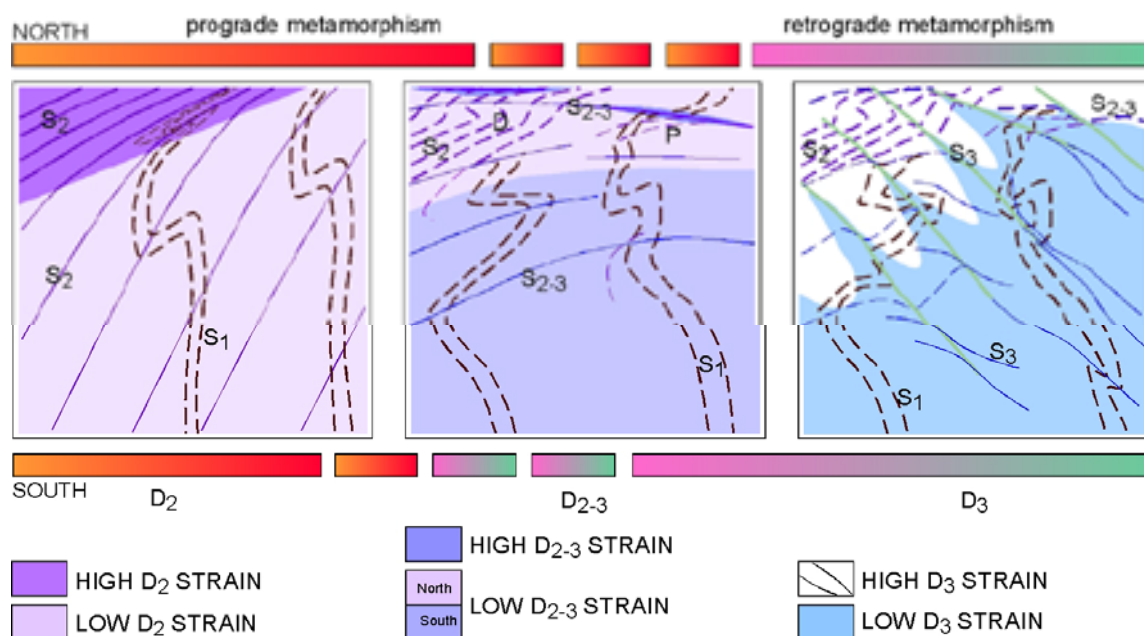
Druguet (1997) a partir dels criteris de superposició d'estructures, juntament amb els de progressió de la deformació durant el metamorfisme (permet distingir dominis de baix o alt grau i estructures originades abans, durant o després del pic metamòrfic) i l'orientació dels plans axials dels plecs (presenten orientació força constant per cadascuna de les fases deformacionals), agrupa l'origen de les estructures en tres episodis diferents (D1 a D3):

- 1) La deformació més antiga enregistrada a l'àrea (D1), va donar lloc al desenvolupament d'una esquistositat penetrativa (S1) originada abans del clímax metamòrfic. La seva principal característica és el subparal·lelisme amb l'estratificació (S<sub>0</sub>). Freqüentment es desenvolupa en les metapelites com un *slaty cleavage*, mentre que en els nivells metapsamítics apareix com un clivatge espaiat. En els dominis sense una significant superposició d'estructures més tardanes, (zones de baixa deformació i a on la S1 representa la foliació dominant), la foliació mostra una traça dominant N-S amb cabussament moderats cap a l'est. Nombroses venes de quars (d'amplada mil·limètrica a centimètrica) formades abans o durant la D1 són presents en tots els dominis. Això significa que un metamorfisme incipient, implicant reaccions de deshidratació, es podia haver produït abans de la D1. Durant la deformació D1 en els nivells més competents, com en roques plagiocamfibolítiques o en venes de quars, es varen desenvolupar boudins paral·lels a la S1. També s'han observat petits plecs isoclinals afectant a nivells psamítics i a venes de quars. No s'han reconegut macroestructures D1, encara que algunes repeticions dels nivells quarsítics podrien ser conseqüència de plecs F1 molt apretats i/o encavalcaments (Druguet, 1997).

- 2) Una deformació posterior, intensa i marcadament heterogènia D2, va provocar el plegament en condicions metamòrfiques progradants de l'estratificació, de la S1 i de les venes de quars precoces. Aquesta fase és responsable del desenvolupament d'una primera divisió en dominis estructurals, amb la formació de zones de baixa i elevada deformació. Els plecs F2 estan caracteritzats per plans axials i eixos subverticals paral·lels a la lineació d'estirament L2. Associats a aquests plecs es va desenvolupar una foliació de crenulació (S2), amb orientació depenent del grau de deformació. Així en els dominis de baixa deformació presenta una orientació de la traça aproximadament NE-SO, mentre en els dominis d'intensa deformació la seva traça té una direcció ENE-NSO. En aquest últim domini, la D2 ha provocat la transposició de les estructures prèvies, essent la foliació dominant en aquests afloraments. Sintectònicament amb aquesta fase es produí la formació, en les zones de més intensa deformació, de complexos migmatítics i/o intrusió de cossos pegmatítics (Druguet, 1997; Druguet and Hutton, 1998).
  
- 3) La darrera fase principal correspon a la formació de plecs i zones de cisalla D3, desenvolupades durant el metamorfisme retrògrad. Representa una deformació molt heterogènia i produeix una nova zonació estructural. En els dominis de baix grau metamòrfic es manifesta per la formació de plecs F3 amb traces axials E-O a NO-SE, amb un desenvolupament de crenulacions i la generació de zones de transposició. Aquests plecs són els tradicionalment anomenats plecs tardans per Carreras (1973). En canvi, a les zones on es va arribar durant la D2 a graus metamòrfics més elevats (sillimanita-moscovita o més), com conseqüència de l'augment de cristal·linitat i reducció del caràcter anisòtrop de la roca, es produeix un canvi gradual d'estil de plecs fins arribar a ser absents i substituïts per zones de cisalla (Carreras and Casas, 1987). Aquestes últimes formen una xarxa anastomosada amb orientacions predominants E-W a NO-SE i amb sentits de desplaçament dextral-normal . (Carreras, 1975; Carreras and Casas, 1987; Carreras, 2001).

No ha estat reconegut cap nexa d'unió entre les fases D1 i D2. A partir dels canvis d'orientació de la S1 i de la dispersió dels elements geomètrics de les fases deformatives més tardanes, Druguet (1997) va evidenciar l'existència d'una macroestructura en forma de mig dom. Presenta una traça NNO-SSE, amb una inclinació subvertical de la S1 a les àrees situades més a l'est que progressivament cap a l'oest canvien a cabussaments en el mateix sentit però més suaus. Aquesta estructura havia estat ja proposada per Carreras (1973), però únicament havia estat identificada per a la darrera fase.

En canvi entre les fases D2 i D3, ha estat reconeguda com una deformació progressiva, inhomogènia i no coaxial (Fig. 3.3). És possible distingir un estatge deformatiu de transició entre tots dos anomenat D2-3. Segons Druguet (1997), l'evolució tectònica al llarg de les fases D2 i D3 és caracteritzada per: (1) rotació en sentit horari de les estructures, des d'una orientació NE-SW cap a tendència NW-SE, (2) una tendència cap a un règim traspressiu regional, amb etapes inicials constrictivals o traspressives dominades per components coaxials, que evolucionen cap a condicions traspressives dominades per components no



**Fig. 3.3** Esquemes en planta de l'evolució progressiva de la deformació entre les fases D2 i D3. Cadascun dels estadis es caracteritza per una deformació heterogènia de la qual en resulta una zonació estructural en dominis de baixa i alta deformació (Druguet, 1997).



coaxials, i (3) progressiva localització de la deformació cap al desenvolupament de bandes estretes d'alta deformació (zones de cisalla D3). Aquesta evolució no és res més que el reflex dels canvis de les condicions termobàriques i els conseqüents canvis de comportament mecànic de les diferents litologies.

### 3.2 Fase deformació D2. El cas de Puig Culip.

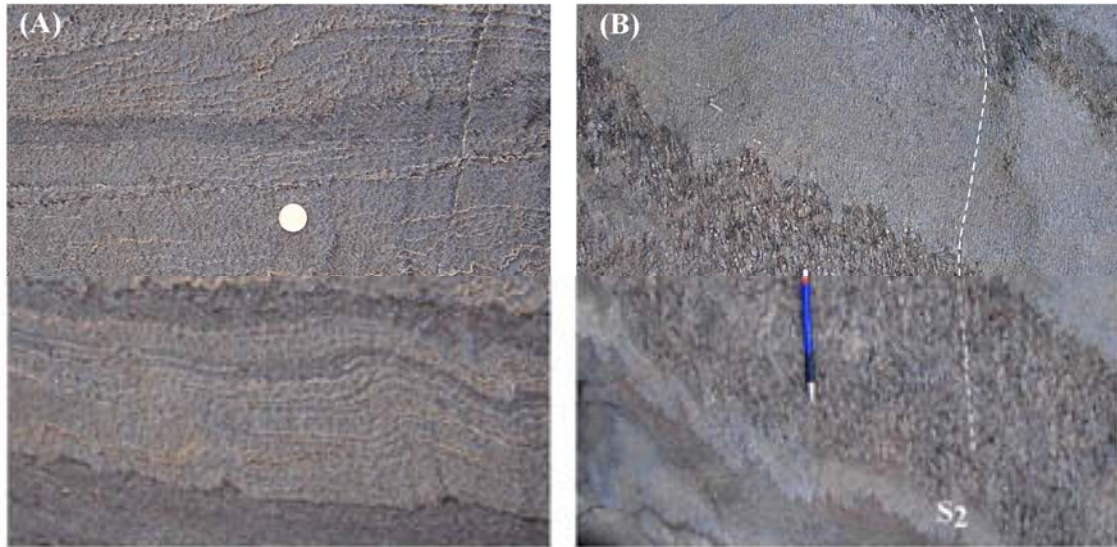
El desenvolupament dels *sigmoidal quartz-rods* i/o el plegament de les capes d'espessor no homogeni, objectius del present treball, es va produir durant la fase D2. La comprensió a nivell mecànic i geomètric d'aquestes estructures, ens permetrà la caracterització i quantificació de l'event D2 sincrònic amb el pic del metamorfisme progradant.

No obstant l'abundància d'aquestes estructures al llarg del tot el Cap de Creus, l'estudi s'ha limitat en una petita àrea al voltant del Puig Culip (NE de Cap de Creus, Fig. 3.2). Aquest sector representa l'exemple més il·lustratiu del desenvolupament de la deformació D2, i on millor s'ha definit dins el Cap de Creus. Aquesta deformació és caracteritzada per una distribució heterogeni tant a nivell espacial com temporal de la deformació, amb el desenvolupament de dominis de baixa i alta deformació afectant a una seqüència metasedimentària de mig a alt grau metamòrfic, i associada a l'emplaçament del conjunt de dics pegmatítics. La gran qualitat dels afloraments i la seva continuïtat lateral (Fig. 3.4) permet l'elaboració d'estudis de camp d'elevat detall sobre la geometria i evolució tant de les estructures menors com de l'event D2 en la seva globalitat.

Les roques aflorants a l'àrea corresponen a una seqüència metasedimentària formada principalment per micaesquists amb sil·limanita on l'andalusita encara és preservada. Aquesta seqüència consisteix principalment en una successió monòtona de nivells de metapelites i metagrauvaques (normalment d'unes desenes de cm de gruix, Fig. 3.5). Aquesta darrera litologia és la predominant, podent-se observar nivells gruixuts i massius de fins a 10m amb petites intercalacions de nivells de pelites. Però l'alternança és molt variable i les variacions laterals són molt ràpides, essent la distribució d'aquestes capes molts discontinues. Ocasionalment es poden observar certa gradació original o mimètica de l'estratificació, amb un domini del sentit de polaritat cap a l'est. Els colors d'aquestes



**Fig. 3.4** Fotografia aèria de la zona de Puig Culip i Cala Cullaró. La qualitat de l'aflorament permet una cartografia geològica de detall. Els nivells blancs representen cossos pegmatítics emplaçats dins una seqüència metasedimentària d'alt grau metamòrfic. Les bandes discretes que les tallen són zones de cisalla associades a la deformació més tardana (D3). La zona de l'estudi de camp s'ha circumscrit a les zones de menor deformació de la D2 (quadre blanc). El Nord és cap la part superior de la imatge. L'alçada de la fotografia representa ~800 m de longitud. Per localització relativa dins el Cap de Creus veure Fig. 3.2.



**Fig. 3.5** Fotografies de camp en vista horitzontal. Alternança entre metagrauvaques (color ocre) i metapelites (color fosc) en zones de baixa deformació. Una gradació original o mimètica de l'estratificació és possible identificar, amb polaritat cap a dalt (Est). (b) La S2 és desenvolupa molt millor en els nivells metapelítics que en les metagrauvaques. També s'observa una refracció de la S2 al creuar els límits litològics. En zones de moderada deformació, la S2 ja és una fabric penetrativa a tota la seqüència metasedimentària.

roques varien des de tonalitats marró terròs a ocre pels nivells de metagrauvaques, fins a tonalitats gris fosc pels nivells metapelítics.

Intercalades a la seqüència metasedimentària també es poden trobar nivells de roques plagiocamfibolites i quarsites. Les primeres són en general més abundants, i corresponen a capes amb geometries lenticulars molt discontinues i de gruix de capa centimètric a milimètric. De forma més abundant s'observen en les parts de la seqüència dominades per les metagrauvaques. Presenta tonalitats rosades amb bandejats foscos que corresponen a l'amfíbol. El protòlit d'aquestes roques és incert entre un origen sedimentari (marges o gresos carbonàtics) o volcànoclàstic (Druguet, 1997).

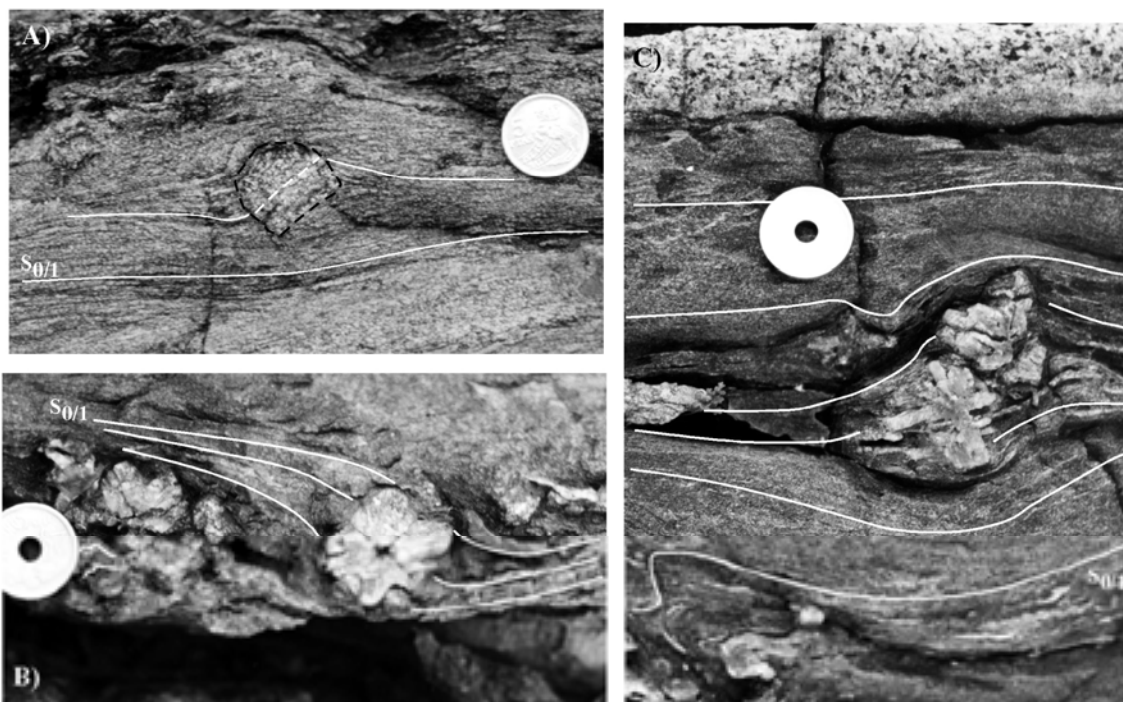
Les quarsites també formen nivells molt discontinus i irregulars, però es poden seguir al llarg de grans distàncies (100 a 200 m). Tenen espessors entre pocs centímetres a mètrics, però mostren variacions de l'espessor molt ràpides, passant de gruixos mètrics a centimètrics o desaparèixer en distàncies molt curtes (<5 m). Són molt bandejades i de gra groller, amb intercalacions cm. a mm. de nivells molt foscos metapelítics. També es poden observar intercalats petits nivells metapsamítics amb gruixos centimètrics.



**Fig. 3.6** Exemple de camp de plecs F2 desenvolupats als principals materials competents intercalats a la seqüència metasedimentària. (a) Vena de quars pre-tectònica a la deformació D2. Típicament presenta una disposició subparal·lela a la  $S_{0/1}$  amb geometries de plecs molts irregulars. (b) Vena de quars sintectònica a la D2. Presenten orientacions variables amb geometries de plecs, en general, molt simètrics. (c) Nivell metapsammític de gruix centimètric plegat. L'amplada de la fotografia són 20 cm. (d) Exemple de capa plegada de plagiocamfíbolita. La barra d'escala són 10 cm. (e) Nivell de quarsita bandejada plegada. La geometria d'aquests plecs són molt irregulars amb la presència localitzada de bandes de cisalla.

Tot aquest conjunt de materials presenten una esquistositat penetrativa  $S_1$  subparal·lela a l'estratificació, i que en general totes dues seran descrites com a  $S_{0/1}$ . És definida per l'alineament dels minerals filossilicats i ben visible a qualsevol escala. El bandejat composicional podria representar una transposició associada a la D1, però donada la tendència de certa obliquïtat entre l'estratificació i la  $S_1$ , el gruix de l'alternança i/o la gradació de les capes fan pensar, que almenys per aquesta àrea, no sigui gaire probable. El caràcter discontinu i ràpida variació lateral dels materials s'ha interpretat com a originat per processos de boudinage durant la fase de deformació D1. Ocasionalment és possible observar estructures menors associades a la D1 com a plecs de superposició o petits contactes mecànics. Segurament, la repetició aparent de nivells també pot respondre a mesoestructures associades amb la D1. El desenvolupament de lineacions associades a la D1 és difícil d'observar i interpretar.

Porfiroblastes d'andalusita, cordierita i granats apareixen al llarg de tota la zona sobrecreixen la  $S_1$ . L'andalusita i la cordierita presenten diàmetres de fins a 5 centímetres i es desenvolupen preferencialment en els nivells metapelítics. Això origina un aspecte de gra groller a aquestes nivells i l'obliteració de l'esquistositat preexistent  $S_1$ . La  $S_{s/1}$  és deflectada al voltant dels porfiroblastes d'andalusita però es continua amb l'arranjament de les inclusions de dins dels cristalls ( $S_i$ ) que presenten una disposició recta (Fig. 3.7a). L'orientació de la  $S_i$  difereix amb la  $S_1$  de l'encaixant, representant porfiroblastes amb geometries de  $S_i$  obliqües i rectes (Passchier and Trouw, 1996). Podrien indicar creixements de les andalusites durant el període intercinemàtic entre la D1 i la D2 (Druguet et al 1997). Les cordierites presenten arranjaments de les inclusions més complexes, amb disposicions rectes a corbades. Mentre a les zones de menor deformació presenten una disposició desorientada, amb l'augment de la deformació s'observa una disposició preferent



**Fig. 3.7** Fotografies de camp dels porfiroblastes d'andalusita. (a) L'arranjament de les inclusions internes  $S_i$  (relacionades amb la  $S_1$ ) presenten geometries rectes i obliqües amb la  $S_1$  externa. (b) Exemple de porfiroblast d'andalusita amb disposició sigma. (c) Geometries imbricades o "tiling structures". A nivell d'indicador cinemàtic de la  $D_2$ , hi ha una prevalença dels porfiroblastes d'andalusita a indicar sentits de cisalla senestre paral·lel a la  $S_0/1$  ("dalt cap al sud").

dels cristalls de cordierita orientats paral·lelament a la  $S_2$  amb formes cada cop més allargades i mides majors. La seva blastesi s'ha interpretat com a intercinemàtic entre la  $D_1$  i la  $D_2$ , però no és descartada que continui durant els primers estadis de la deformació  $D_2$ . Els cristalls de granats presenten mides fins a un cm, i s'observen preferencialment en els esquistos més psammítics. No s'han estudiat en detall i no es coneix la seva relació amb les deformacions. No obstant, gran part es troben associats amb vores de reacció al voltant de dics i venes de quars i/o aplítics emplaçades tardanament amb la deformació  $D_2$ . Durant la  $D_2$  es va arribar al pic del metamorfisme prograsant amb el desenvolupament de sil·limanita i moscovita. Majoritàriament la sil·limanita apareix en forma de fibrolita amb creixements epitaxials amb la biotita, encara que també pot presentar-se com a vores d'alteració al voltant dels porfiroblastes d'andalusita juntament amb cordierita i moscovita. És afectada per la  $D_2$ , fet que pot suggerir que la substitució dels aluminosilicats va tenir lloc sintectònicament en aquesta fase (Druguet 1997). La continua blastesi i recristalització

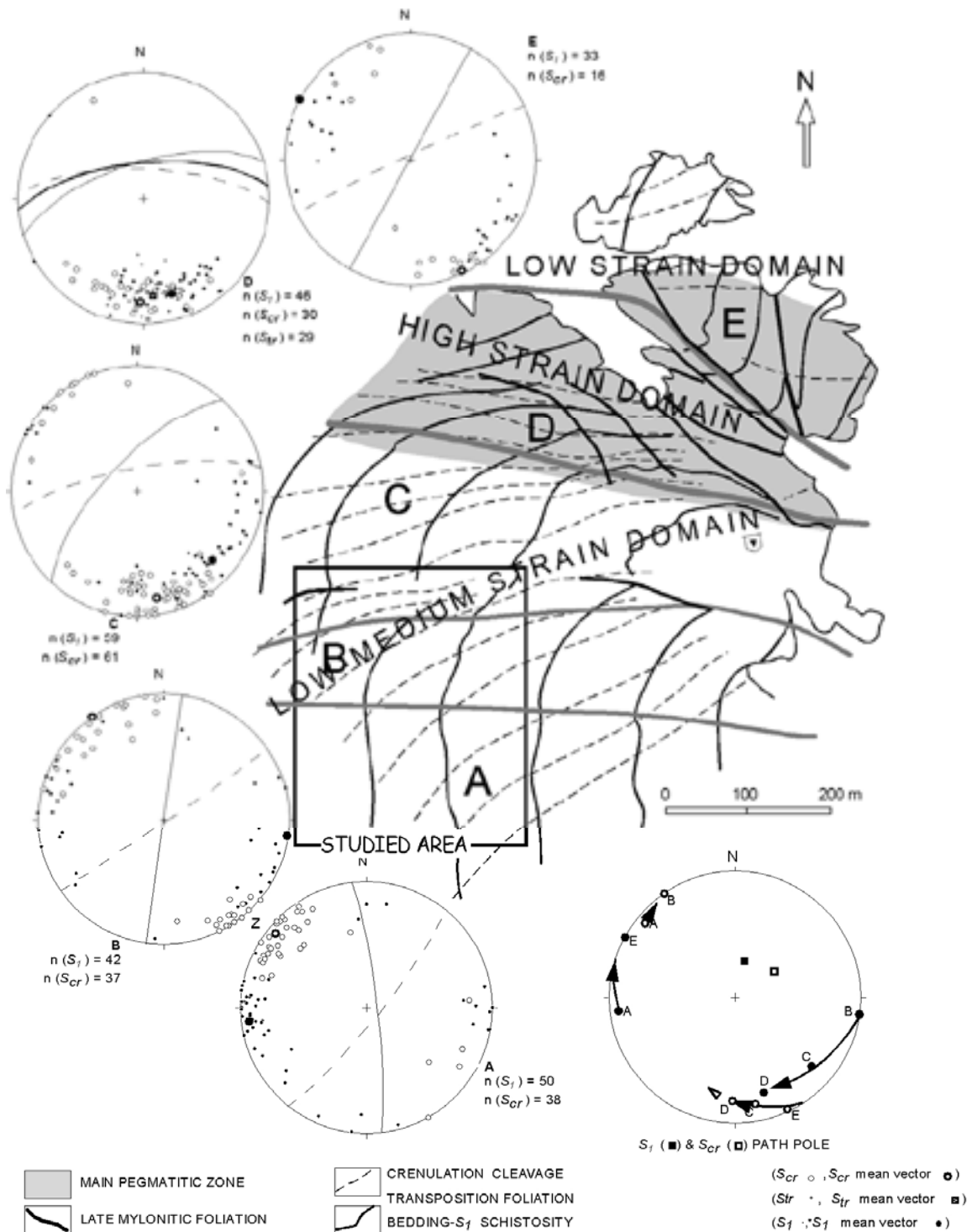
de la roca al llarg de la D2 origina el desenvolupament de textures granoblàstiques grolleres que tendeixen a obliterated les esquistositats. A nivell d'informació cinemàtica de la D2, els cristalls que donen més informació a partir d'observacions de camp són els d'andalusita. En una secció horitzontal presenten disposicions que indiquen una aparent rotació senestre (o antihorària) respecte a la Ss/1 (Fig. 3.7; “dalt cap al sud” o *top-to-the south*). Aquest sentit és consistent tant amb disposicions dels porfiroblastes tant amb geometries similars a cossos “delta” com “sigma” (Fig. 3.7b) o amb arranjaments imbricats (Fig. 3.7c).

Al llarg de les diferents fases de deformació es produeix l'emplaçament de nombroses venes de quars (d'amplada milimètrica a centimètrica) d'edats relatives entre pre-D1 fins a edats post-D2. La seva descripció detallada serà realitzada a la següent secció. A nivell geomètric es poden diferenciar dos grans conjunts: un primer grup format per aquelles venes de quars que mostren una geometria irregular, amb continues variacions del seu espessor i que molt sovint presenten disposicions discontinues (Fig. 3.6a). Tradicionalment s'han interpretat com a nivells boudinats i estirats durant la fase D1, però part d'aquestes disposicions també poden ser conseqüència de processos primaris d'emplaçament de les venes. Durant el desenvolupament de la D2 seran plegades donant lloc als *sigmoidal quartz-roads* amb sentits de rotació relatius senestres respecte la  $S_{0/1}$  (de 0° dins a 150°). El segon grup el formen aquelles venes amb espessor homogeni i la major part representen venes post-D1 (Fig. 3.6b). Durant la D2 es pleguen amb variacions de la geometries dels plecs en funció de l'orientació i inclinació respecte a la direcció d'escurçament i d'extensió finita regional.

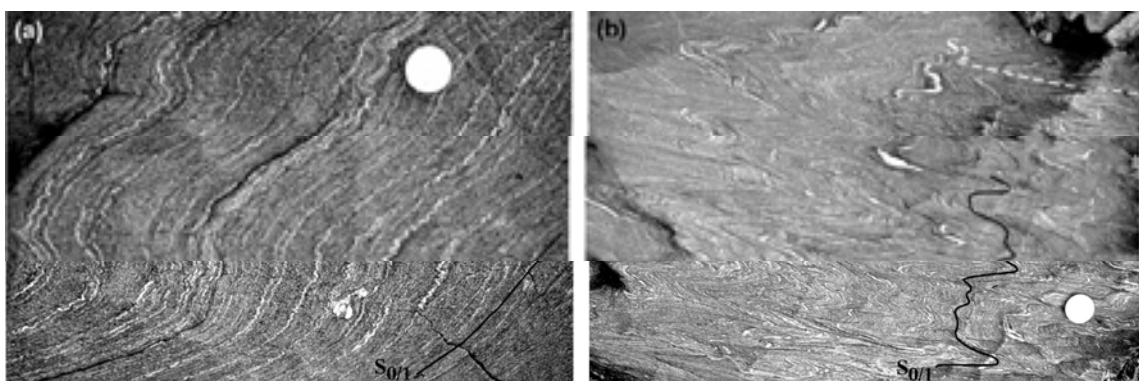
Durant la D2 es produeix el plegament heterogeni dels materials i el desenvolupament d'una disposició de la  $S_{0/1}$  amb geometria sigmoïdal, de forma similar a l'arranjament d'una zona de cisalla. Aquesta estructura es troba relacionada amb els gradients de deformació originats durant el desenvolupament de la D2, provocant una distribució inhomogènia d'aquesta dins l'àrea, i per tant, una zonació estructural. L'increment de la deformació es manifesta per l'augment de l'isoclinitat dels plecs i per la rotació dextral tant de la S1 com de la S2. Carreras i Druguet (1994) distingeixen dos grans dominis (Fig. 3.3; Fig. 3.8):

- *Dominis de baixa-moderada deformació:* situats a la part més al Nord i, sobretot, al Sud de l'àrea del Puig Culip. Estan caracteritzats per una disposició N-S de la traça S1 i amb cabussaments moderats cap a l'est. La D2 origina la formació de plecs asimètrics F2, amb geometria cilíndrica en forma de "S", i eixos subverticals cap al S. Els plans axials d'aquests plecs presenten traces WSW-ENE amb el desenvolupament d'una foliació de crenulació originada per l'orientació preferent de les biotítes. L'angle mig entre la S1 i la S2 és entre 60°- 45° decreixent per a litologies metapelites i amb l'augment de la deformació. El clivatge de crenulació és desenvolupada millor en els nivells metapelítics, mentre en les metagrauvaques aquest és més dèbil o absent. En tot aquest domini la S1 és la foliació dominant, però de forma local en zones d'elevat plegament la S2 pot arribar a ser la dominant. A nivell de geometria, les estructures menors presenten disposicions asimètriques similars als dels plecs de l'encaixant (Fig. 3.9). Tant els porfiroblastes com els *sigmoidal quartz-rods* o l'asimetria dels plecs semblen indicar sentits de rotació senestres respecte a la Ss/1, amb disposició dels quartz-rods preferencialment en els flancs curts dels plecs F2. Els eixos dels plecs F2 són paral·lels a la lineació L2. Usualment representa una lineació de crenulació, encara que en les venes de quars és pot presentar com una lineació d'estirament.
- *Dominis d'alta deformació:* entre els dominis de baixa deformació es disposa una banda d'orientació E-O caracteritzada per la paral·lelització de la foliació de crenulació i la S1 (formant angles baixos entre 15° a 20°), i a on domina el desenvolupament de bandejats tectònics i foliacions de transposició. En aquestes situacions, la S2 representa la foliació dominant. Molts cops, la S2 inicial també és retreballada. Els plecs menors són isoclinals amb tendència a geometries de classe 2 (similars) i traces preponderants E-W (Fig. 3.10). S'observa el desenvolupament de cisalles paral·leles als flancs dels plecs que donen lloc a l'aïllament com a cossos més competents de les zones de xarres. Malgrat el canvi d'orientació dels plans axials amb el progrés de la deformació, l'orientació dels eixos dels plecs segueix essent subverticals però inclinats cap al NW. Els porfiroblastes i els *quartz-rods* apareixen aïllats i envoltats de la foliació dominant (S2), mostrant una geometria precinemàtica amb la D2. Associats a aquest domini s'observa la intrusió d'un eixam de dics pegmatítics amb caràcter sincinemàtic amb la deformació D2 (veure Druguet, 1997).

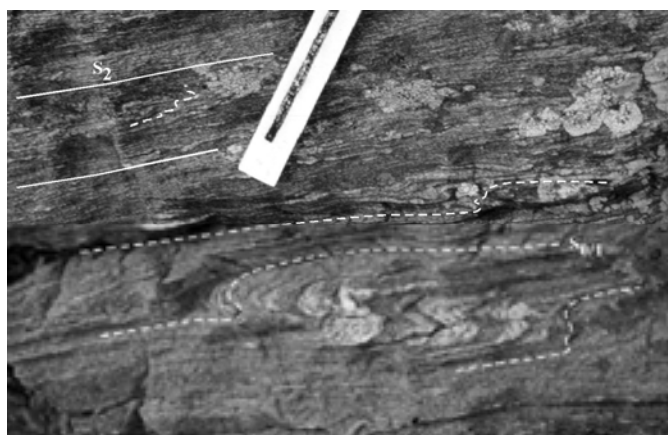




**Fig. 3.8** Esquema estructural de dominis (A-E) i projeccions estereogràfiques de la variació dels elements estructurals de la zona de Puig Culp i cala Cullaró. L'increment de la deformació D2 origina una rotació dels marcadors planars  $S_0/1$  i  $S_2$  ( $=S_{Cr}$ ). L'àrea d'estudi de detall correspon als dominis de baixa-moderada deformació de la D2.



**Fig. 3.9** Exemples de plects F2 desenvolupats en els dominis de baixa deformació de l'àrea d'estudi. Vistes horitzontals. (a) Plects F2 asimètrics amb geometries "S". (b) Plects F2 isoclinals amb geometries "M" desenvolupats dins una banda d'intensificació D2 associada al flancs curts dels plects decamètrics. El caràcter inhomogeni de la deformació D2 permet observar fortes variacions dels elements estructurals dins els dominis de baixa deformació.



**Fig. 3.10** Plects isoclinals desenvolupats en dominis d'elevada deformació. La S2 és la foliació dominant i correspon a una foliació de transposició. Hi ha un inici de bandejat tectònic d'espessor mil·limètric/centimètric amb el desenvolupament de microlitons quars-feldspàtiques i dominis de clivatges rics en fil·losilicats.

En general les lineacions L2 són subparal·leles als eixos dels plects F2, encara que amb l'augment de la deformació presenten cabussaments cap al NW, mentre els eixos dels plects més tardans continuen tenint disposicions verticals i s'observen desviacions de l'orientació de la crenulació respecte al pla axial dels plects (*transected-cleavage*). Les L2 es desenvolupen millor amb l'increment de la deformació, essent lineacions de crenulacions i mineralògiques, com les definides per l'alineament dels cristalls allargats de quars, o per l'orientació de la sil·limanita i la biotita. Aquestes lineacions són indicatives que l'eix X de

deformació finita de la D2 és subvertical, i per tant, les observacions fetes a la secció horitzontal representen dades situades aproximadament a la secció YZ de l'el·lipsoïd de deformació finita. Això concorda amb la disposició monòtona subparal·lela dels diferents elements estructurals (eixos de plecs, lineacions d'intersecció i estirament, etc.) a les seccions verticals. És poden arribar a intuir estructures de boudinage o d'estirament heterogeni al llarg de les capes, però es difícil d'afirmar-ho donada la innata forta variació d'espessor de les capes. A grans trets la *fabric* de la roca pot ser considerada com una *tectonita* del tipus S o S/L.

Si analitzem les asimetries al llarg de les diferents seccions s'observa que la secció amb el màxim d'estructures asimètriques és aproximadament la horitzontal, mentre les seccions verticals (paral·leles a la L2) mostren una tendència simètriques sense elements apreciables d'asimetria (Fig. 3.11). Això ens pot fer suposar que la secció horitzontal equivaldria a la secció normal a la vorticitat (VNS de Jiang and Williams, 1998), i per tant, el vector de vorticitat  $w$  seria aproximadament paral·lel a la direcció d'extensió X. Aquestes observacions estructurals ha fet que treballs previs (Carreras and Druguet, 1994; Druguet, 1997; Druguet et al., 1997; Druguet, 2001) hagin interpretat al conjunt d'aquesta estructura com una zona complexa d'alta deformació transpressiva involucrant extensió en vertical,



escurçament màxim en la direcció horitzontal NNW-SSE amb components normals i dextrals menor, i flux flexural senestre paral·lel a la  $S_{0/1}$ . Si analitzem aquesta interpretació per a una secció horitzontal, l'increment de la deformació origina un rotació dextral dels elements estructurals (S1, S2), mentre els indicadors cinemàtics com els *sigmoidal quartz-rods*, respondrien al flux flexural en sentit senestre induït per la progressiva flexió dextral del plec.

**Fig. 3.11** Secció vertical de camp subparal·lela a la S2. La *fabric* presenta una disposició homogènia simètrica, amb geometries lenticulars i allargades de les venes de quars. No s'observen asimetries

Conceptualment pot semblar contradictori, però no ho és tant si és concreta més a nivell de conceptes teòrics:

- En un plegament dominat pel mecanisme de flux flexural, la rotació progressiva del flanc tendeix a generar una cisalla paral·lela al flanc de sentit oposat al de rotació (Ramsay, 1967; Hudleston et al., 1996). Per aquesta situació la microestructura (porfiroblastes, S/C, etc.) respondrà al desenvolupament d'asimetries consistents amb la cisalla interna al flanc (Williams and Jiang, 1999; Jiang, 2001).
- A nivell de mecànica de medis continus, la compatibilitat de la deformació és obtinguda a partir de diferents sistemes de lliscament (mínim tres per a 2D, criteri de Von Mises). La condició d'equilibri d'un medi implica el desenvolupament de zones de cisalla conjugades. En aquest cas el desenvolupament de la banda dreta de cisalla E-W s'oposa una banda de deformació per cisalla d'orientació N-S però de sentit senestre. La competència entre totes dues incrementa la coaxilitat de la deformació.
- La teoria de deformació infinitesimal per a medis anisòtrops (Jiang, 1994a,b) o bandejats composicional (Ishii, 1992) demostra que per a situacions d'elevada obliquïtat de l'anisotropia o de les capes respecte als límits de la zona de cisalla, el grau de no coaxilitat de la deformació és oposat al de la zona de cisalla.
- Finalment, les observacions dels sentits són per a dos nivells diferents. Mentre la rotació dextral dels marcadors ens indica el sentit de cisalla de la zona de cisalla (per aquest cas dextral), la microestructura ens indica el sentit de vorticitat respecte la  $S_{0/1}$  (en aquest cas senestre). L'important serà reconèixer el grau de no coaxilitat de la deformació, coaxial o no coaxial? dextre o senestre?

La viabilitat de tota aquesta interpretació és dependent de demostrar que el medi durant la D2 és va comportar a nivell mecànic de forma anisòtropa, sigui per l'elevat contrast de propietats entre els nivells de metapelites i les metagrauvaques o per l'efecte de la foliació penetrativa S1. Per a respondre aquest aspecte o a les darreres preguntes sobre el grau de no coaxilitat és necessari abordar un estudi de detall de camp, on s'estableixi a nivell qualitatiu i quantitatiu la distribució de la deformació, i finalment establir una relació d'aquests paràmetres amb les propietats litològiques dels medi i el progrés de la deformació.

Dins de l'àrea no hi ha cap nivell a partir del qual poder efectuar un anàlisi de la deformació finita mitjançant el canvi de forma de grans o cristalls. Únicament es pot efectuar mitjançant marcadors planars. De les capes competents potencialment útils s'han descartat per l'anàlisi de la deformació les plagiocamfibolites, els nivells psammítics i les quarzites (Fig. 3.6). Les primeres per evidenciar deformacions homogènies molt elevades i molt condicionades per la deformació del multicapa de l'encaixant. Els segons no obstant presentar-se molt cops com a capes aïllades independents del medi, el seu contrast de propietats amb l'encaixant és baix i poden haver acomodat elevades taxes per deformació homogènia. Les quarzites mostren una deformació molt complexa, i en molts aspectes no compresa el seu significat, amb una dependència del desenvolupament d'estructures al caràcter multicapa i a l'evolució de les seves propietats mecàniques amb la deformació D2. A part tots aquests materials no es troben distribuïts al llarg de l'àrea i les mesures es localitzarien de forma aïlla o local. Un segon gran conjunt de materials és la pròpia seqüència metasedimentària. El caràcter inhomogeni de la deformació i l'objectiu de diferenciar possibles influències de les propietats litològiques no el fan ni aconsellable ni en molts aspecte viable. Segurament el millor marcador són el conjunt de venes i dics de quarz distribuïts en diferents orientacions al llarg de la zona. En general sembla que presenten els materials amb contrast més elevat amb la seqüència metasedimentària. El gran problema per abordar la seva utilització és com interpretar i quina influència té la variació d'espessor d'aquests nivells. També integrar les dades entre situacions de cos aïllat i capa plegada.

Per a una integració més senzilla de tot l'estudi de camp (descripció *sigmoidal quartz-rods* i venes de quarz, quantificació de la deformació i interpretació en referència al context global de l'estructura), la investigació s'ha centrat en una petita àrea (d'uns 200m x 200m) de la zona de Puig Culip (Fig. 3.4 o 3.8). Aquesta àrea es troba situada dins els dominis de baixa deformació de la D2. Però el caràcter heterogeni i inhomogeni de la deformació D2 ens permet observar zones de baixa deformació a elevada deformació a mesura que ens desplaçem cap al Nord. Potser el més important, ens permet observar el progrés de la deformació o transició entre aquests dominis.

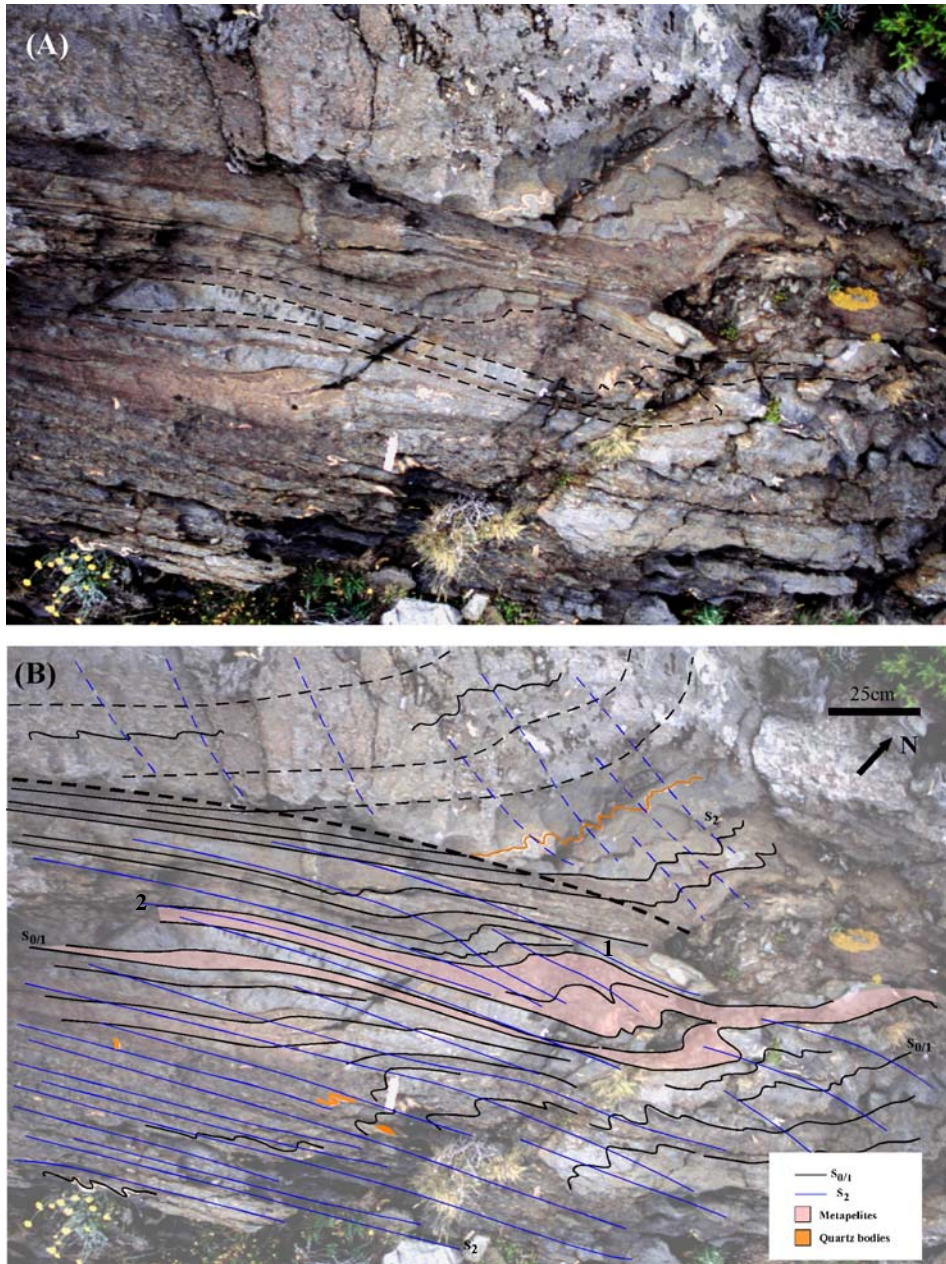
A més detall, la geometria de l'estructura a la zona de Culip és més complexa que un simple plec sigmoidal. En el camp es poden observar plecs F2 a escala decamètrica, mètrica i centimètrica/ mil·limètrica. Per a l'àrea reduïda d'estudi principalment podem observar

dos grans plecs decamètrics amb forma de “S”. L’acomodació i progrés de la deformació és molt heterogènia i sembla que respon a la progressiva rotació dextral de l’estructura i/o la intensificació del plegament. Les zones de més baixa deformació corresponen a flancs llarg de direcció N-S i zones de xarneres dels plecs de la mesoescala. La distribució és heterogènia amb la presència de bandes d’intensificació de la crenulació associades als flancs curts i fortes variacions de l’estructura i dels elements estructurals amb els canvis de litologia (Fig. 3.9). Les zones de més elevada deformació corresponen a zones de transposició incipient dels plecs d’escala mètrica, amb una tendència de l’estructura NE-SW i amb foliació dominant S2 (Fig. 3.10). El caràcter inhomogeni de la deformació origina la presència de petits cossos amb geometria allongada de menor deformació. Normalment corresponen a zones de xarneres de metagrauvaques (Fig. 3.12). En aquesta zona no hi ha evidències d’emplaçament de cossos pegmatítics. L’estructura és similar als dominis d’alta deformació però amb menor intensitat de la deformació.

Un dels aspectes essencials de la transició entre els dominis de l’àrea és el canvi de comportament de la deformació paral·lela a la  $S_{0/1}$ . Mentre en les zones de baixa deformació representa condicions d’escurçament finit paral·lel a la  $S_{0/1}$ , les zones de més elevada deformació corresponen a condicions amb extensió finita o evidències d’extensió local paral·lela a la  $S_{0/1}$ . Això comporta un retreballament de l’estructura, com el desplaçament parcial de plecs poc desenvolupats però també de la pròpia foliació S2.

Dues seccions principals de l’estudi de camp:

- Una primera secció sobre la descripció i quantificació de la deformació mitjançant venes de quars. Ens definirà el marc de referència per visualitzar la distribució de la deformació, el seu caràcter i variabilitat amb el seu progrés de la deformació.
- Una segona part sobre la descripció dels principals elements i geometries dels *sigmoidal quartz-rods* i, en general del plegament de capes d’espessor heterogeni. És farà tant a nivell de forma com de la distribució dels elements estructurals al seu voltant. Això ens permetrà una primera classificació dels principals tipus i una interpretació de caire deductiu sobre la relació d’aquesta estructura amb els plecs mètrics.



**Fig. 3.12** Fotografia de camp i esquema interpretatiu d'un exemple de la transició entre zones de moderada a alta deformació. La part superior correspon a una zona de xarxera d'un plec mètric amb  $S_{0/1}$  crenulada. De forma gradual, cap a la part inferior, passa a un zona d'intensificació de la deformació i desenvolupament d'una foliació de transposició  $S_2$  d'orientació E-W. Aquesta zona correspon al flanc llarg del plec mètric. Tant la  $S_{0/1}$  com la  $S_2$  són retrellades amb el desenvolupament d'un bandejat tectònic. Dues tendències dels plecs F2 dins la zona d'intensificació: (1) plecs amb un elevat grau aixafament i comportament de les zones de xarxera més competents com a volums aïllat i independent dels flancs, i (2) plecs amb geometries d'inflexions sigmoïdals amb una tendència a presentar formes de desplegament com a conseqüència de l'extensió dels flancs. Notar la variació d'orientació de la  $S_2$  i la paral·lelització de les diferents foliacions estructurals. Localització UTM (525.05, 4685.860).

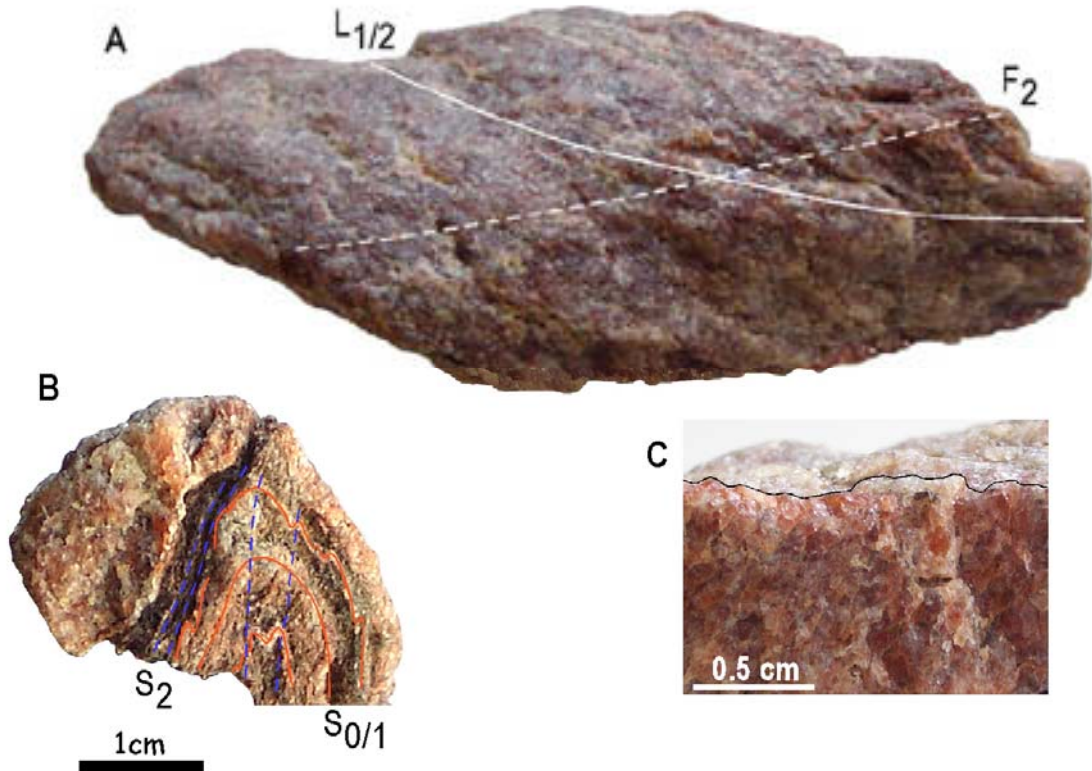
### 3.3 Descripció i quantificació de la deformació mitjançant venes de quars

#### 3.3.1 Descripció i classificació de les venes de quars

Al llarg de les diferents fases de deformació es produeix l'emplaçament de nombroses venes de quars. Per un tractament d'aquestes primer de tot és necessari definir un marc de divisió temporal de les diferents venes. Aquest s'ha establert en base al temps relatiu de formació respecte a les fases de deformació D1 i D2. S'han diferenciat tres grups principals:

(1) *Venes i discs de quars Q1*: agrupa a totes aquelles venes de quars afectades per la fase de deformació D1, independents de la relació de gènesis respecte aquesta fase. Tenen amplades entre mil·limètrica a centimètrica amb longituds molt variables (fins a màx. 5 metres). La relació d'aspecte entre la longitud i l'amplada és de 10 a 500, amb un tendència mitja aproximadament de 200. Aquest valor és baix i segons Schmid (2002) han de ser tractades com a capes de longitud finita. Moltes es presenten de forma discontinua amb geometries a boudinades o *pinch-and-swell*. No obstant que poden ser també originades per la geometria d'emplaçament, en general s'accepten que són productes de la deformació D1. Aquestes relacions d'aspecte menors a 10 seran tractades com a partícules rígides aïllades i estudiades com a *quartz-rods*. En el transcurs de la D2 majoritàriament les venes varen ser escurçades, originant plecs suaus i asimètrics en forma de "S". Però, aquests plecs en detall són de formes molt irregulars (dobles xarneres, diferents ordres de generació, etc.). Molts cops dependrà de la relació amb l'encaixant (plegament multicapa) o de la pròpia irregularitat de la capa. En general presenten una disposició subvertical i subparal·lela a la  $S_{0/1}$ , encara que amb detall es poden observar que gran part són lleugerament obliqües a la S1 (10°-20°). No es descarten orientacions més subhoritzontals i més obliqües a la S1, però són difícils de reconèixer pel tipus d'afloraments (horitzontals). Però, en les poques seccions verticals de l'àrea tampoc no s'acostumen a observar. No obstant això, moltes de les formes més estranyes semblen que són conseqüències d'aquestes disposicions més anòmales. Presenten una mineralogia simple, majoritàriament formades només a partir de quars i tonalitats clares de blanques a vermelles. En general són molt transparents. La granulometria és de gra mitjà ( fins a 2-1mm de diàmetre màxim). Presenten límits de capa poc irregulars, amb relacions entre l'amplada de les irregularitats i l'espessor de la





**Fig. 3.13** Exemple d'una vena de quars pretectònica Q1 d'espessor irregular. (A) Vista de la superfície plegada (secció de camp vertical). Es pot observar una lineació d'estirament  $L_{1/2}$  plegada pels plecs F2. (B) Zona de xarxera amb disposició dels elements planars  $S_{0/1}$  i  $S_2$ . (C) Fotografia de detall de la irregularitat de la interfase i de la granulometria de gra mitjà de la vena de quars.

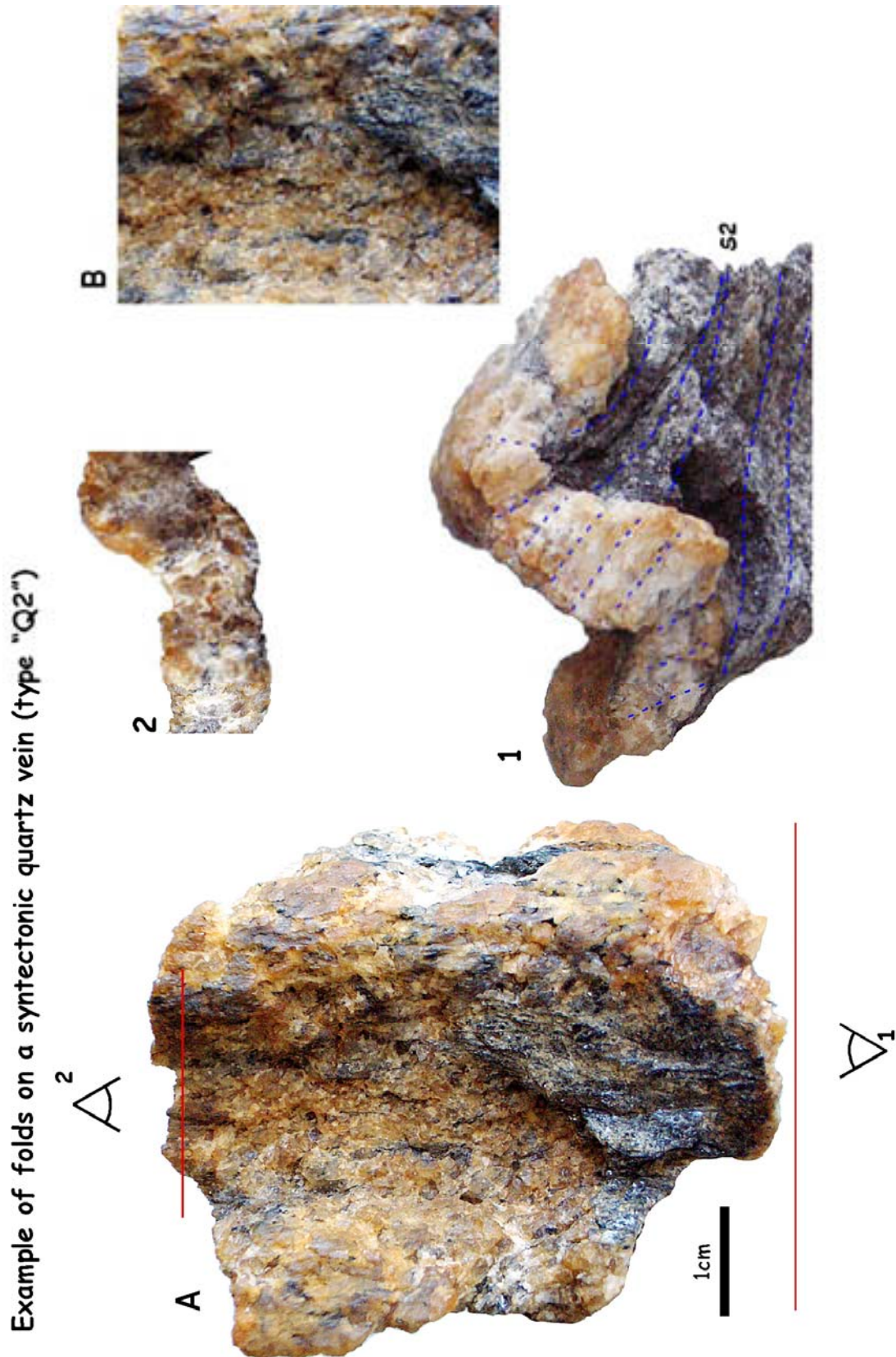
capa ( $\hat{A}$ ) entre 0.05 a 0.15 (Fig. 3.13c). Els valors extrems menors i majors són respectivament observats en els arcs externs i els arcs interns dels plecs F2. Per a venes d'espessor molt fi aquests valors poden incrementar-se fins a  $\hat{A}=0.50$  per a les zones d'arc intern, mentre els cossos amb geometries de boudins presenten valors de  $\hat{A}=0.03-0.08$  (Fig. 3.13b).

Sobre la seva interfase és possible observar una lineació d'estirament dels grans de quars. Aquesta en general és molt ben definida i és plegada pels plecs F2 (Fig. 3.13a). L'angle entre l'eix del plec F2 i aquesta lineació és variable atenent la disposició del flanc. La disposició respecte als eixos dels boudins o dels *rods* també és obliqua, amb angles entre 40 a 60°. Tradicionalment s'ha interpretat com la lineació associada a la D1, però aquesta obliquïtat no concorda amb les tendències generals observades per a estructures de boudinage al camp on l'angle entre el coll de boudins i la lineació d'estirament és com a mínim de 70° (Goscombe and Passchier, 2004). Però el més estrany és quan s'observa en detall molt cops representa una lineació de crenulació similar a l'observada en plecs F2. Com no es tenen dades suficients la seva

interpretació és oberta, i per això s'ha designat com a  $L_{1/2}$ . A nivell interpretatiu, potser és l'efecte de "corrugació" en el plegament d'una capa on la lineació preexistent controla la disposició dels nous elements estructurals (veure Watkinson and Cobbold, 1981), però l'obliquïtat és massa elevada. Altra forma podria ser una lineació desenvolupada en els primers estadis de la D2 i plegada amb la pròpia amplificació dels plecs F2.

(2) *Venes i discs de quars Q2*: inclou a totes aquelles venes que tallen a la  $S_{0/1}$  (per tant, post-D1) i que es troben afectades per la deformació D2. En general no es presenten aïllades sinó formant conjunts esglaonats. Dos subgrups es poden diferenciar:

- Un conjunt de venes amb disposicions subperpendiculars a la  $S_{0/1}$ . La relació d'aspecte d'aquestes venes és entre 500-200, amb espessors de capes molt fi (fins a 2mm) i amb relatives gran longituds de fins a un metre. Aquest espessor tan fi fa que sigui difícil diferenciar-les en un primer anàlisi qualitatiu. A nivell de mida de gra i aspecte són molt similars a les venes de quars Q1, amb coloracions típicament vermelles. Presenten en general una direcció E-W amb cabussament verticals però cap al sud. Exhibeixen refraccions al tallar els contactes de l'alternança metasedimentària, amb angle d'obliquïtat majors en els nivells més psammítics. Durant la D2 és plega, mostrant escurçament moderats (fins a un 20% pel mètode de longitud d'arc) i geometria dels plecs amb forma de "Z". Molts cops presenta *slips* o lliscament al llarg del bandejat litològic, desenvolupats durant la D2. Han estat interpretades com a venes de quars formades abans de la D2, incloent tant possibles tardanes a la D1 com desenvolupades durant el període intercinemàtic D1 a D2.
- Un segon gran conjunt el formen aquelles venes de quars sintectòniques amb la D2 (Fig. 3.14). Tenen orientacions molt variables, però el grup més abundant presenta una direcció NE-SW amb cabussaments moderats cap al NW. Tallen a la  $S_{0/1}$  amb angles entre 30 a 40°, i s'observen petites refraccions de la seva direcció al creuar el contactes litològics (Fig. 3.15). Tenen amplades entre 0.5 a 1cm amb longituds molt contínues (fins a màx. 5-10 de metres). Presenten una tendència a esglaonar-se, però el solapament entre elles és molt petit. La relació d'aspecte entre la seva longitud i l'amplada és en general >400. Presenten

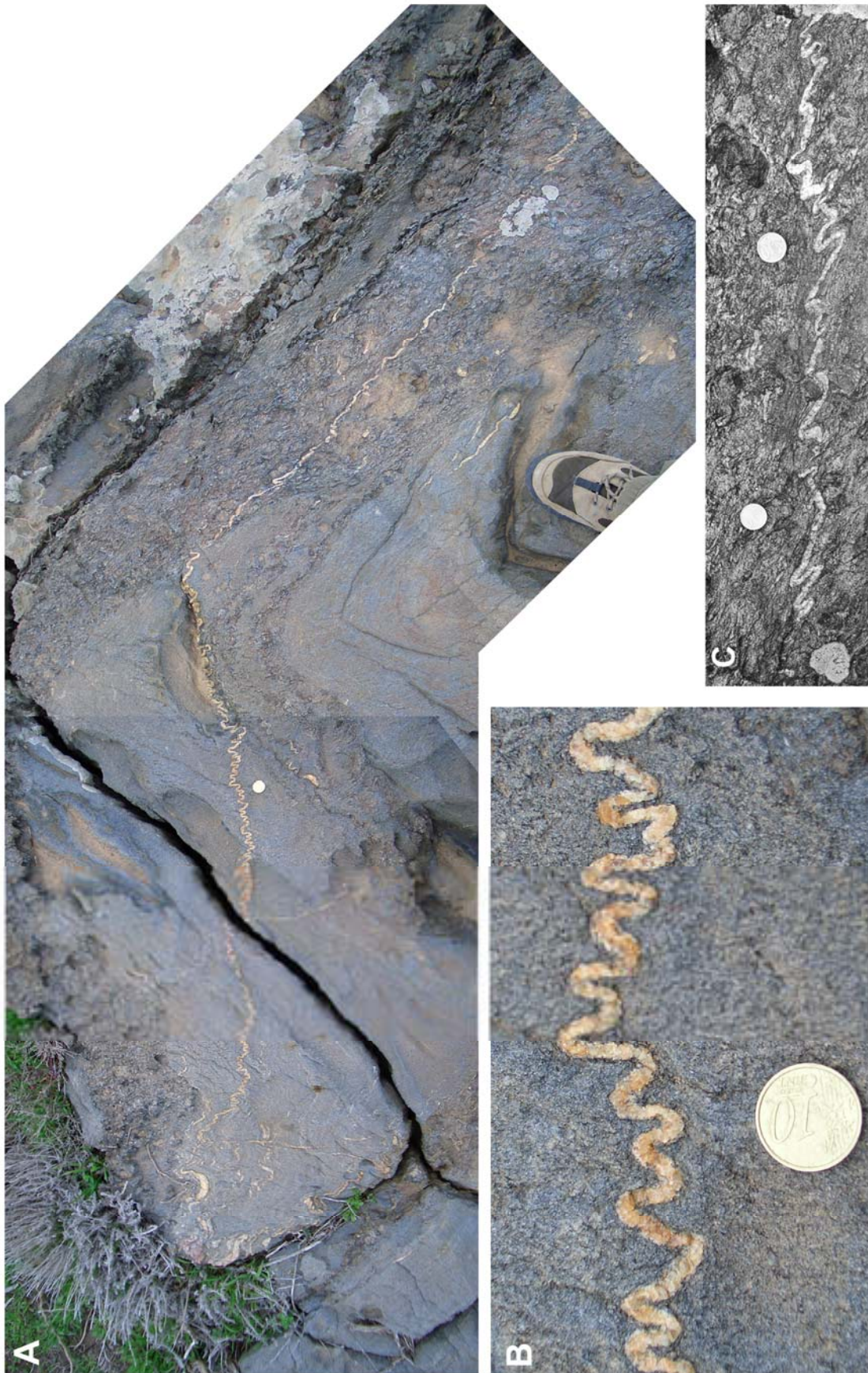


Example of folds on a syntectonic quartz vein (type "Q2")

**Fig. 3.14** Exemple de vena de quars Q2 sintectònica. (A) Vista de la superfície plegada. (B) i (C) Seccions perpendiculars a l'eix del plec. Corresponen respectivament a les vistes 2 i 1. (D) Fotografia de detall de la zona d'arc intern. Notar la irregularitat dels límits de la vena i la seva granulometria grollera. Es poden observar cavitats irregulars al llarg de la interfase. No s'observa cap lineació d'estirament. Aquesta únicament es pot observar dèbilment a les zones d'arc extern.

espessor molt constants i les variacions són progressives al llarg de grans distàncies. Presenten una mineralogia més complexa amb majoria de quars però amb possibilitat de feldspat sòdic i de filosilicats de l'encaixant, i amb tonalitats entre ataronjades i groguenques. La granulometria és grollera (fins grans de 5mm de diàmetre). Presenten límits molt irregulars, amb possibilitats de petites cavitats (Fig. 3.14d). La relació entre l'amplada de les irregularitats i l'espessor de la capa varia entre  $\hat{A}=0.05-0.10$  als arcs externs fins a  $\hat{A}=0.15-0.25$  als arcs interns dels plecs F2. En les zones d'arc extern és possible observar el desenvolupament d'una lineació subparal·lela a l'eix del plecs F2 (Fig. 3.14a). El seu desenvolupament és dependent de l'angle d'inclinació de la capa. Quan més vertical és la vena el seu desenvolupament és molt major fins a ser semblant a la  $L_{1/2}$  descrita anteriorment per a venes subverticals. Un clivatge espaiat S2 és possible d'observar subperpendicular a la capa. En el transcurs de la D2, la gran majoria es van plegar originant plecs del tipus ptygmàtics (Ramsay, 1967) amb formes de "M" o "S". En general la geometria dels plecs és molt simètrica i consistent, sobretot en els nivells de metagrauques (Fig. 3.15b). En els nivells més metapelítics, presenten geometries més irregulars amb variacions relatives del seu espessor. Adopten geometries asimètriques, amb diferenciació entre flanc curt i llarg, però no presenten formes típiques de "S" (Fig. 3.15c). Són com "simètrics" però amb el pla axial inclinat, i possibilitat de dissolució i/o cisallament de l'equivalent flanc llarg. En aquestes situacions la S2 és refractada al creuar l'envolvent de la vena de quars i presenta disposició en ventall. En general presenten geometries de capa aïllada, amb geometries i longitud d'ona independents als plecs de l'encaixant. La geometria dels plecs és pròxima a un plec de classe 1b, amb geometria de la superfície externa parabòlica encara que

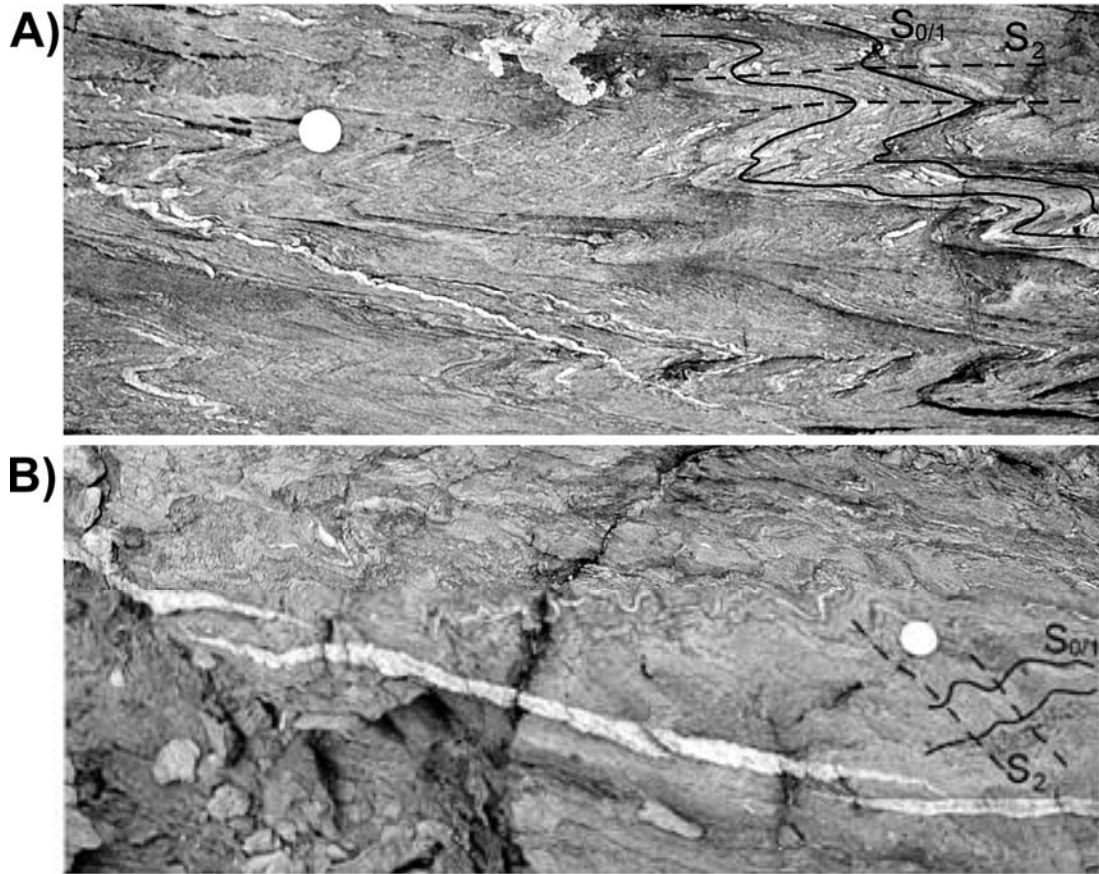
**Fig. 3.15** (A) Exemple de camp de vena de quars Q2 sintectònica. La vena de quars talla la zona de flanc curt i xarnera dels plecs mètrics F2. S'observa refracció de la vena de quars al creuar el límit entre les metagrauques i les metapelites. Aquest contacte és abrupte, i interpretat com a mecànic però d'edat incerta entre pre a sin-D1. La S1 creua el contacte. (B) Detall dels plecs desenvolupats a la zona de flanc curt i amb encaixant metagrauvàquic. Els plecs presenten geometries ptygmàtics amb formes de "M". Observar el caràcter periòdic i arranjamet simètric. (C) Plecs desenvolupats en zona de flanc llarg i amb encaixant metapelític. Plecs amb geometria molt irregulars, tant a nivell d'espessor com de distribució de les pertorbacions, i amb geometria asimètrica respecte l'envolvent de la capa. Presenten formes similars a "M" però amb pla axial rotat i oblic a la capa. Localització UTM (525.083, 4685.853).



localment poden ser aloclinals (Bastida et al., 1999) , flancs rectes i xarnera brusca. L'índex de curvatura dels plecs, mesurats segons Hudleston and Lan (1996), és  $K_i=0.70-0.85$  per a plecs amb angle d'inclinació dels flancs de  $70^\circ$ . Atenent aquests autors això indicaria condicions d'elevat grau de no linealitat de la capa ( $n > 10$ , veure Fig. 17 de Hudleston and Lan, 1996). Els plecs presenten amplituds moderades, amb valors del paràmetre  $y/x > 1.0$  (Bastida et al., 1999). Enregistren escurçaments finits entre un 40-60% segons el domini on es trobin. Això no obstant el seu caràcter sincinemàtic amb la D2, doncs clarament tallen de forma suau les xarneres dels plecs F2 (Fig. 3.15a).

(3) *Venes i dics de quars Q3*: l'últim grup inclou totes aquelles venes tardanes o que siguin posteriors a la D2 (Fig. 3.16). Són en general polimineralògiques, sobretot de quars-albítiques, i molts cops van associades a la generació d'un vora biotítica d'espessor centimètric al llarg del seu contacte amb l'encaixant. Tallen indiscriminadament totes les litologies sense cap canvi d'orientació. En general es presenten formant conjunts esglaonats amb cinemàtiques dextrals o senestrals segons la seva orientació. No s'ha diferenciat i interpretat aquesta informació al considerar-se tardana o posterior a la S2. És poden definir dos subgrups:

- Venes tardanes amb la D2. Inclouen aquelles que presenten indicis de deformació compatible amb la D2, com plecs suaus i oberts que tallen a plecs F2 isoclinals de l'encaixant (Fig. 3.16a). Observar que *a priori* la coaxilitat d'aquests plecs amb els de l'encaixant no ha de ser tractat com un criteri sincinemàtic. Els plecs desenvolupats dependran de l'orientació de la capa. No existeix un límit ben definit entre aquestes venes i les Q2 sintectòniques. En general, aquelles que tallen plecs F2 ben desenvolupats a l'encaixant són tractades com a venes tardanes.
- Venes post tectòniques amb la D2. Presenten traces aproximadament SE-NO, amb orientacions subparal·leles a la S2. En general es desenvolupen al llarg d'un límit net o de fractura, amb una tendència a esglaonar-se aprofitant la *fabric* que s'origina amb la D2 (Fig. 3.16b). Aquesta tendència és semblant tant en les zones on la S2 és dominant com en les zones que no ho és. Encara que els plans

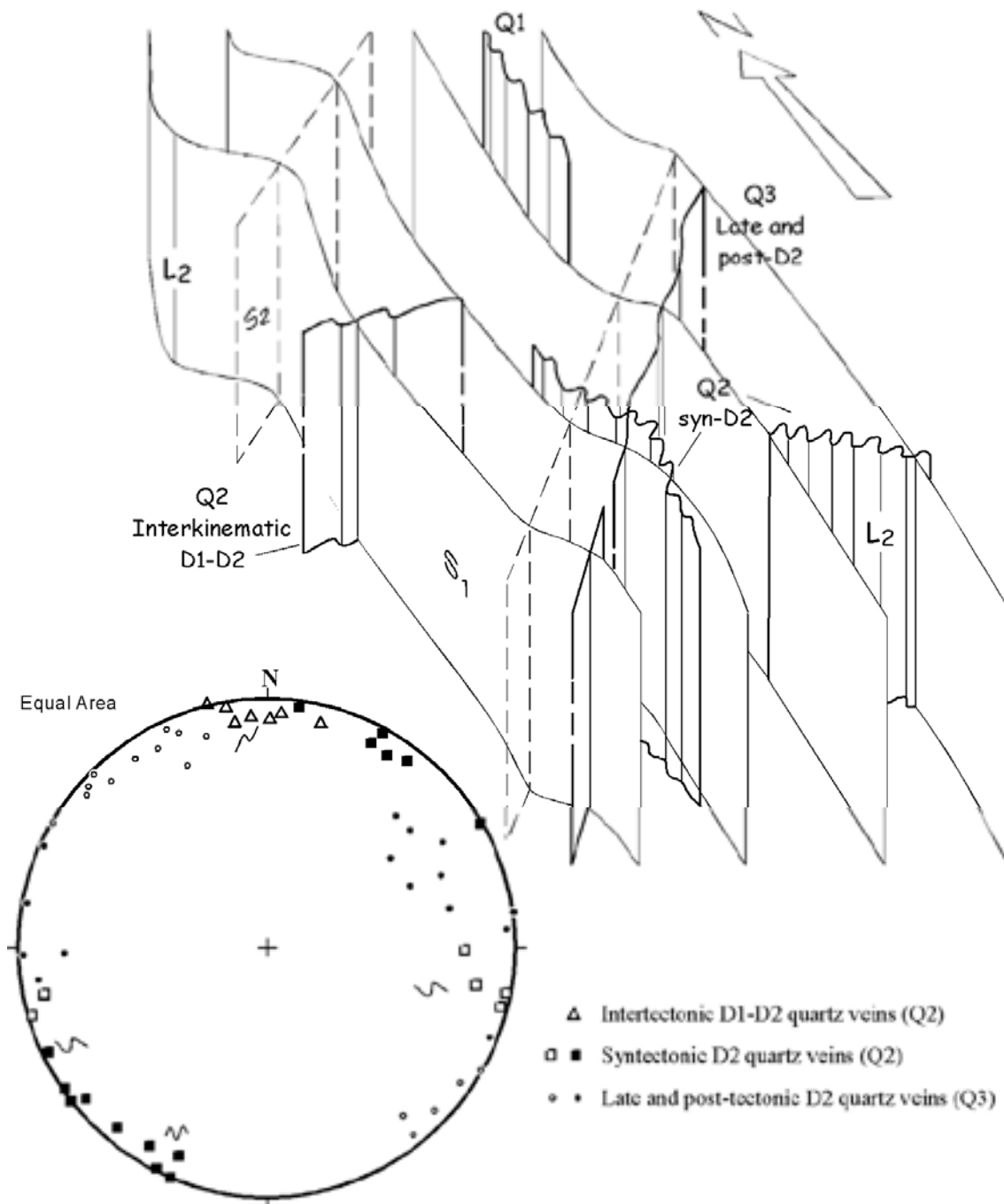


**Fig. 3.16** Exemples de camp de venes i dics de quars Q3. (A) Venes de quars tardanes amb la D2. Tallen plecs F2 ben desenvolupats. Notar el caràcter no coaxial entre els plecs isoclinals de l'encaixant i les pertorbacions poc desenvolupades al llarg de la vena de quars. El seu plegament és compatible amb la D2. (B) Dics de quars post tectònics amb la D2. Presenten geometries esglaonades. Sovint presenten el desenvolupament de plecs als extrems dels dics.

de fractures són de longituds decamètriques, les venes són discontinues tendint a geometries globulars o lenticulars. Depèn en part de l'espessor de la vena, incrementant el caràcter irregular amb l'increment de l'espessor. Sembla que no responen a un boudinage sinó a una geometria primària d'emplaçament de les venes (Bons et al., 2004) Entre els cossos aparentment aïllats es pot observar que la fractura és com una zona de cisalla de gruix centimètric. Als extrems de les venes poden presentar inestabilitats semblant a plecs, però no semblen compatibles per orientació amb la D2.

### 3.3.1 Geometria dels plecs en funció de la seva direcció i inclinació.

La figura 3.17 mostra un esquema i projecció estereogràfica de l'orientació dels diferents tipus de venes de quars. També es correlaciona la disposició amb la geometria de plecs que s'observen. És pot observar que la variació d'orientació de les venes



**Fig. 3.17** Esquema resum tridimensional de la disposició de les principals venes de quars i projecció estereogràfica de l'orientació de les venes de quars Q2 i Q3. Les geometries (S, M i Z) representen la geometria dels plecs (respectivament "S", "M" i "Z").

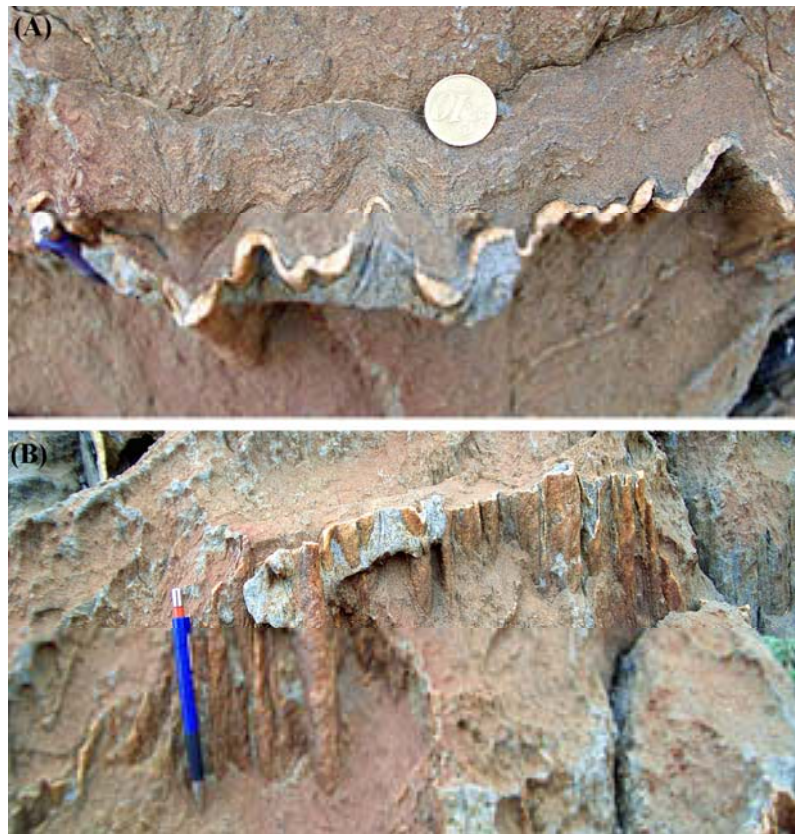
origina un canvi en la geometria dels plecs. Així aquelles venes de quars subparal·leles a la  $S_{0/1}$  presenten plecs en formes de "S". Un bon exemple són les Q1, els *sigmoidal quartz-rods* o els mateixos plecs de la seqüència metasedimentària. En canvi, els plecs desenvolupats per a venes orientades perpendiculars a la  $S_2$  presenten formes de "M"; un bon exemple són part de les venes Q2 sintectòniques. Aquestes formen amb la  $S_{0/1}$  un angle entre 30°-40° (mesurat en sentit antihorari). Per a venes de quars encara més



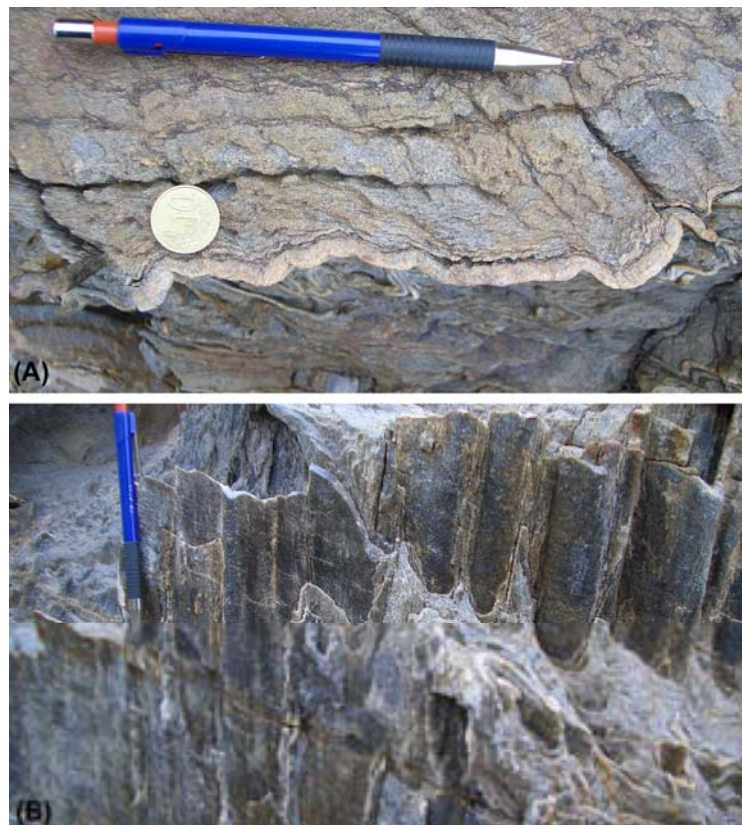
obliqües amb la  $S_{0/1}$  (entre  $70^\circ$  a  $100^\circ$ ), com són la Q2 intercinemàtiques, aquestes desenvolupen formes del tipus “Z”. Per aquelles orientacions pròximes a la S2 (amb angles entre  $120^\circ$ - $140^\circ$  amb la  $S_{0/1}$ ), no es desenvolupen ja plecs, sinó estructures d’extensió. D’aquesta forma, l’increment d’obliqüitat en sentit antihorari o senestre, hem passat progressivament de formes “S” → “M” → “Z” i finalment a estructures d’extensió. A nivell qualitatiu podem observar que aquesta variació és compatible amb la variació esperable per a una deformació amb sentit de cisalla senestre paral·lel a la  $S_{0/1}$ . La configuració almenys representa una condició d’obliqüitat de les ISA respecte a la  $S_{0/1}$ .

Un segon aspecte més interessant és el canvi de geometria dels plecs amb la seva inclinació. Les venes Q1 i nivells psammitics en general presenten disposicions subverticals ( $\alpha \sim 90^\circ$ ). La localització i distribució de plecs al llarg d’una vena Q1 és molt complicada. En general depèn tant de la pròpia geometria irregular de la capa (geometries inicials boudinades o *pinch-and-swell*) com de la influència de les pertorbacions desenvolupades en el medi multicapa. Per a situacions de capa única no obstant la irregularitat dels plecs en secció horitzontal, normalment presenten geometries de plecs molt cilíndriques o amb gran extensió lateral (Fig. 3.18). Això darrer és vàlid per a capes Q1 sense significants *rods* o canvis d’espessor. En aquestes capes es pot observar una lineació ben definida plegada, que correspon a la L1 o a una incerta  $L_{1/2}$ . Per a capes interstratificades com plagioamfibolites o nivells psammitics, els plecs tendeixen a mostrar geometries molt cilíndriques amb formes de “S” en secció horitzontal (Fig. 3.19). La continuïtat lateral en la secció vertical dels plecs és molt gran i regular. En aquests materials, per l’homogeneïtat de gra o la mida tan fina, no s’observa el desenvolupament de lineacions per poder comparar amb les de les capes de quars. Aquesta és la disposició dominant de gran part dels materials, però moltes venes del tipus Q2 sintectònic presenten inclinacions més variables.

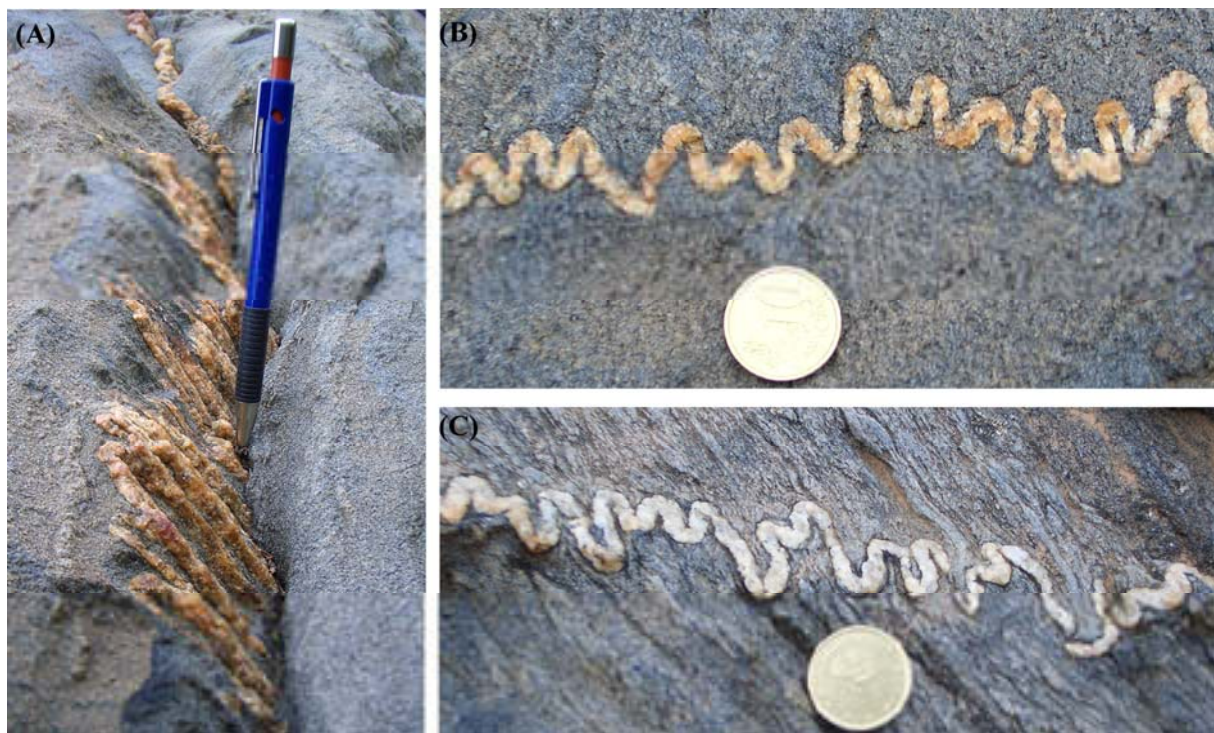
La figura 3.20 mostra una sèrie d’exemples de venes de quars Q2 amb un angle d’inclinació de  $\alpha \sim 60^\circ$ . La diferència entre els plecs b i c són conseqüència del caràcter més metagrauàquic o metapelític de l’encaixant. En general, en els primers s’observen plecs més simètrics amb geometries més regulars i segurament representa una condició més adequada a un medi encaixant isòtrop. En canvi quan el nivell encaixant són metapelites, l’elevat caràcter anisòtrop juntament amb la presència de porfiroblastes



**Fig. 3.18** Vena de quars Q1 amb disposició subvertical. (A) Vista en secció horitzontal i (B) en secció vertical. Notar l'elevada cilíndricitat del plec i la lineació d'estirament plegada.



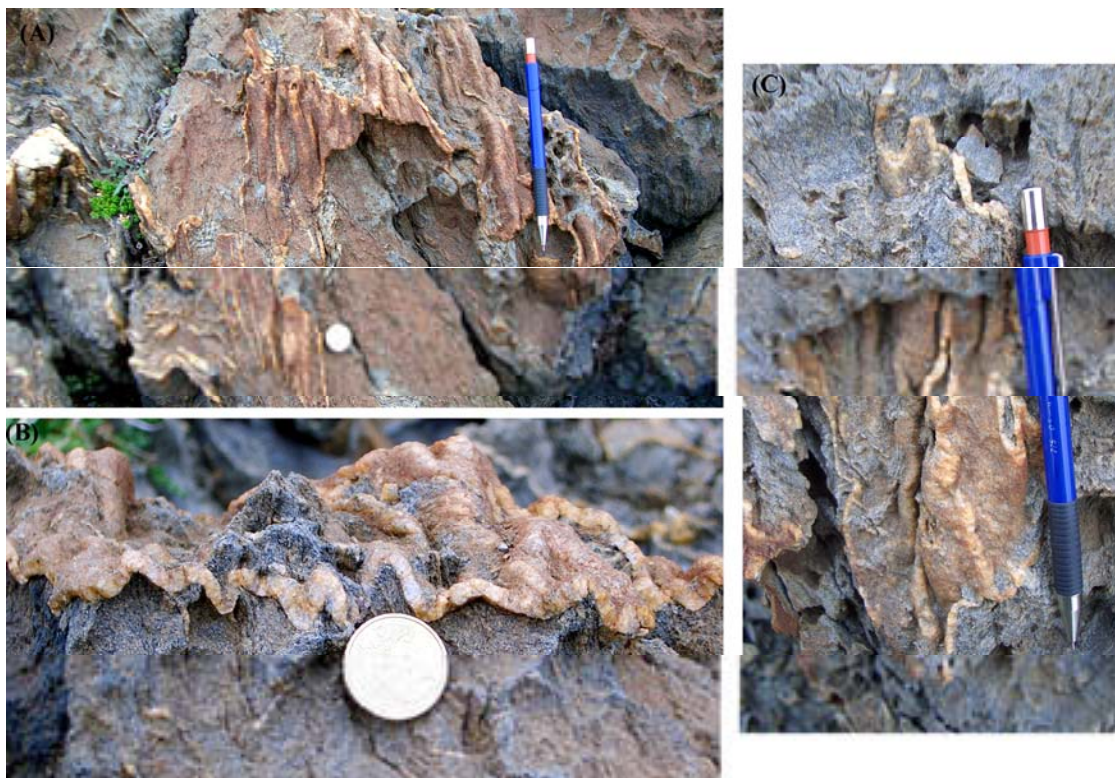
**Fig. 3.19** Nivell metapsammític subvertical. (A) Secció horitzontal i (b) vertical.



**Fig. 3.20** Exemples de venes de quars sintectòniques Q2 amb angle d'inclinació  $\alpha \sim 60^\circ$ . (a) Vista secció vertical amb eixos de plects constants i geometries cilíndriques. (b) i (c) Vista en secció horitzontal per respectivament encaixant metagrauàquic i metapelític. Per aquest darrer cas, el major desenvolupament de la S2 origina la cessió dúctil dels flancs dels plects. Observar la refracció de la S2 al creuar la vena de quars.

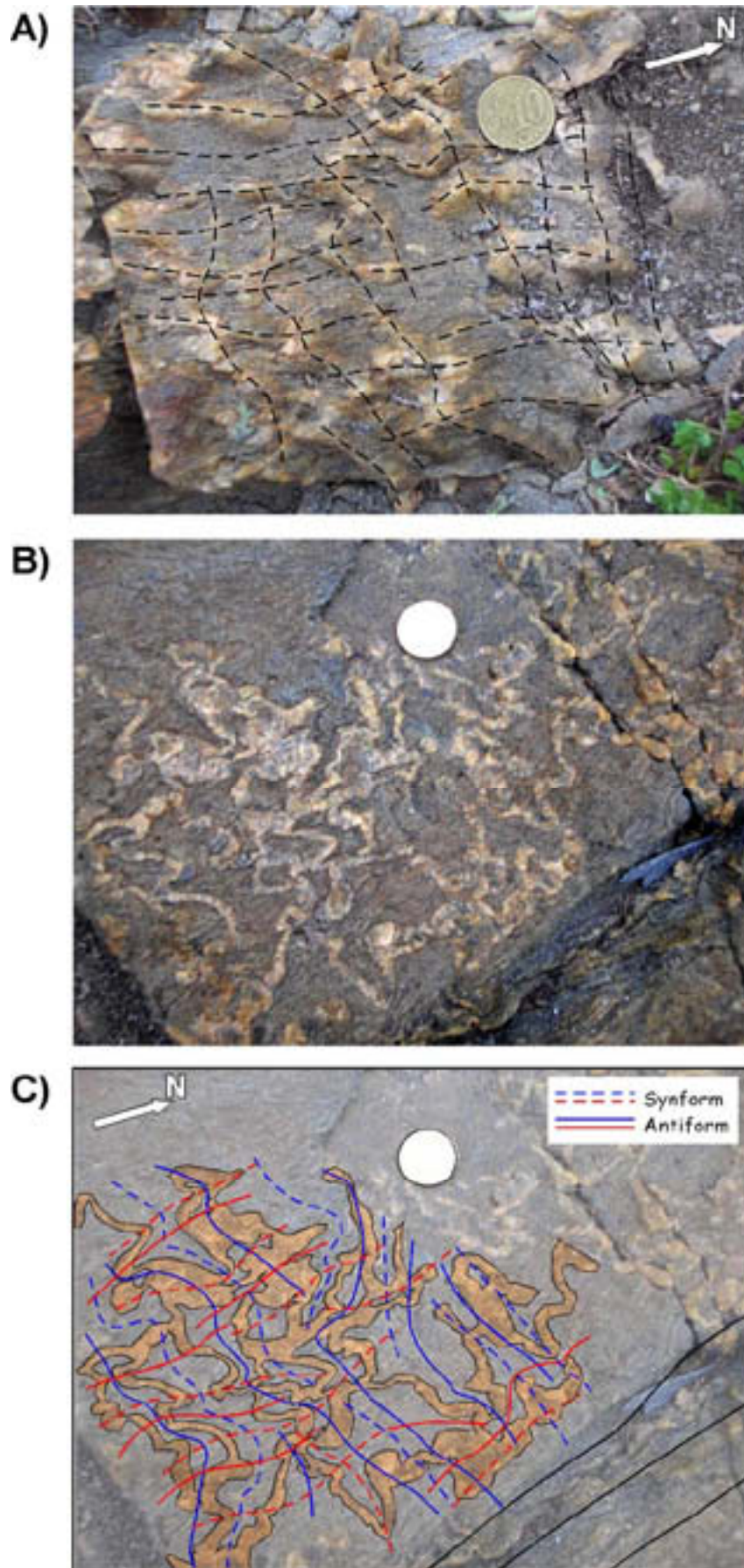
d'andalusita i cordierita genera que la distribució de la deformació sigui més complexa. No obstant si el contrast de competència és el suficientment elevat, també es poden desenvolupar plects ben definits. Per aquest cas, es produeix una asimetrizació de la disposició de la S2 al voltant de l'envolvent de la capa, però els plects responen a una elevada geometria simètrica. Juntament amb les tendències com la preferent dissolució o cisallament dels flancs ens indiquen un caràcter no coaxial. En vertical mostren una geometria força cilíndrica amb l'inici de desenvolupament d'una lineació d'estirament L2. La continuïtat dels eixos dels plects continua essent elevada.

Per a situacions d'angle d'inclinació menor,  $\alpha \sim 30^\circ$ , les coses comencen a canviar (Fig. 3.21). La geometria dels plects són molt irregulars, amb geometries clarament no cilíndriques. És poden observar plects amb línies de crestes sinuoses i variants. Són comuns punts de bifurcació amb signes de curvatures oposades (*saddle points*) i geometries que recorden "esquenes de balenes" o amb eixos de plects amb inclinacions oposades. El grau d'amplificació és elevat amb una tendència a més partició i localització preferent. Segurament el número de perturbacions per unitat de capa és més alt que en els casos anteriors. No hi ha cap desenvolupament de lineació d'estirament associada a la D2.



**Fig. 3.21** Venes de quars sintectòniques amb angle d'inclinació  $\alpha \sim 30^\circ$ . (A) Vista de la superfície plegada. Observar l'obliqüitat d'orientació respecte la S0/1 ( B) Secció subperpendicular als eixos. (c) Detall dels plects on s'observa el caràcter no cilíndric i la variació d'orientació dels seus eixos. Veure text.

Finalment, la Fig. 3.22 mostra un exemple de vena de quars Q2 amb disposició subhoritzontal ( $\alpha \sim 0^\circ$ ). S'observa un conjunt de plects superposats amb una disposició de les traces dels plects ortonormals (aprox. un conjunt amb direcció WSW-ENE, mentre un segons conjunt N-S). La capa mostra una geometria de *domes-and-basins* similars al model de superposició I de Ramsay (1967). Per tant, les inestabilitats són altament no cilíndriques. La traça de color blau marquen els plects "coaxials" amb els observats a l'encaixant. La S2 externa és aproximadament paral·lela. Conceptualment aquesta geometria pot respondre a una superposició o desenvolupar-se al llarg de la mateixa fase. No hi ha evidències de superposició lligada a la D3, normalment es presenta molt localitzada. Si atenem que és la continuació per sobre de l'exemple anterior, però amb una variació de l'angle d'inclinació de la vena de quars, es descarta la possibilitat de representar un vena Q1 amb superposició de plects F1 i F2. Per tant, han de ser explicats com desenvolupats al llarg de la mateixa fase D2. La forma més simple és suposar que representen condicions de constricció en secció horitzontal. La direcció de màxim escurçament és normal a les traces de color blaves. No s'observa cap lineació d'estirament associada a la L2. L'encaixant són metagrauvaques situades en una domini de baixa deformació.



**Fig. 3.22** Geometria plects F2 desenvolupats en una vena de quars Q2 amb disposició subhoritzontal,  $\alpha \sim 0^\circ$

**Fig. 3.22** (continuació pàgina anterior) (A) Vista de la superfície plegada. Les corbes amb traça indiquen les traces dels plecs. (B) i (C) Secció i esquema interpretatiu dels plecs. Les corbes vermelles i blaves indiquen les traces dels dos conjunts de plecs. Representen plecs no cilíndrics amb geometries de superposició. Poden indicar condicions locals de deformació constrictional de la secció horitzontal. Aquests exemples corresponen a la continuació de la vena de quars mostrada a la Fig. 3.21.

La variació de la geometria dels plecs amb la inclinació en permet deduir una sèrie d'inferències sobre la deformació de l'àrea:

- L'increment de la inclinació potencia el desenvolupament de la lineació d'estirament associada a la D2. Així si només considerem les venes Q2, el màxim de desenvolupament és per  $\alpha \sim 60^\circ$ , mentre el decreixement de la inclinació inhibeix el seu desenvolupament. Això pot indicar un increment de l'extensió amb l'increment de la inclinació de les venes, i per tant una paral·lelització a la direcció de màxima extensió  $X$ .
- L'increment de la cilíndricitat dels plecs s'incrementa amb la verticalització de les capes, i s'hauria de paral·lelitzar l'eix del plec F2 a la direcció d'extensió (almenys local). Aquestes observacions són compatibles amb les observacions de camp sobre l'increment de cilíndricitat dels plecs amb la paral·lelització a la direcció d'extensió (Ridley, 1986) i compatible amb els resultats dels models numèrics de plegament en tres dimensions (Griera et al., 2002; Griera, 2004).
- Semblen plausibles condicions de pèrdua d'àrea a la secció horitzontal. És compatible que pugui representar aproximadament la secció  $YZ$  de l'el·lipsoïd de deformació finita.
- Hi ha la possibilitat, almenys per a condicions locals, de condicions de deformació constrictional. Segurament més viable per a dominis de baixa deformació i litologies de l'encaixant més competents.

De forma qualitativa, a partir de la variació de les estructures de plegament, sembla concordant i compatible una disposició de l'el·lipsoïd de deformació amb eix  $X$  vertical i secció horitzontal pròxima a la secció  $YZ$  de l'el·lipsoïd.

### 3.3.3 Quantificació de la deformació mitjançant venes de quars

Bàsicament dues grans opcions alhora de quantificar l'el·lipsoïd de deformació mitjançant conjunts de venes de quars:

(1) *Mètodes d'anàlisi basats en la distribució de les venes de quars*: l'estimació de l'el·lipsoïd de deformació es fa a partir de la identificació dels diferents camps de la història deformacional. El mètode bàsic fou proposat per Talbot (1970) i consisteix en estimar els angles entre els eixos de la deformació finita i la línia o superfície de no deformació finita. El mètode pot ser aplicat tant a nivell de quantificació de la deformació per a seccions 2D, com per a 3D mitjançant l'ús de la projecció estereogràfica. Inicialment definit per a nivells competents, Talbot and Sokoutis (1995) el modificaren per ser també aplicat mitjançant marcadors incompetents. Una variació al mètode bàsic, fou proposada per Passchier (1990), on a part d'estimar l'orientació de la superfície de no deformació finita també s'inclou informació de la mida i distribució dels diferents camps de la història deformacional (escurçament, extensió, escurçament→extensió i extensió→ escurçament). A partir d'aquesta informació no tan sols es pot estimar l'el·lipsoïd de deformació sinó també la vorticitat cinemàtica. El gran inconvenient d'aquests mètodes és la necessitat d'un volum i una dispersió de l'orientació de les dades molt gran, sobretot si és vol estimar l'el·lipsoïd de deformació.

(2) *Mètodes d'anàlisi directes*: l'estimació de la deformació és fa a partir de la mesura directa de raons de geometria o estructurals que ens permet establir una estimació de la deformació. Inclou tots els mètodes basats en l'estimació dels canvis de longitud d'un cos competent o incompetent (mètodes de longitud d'arc), i aquells que ho fan mitjançant la variació d'orientació de la foliació (Ramsay and Graham, 1970) o de paràmetres de la forma de les estructures de plegament (Lacassin and Mattauer, 1985; Schmalholz and Podladchikov, 2002). A partir de tres mesures, siguin lineals o seccionals, és possible la determinació de l'el·lipse o l'el·lipsoïd de deformació finita (De Paor, 1988). El gran inconvenient és l'elevat error associada a la mesura absoluta de qualsevol raó geomètrica.

No obstant la gran abundància de venes de quars a la zona d'estudi, aquestes no presenten un rang de dispersió molt elevat, essent la majoria orientades subverticals. Dins la secció horitzontal si que hi ha suficient dispersió, però la gran majoria es troben

plegades i el rang del camp de venes en extensió és en general petit. Aquesta manca de marcadors fa que la determinació directa de l'el·lipsoïd de deformació no sigui plausible, i únicament és viable la quantificació de la deformació a la secció d'observació de camp. Per poder fer qualsevol anàlisi, s'han de fer prèviament una sèrie de suposicions:

- Aproximadament la secció horitzontal és paral·lela a la secció  $YZ$  de l'el·lipsoïd de deformació, mentre l'eix de màxima extensió  $X$  és pot considerar que té una disposició vertical i subparal·lel a la  $L2$ .
- El clivatge de crenulació i la foliació de pla axial aproximadament representen el pla  $XY$  de deformació. És un supòsit generalitzat en gran part dels estudis de camp i àmpliament utilitzat alhora de la interpretació mitjançant models cinemàtics (Ramsay, 1967; Ramsay and Hubber, 1983). Anàlisi recents indiquen que en general és una suposició consistent, no obstant la possibilitat de desviacions (Czeck and Hudleston, 2003).
- Si es suposa que el volum de la roca és constant al llarg de la  $D2$ , és pot fer un anàlisi presudo-3D amb l'estimació dels diferents eixos de l'el·lipsoïd. Per a roques molt cristal·lines de mig a alt grau metamòrfic i zones de baixa deformació sembla que els canvis de volums poden ser considerats *a priori* negligibles. No obstant que els canvis de volum i difusió són importants a nivell de microestructura, sembla que a escales més grans (com d'aflorament) és insignificant i es poden assumir condicions pròximes a isocòriques (Mancktelow, 1994).

Tenint en compte aquests supòsits, inicialment és va realitzar una quantificació de la deformació finita de la secció d'aflorament mitjançant el mètode de longitud d'arc. És la forma més simple, però també tosca, de realitzar qualsevol quantificació de la deformació. Bàsicament consisteix en el quocient entre la mesura de l'envolvent i la longitud d'arc d'una estructura de plegament, o amb adaptacions a una estructura de boudinage. L'el·lipse seccional podrà ser estimada mitjançant la mesura de l'elongació de les venes de quars per a un rang ampli d'orientacions. Les mesures d'elongació poden se obtingudes directament al camp o bé a partir del tractament de fotografies. La diferència absoluta entre els valors mesurats per una mateixa estructura utilitzant les dues formes és baixa, amb un ordre entre 4-6° per a dades angulars i <10% per a mesures lineals.



Druguet (1997), intentà una primera quantificació de la deformació D2 per a l'àrea d'estudi. Mitjançant el mètode de longitud d'arc ajusta de forma qualitativa una sèrie d'el·lipses de deformació. Els valors de la relació axial de l'el·lipse seccional ( $R_{2D}$ ) que obtingué per a les zones de baixa deformació foren  $R_{2D}=2-3$  amb una disminució d'àrea entre un 30-40%. Per a zones de moderada deformació amb intrusió de discs pegmatítics obtingué valors de  $R_{2D}=2.86-3.65$  amb increment d'àrea  $<5\%$ . Aquest canvi de la variació de l'àrea es suposa com a conseqüència del gran número de discs pegmatítics. Posteriorment, Druguet and Grieria (1998) realitzaren un anàlisi més sistemàtic en número de dades i realitzaren l'ajust de l'el·lipse a partir del mètode de mínims quadrats. Es va restringir a la mateixa àrea d'estudi. L'increment de dades els va permetre observar cert control a nivell de la litologia de l'encaixant i de l'estructura dels plecs F2 de la mesoescala (entre flancs llarg i curts). Els resultats posaren de manifest el caràcter heterogeni de la distribució de la deformació D2. Obtingueren valors entre  $R_{2D}=1.5-3$  amb una disminució d'àrea global d'un 37%. Finalment, Grieria (1999) amplia el número de dades del darrer estudi i confirma la influència de la litologia en la distribució de la deformació F2, sobretot per part dels nivells de metagrauvaques. Diferencia dins el domini a nivell quantitatiu entre zones de baixa i moderada deformació. Obtingué valors semblants als anteriors, amb  $R_{2D}=1.5-3.55$  amb una disminució d'àrea entre un 30 a un 50%. Aquest darrer valor per a les zones de més deformació.

Totes aquestes mesures representen valors mínims de deformació, doncs uns dels grans problemes del mètode de longitud d'arc és a infravalorar la longitud inicial de qualsevol estructura plegada. Un dels processos associats al *buckling* és l'acomodació de part de la deformació per engruiximent i escurçament homogeni de la capa. Aquesta component no pot ser estimada amb aquest mètode. No obstant el caràcter competent de les venes de quars i l'elevat contrast de propietats amb l'encaixant, l'error del mètode pot arribar a ser molt gran ( $>30\%$  per a una capa de contrast de viscositat de 50 amb la matriu; Schmalholz and Podladchikov, 2002). Un altre problema és l'estimació de l'elongació per a venes en extensió i la tendència del criteri de mínims quadrats a solucions constrictives. Això en part és per la major quantitat de dades en situacions d'escurçament que en extensió i que en tot moment es va considerar un pes específic similar per a totes les dades. Molts cops aquesta estimació és contrària a les observacions de camp on el caràcter de tectonita-S de les roques, amb lineacions mals desenvolupades, és contradiu en part amb condicions constrictives. Segurament

vàlides per a condicions locals, com s'ha vist en la Fig. 3.22, però no sembla lògic amb una tendència generalitzada. Sobretot si tenim considerem els problemes al desenvolupament de plects amb eixos paral·lels a la direcció d'extensió  $X$ . Tant els models analògics com numèrics (Grujic and Mancktelow, 1996; Griera et al., 2002; Griera, 2004) indiquen que per desenvolupar un plec d'elevada amplificació són necessàries deformacions finites molt elevades ( $\gg 50\%$  d'escurçament). També, la deformació homogènia s'incrementa pel flux associat a l'extensió paral·lela als eixos del plec, incrementant l'error del mètode de longitud d'arc. Finalment, els resultats són difícils d'encaixar si considerem la necessitat de compatibilitat de deformació, sobre tot la forta variació d'àrea (30 a 50%!) que implica una desharmonia molt gran en l'extensió vertical entre zones de baixa i moderada deformació (entre valors de  $X$  entre 1.2 a 2.2)

Això va fer plantejar un nou reenfocament del mètode de quantificació de la deformació, i la seva evolució pel que es presentarà i descriurà en la present memòria. El punt de partida de la nova metodologia és el diagrama per a la mesura de la deformació proposat per Schmalholz and Podladchikov (2002). El desenvolupament d'una nova teoria de plegament finit de capes (Schmalholz and Podladchikov, 2001), ha permès a aquests autors establir una relació directa entre l'escurçament finit i els paràmetres geomètrics de la forma dels plects. Mitjançant els paràmetres finits d'amplitud ( $A$ ), longitud d'ona ( $\lambda$ ) i espessor de la capa ( $H$ ) és pot estimar l'escurçament paral·lel a la capa a partir d'un diagrama base o d'una sèrie d'equacions (Fig.6 i Eq.30 de Schmalholz and Podladchikov, 2001). El mètode es va testar a partir de models analògics i numèrics mostrant resultats correctes, i en general són consistents amb les pròpies observacions dels resultats de models numèrics de plegament realitzats durant aquest estudi (Griera et al., 2002; Griera, 2004). Inicialment, aquest diagrama únicament era vàlid per a plects simètrics i condicions de deformació plana. Schmid (2002) mitjançant models numèrics de plegament observà que el diagrama d'estimació també és vàlid per a situacions de plects asimètrics. Per a condicions generals 3D, l'amplificació dels plects és dependent de l'el·lipse seccional de deformació finita (Hudleston pers. comm.). Això ha estat corroborat amb models numèrics (Griera et al., 2002; Griera, 2004), d'on s'ha pogut constatar que la informació més correcta que és pot obtenir a partir de la geometria dels plects és la  $R_{2D}$ . Independent de les condicions de contorn (constriccional, aixafament o deformació plana) i el grau de no linealitat de la capa, la relació dels paràmetres  $A$ ,  $\lambda$  i  $H$  és funció la  $R_{2D}$ . Per aquest motiu s'ha

modificat el paràmetre d'escurçament finit del diagrama original de Schmalholz and Podladchikov (2001) en funció de la  $R_{2D}$ . Per a condicions de cisalla pura, aquest paràmetre es pot expressar com  $R_{2d} = (1 - short.)^{-2}$ , on *short.* és l'escurçament finit paral·lela a la capa. Per a condicions generals que impliquin extensió paral·lela a l'eix del plec, aquesta relació és pot expressar com,

$$R_{2d} = (1 - short.)^{-1+\dot{A}} \quad (3.1)$$

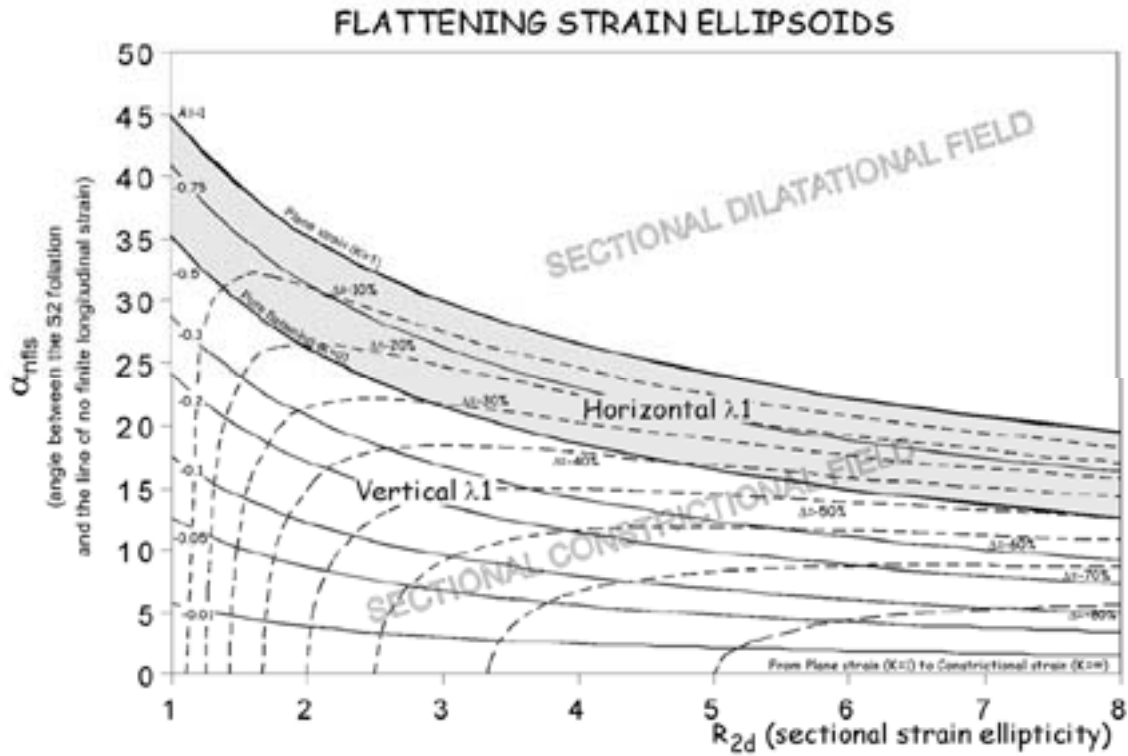
on  $\dot{A}$  és la dilatació cinemàtica de la capa,

$$\dot{A} = (\dot{\epsilon}_{||1} + \dot{\epsilon}_{||2}) / \dot{\epsilon}_{||} \quad (3.2)$$

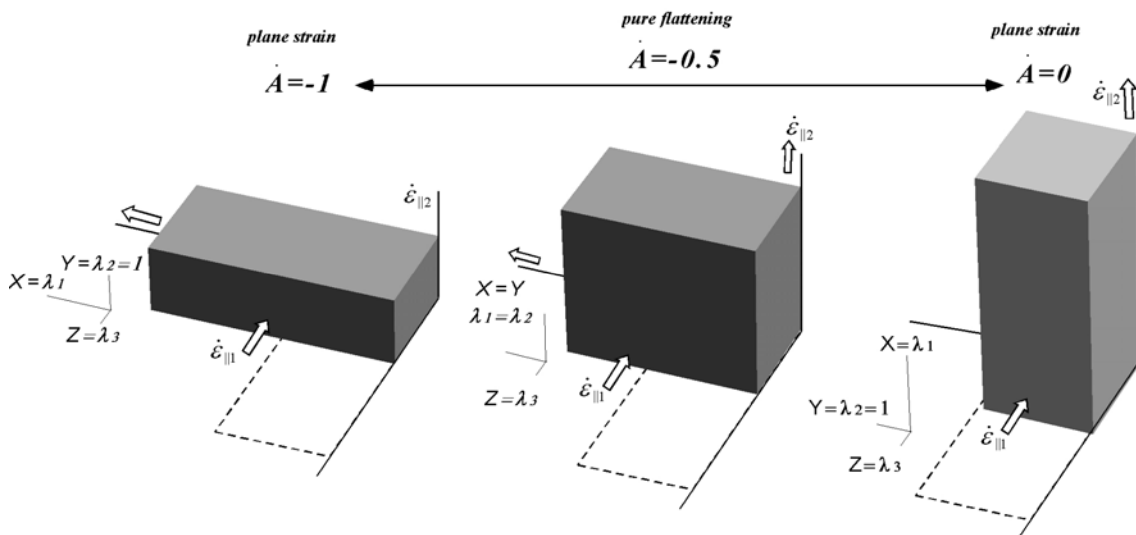
$\dot{\epsilon}_{||,2}$  són respectivament les velocitats de deformació mínima i màxima paral·leles a la capa. Per a condicions de deformació plana de la capa,  $\dot{A} = 0$ , mentre que per a condicions clàssiques de cisalla pura, on no hi ha extensió paral·lela a l'eix del plec,  $\dot{A} = -1$ . Això genera una incertesa en l'escurçament finit paral·lel a la capa, doncs per un mateix valor de  $R_{2D}$ , l'escurçament varia entre segons el valor  $\dot{A}$  (e.g. per un valor  $R_{2D}=4$ , l'escurçament varia entre un 50% per  $\dot{A} = -1$  i un 75% per  $\dot{A} = 0$ ).

Per resoldre aquest problema el diagrama modificat de Schmalholz and Podladchikov (2002) s'ha combinat amb el mètode de Talbot (1970). Amb aquesta mètode s'ha determinat l'angle entre la línia finita de no deformació i la direcció de màxima extensió de la secció horitzontal ( $\alpha_{nfls}$ ).

Conegudes la relació axial de la secció  $R_{2D}$  i la  $\alpha_{nfls}$  és pot estimar la variació finita de l'àrea ( $\Delta$ ) i la dilatació cinemàtica mitjana ( $\dot{A}$ ) a partir del diagrama de la Fig. 3.23. Aquest diagrama s'ha construït a partir de la variació d'orientació de la línia de no finita deformació (corba gruixuda) amb l'increment de la deformació per a condicions coaxials i estacionaries. Totes representen condicions coaxials però variant des de condicions de deformació plana a condicions de pur aixafament (veure Fig. 3.24). Dos camps es poden diferenciar, una amb l'eix de màxima extensió horitzontal (camp en gris) i l'altre amb eix vertical. La condició  $\alpha_{nfls}=0$  equival a deformacions constrictcionals. Les corbes amb traça indiquen condicions d'igual pèrdua d'àrea de la secció d'estudi. Conegut el paràmetre  $\Delta$ , els valors dels diferents eixos de la deformació poden se estimats a partir de les relacions  $\Delta = YZ$ ,  $R_{2D} = Y/Z$  i  $XYZ = 1$ .



**Fig. 3.23** Diagrama per a l'estimació del canvi d'àrea ( $\Delta$ ) i la dilatació cinemàtica mitjana ( $\dot{A}$ ) de la secció d'estudi. L'eix horitzontal és la relació axial de l'el·lipse seccional ( $R_{2d}$ ) mentre l'eix vertical és l'angle entre la traça de la foliació S2 i la línia de no deformació finita ( $\alpha_{nfls}$ ). Únicament és aplicable per el·lipses seccionals amb  $Y > 1$ . Les corbes representen la variació del valor de  $\alpha_{nfls}$  amb el progrés de la deformació per a condicions coaxials i valor de  $\dot{A}$  constant. Les corbes a traç són condicions d'igual pèrdua d'àrea. La condició de "pur aixafament" ( $K=0$ ) divideix el diagrama en dos camps segons la disposició de  $\lambda_1$ . Tant sols s'ha representat els camps de secció constrictivals.



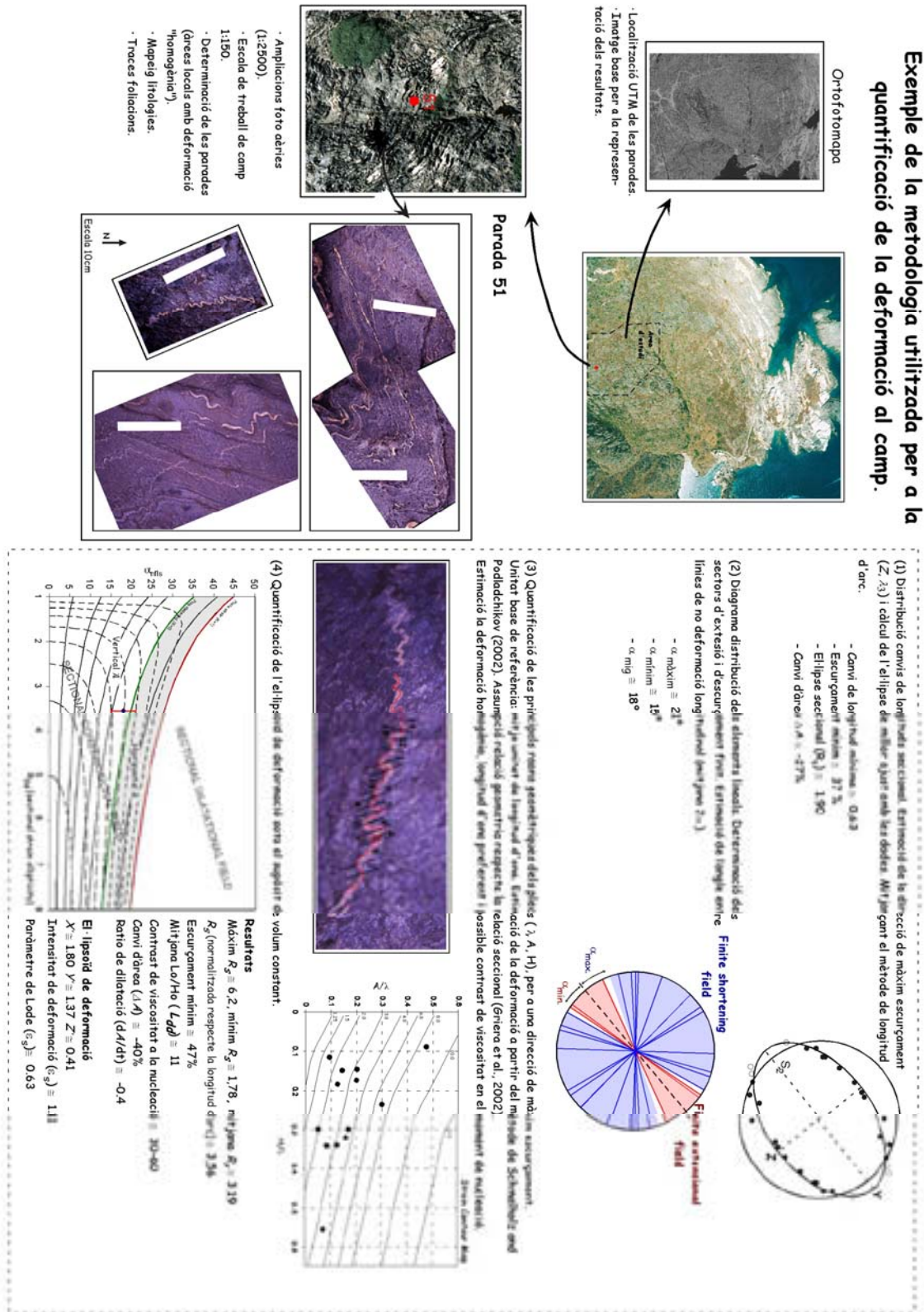
**Fig. 3.24** Esquema sobre el significat de la dilatació cinemàtica ( $\dot{A}$ ) i la seva relació amb l'orientació dels eixos de l'el·lipsoïd de deformació finita. En tots els casos s'han suposat deformacions coaxials. Segons el sistema de referència de camp, la condició  $\dot{A} = 0$  representa extensió màxima vertical. Mentre  $\dot{A} = -1$  implica extensió màxima en la secció horitzontal

Un exemple del procediment per a l'anàlisi de la deformació a partir d'aquest mètode combinat és pot veure a la Fig. 3.25. La base inicial de l'estudi són les dades prèviament obtingudes per Griera (1999) a partir del mètode de longitud d'arc. Aquestes dades foren obtingudes a partir d'una cartografia de detall de l'àrea on es va diferenciar tant l'estructura, les traces de les diferents foliacions i un mapeig de les litologies de l'encaixant. Es varen seleccionar un conjunt de localitats on la deformació a nivell qualitatiu és pogués considerar homogènia. En general són àrees petites i puntals amb dimensions que no superen 1 m<sup>2</sup>. La selecció de les localitats es va basar en l'abundància suficient de venes de quars en diferents orientacions per poder calcular amb certa "fiabilitat" l'el·lipse seccional. Únicament les venes Q1 i Q2 amb disposicions subverticals foren utilitzades per l'anàlisi. Es varen prendre dades dels valors d'elongació i orientacions de més de 1000 segments de venes de quars per a més de 150 localitats diferents. Cada localitat representa una deformació homogènia, amb una orientació constant de les foliacions S1 i S2. Al final tant sols es varen poder definir i, utilitzats en el següent anàlisi, un total de 96 el·lipses de deformació (Fig. 3.26).

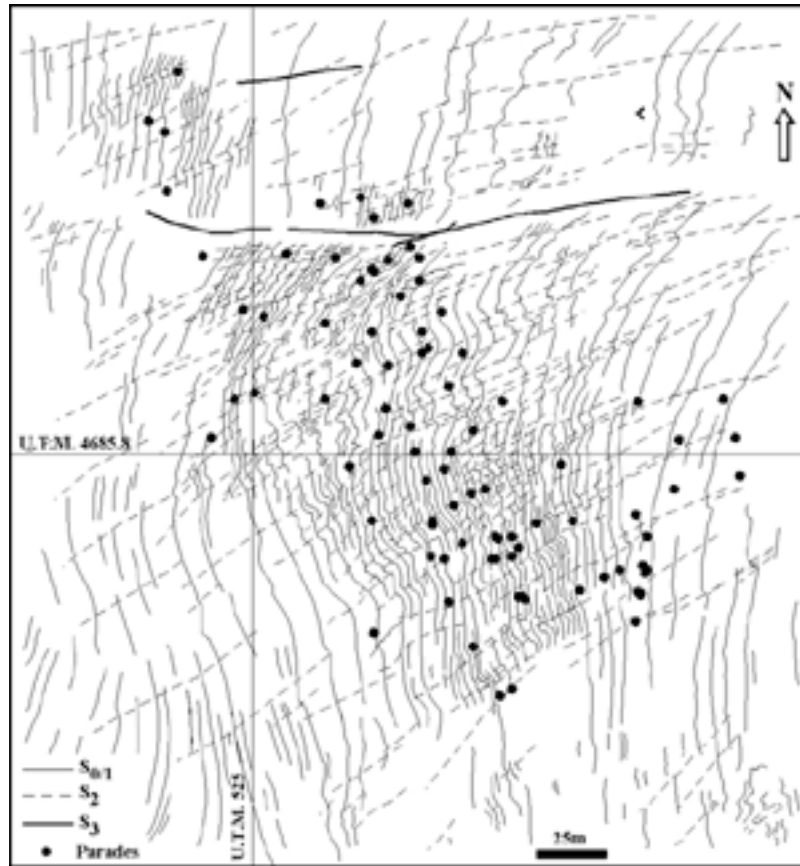
Alhora d'aplicar el nou mètode combinat, aquest treball anterior aporta un conjunt de parades localitzades mitjançant fotografia aèria i coordenades UTM, i on s'havia realitzat una estimació del eixos i orientació de l'el·lipse de deformació  $X$ ,  $Y$  i  $Z$ . Mitjançant aquest resultat s'ha establert la direcció de màxim escurçament i una primera aproximació de l'angle  $\alpha_{nfls}$  (Fig. 3.25-1). No obstant l'error de mesura del mètode de longitud d'arc, les tendències d'orientació dels eixos de l'el·lipse mitjançant aquest mètode poden ser considerades en general correctes i coincidents amb els de la deformació finita. És complex de demostrar-ho, però únicament per a situacions d'elevat grau de no coaxilitat i materials altament no lineals ( $n > 5$ ) no es compleix aquesta situació. En part és influència de la dependència amb la velocitat de deformació de la viscositat efectiva dels materials no lineals. A mesura que rota la capa pel flux no coaxial i s'aproxima a les ISA, s'origina un petit *strain-rate softening*. Això origina un retardament en l'orientació entre els eixos de l'el·lipse material (mesurada pels canvis de longitud de les capes) i de l'el·lipse finita associada a les condicions de contorn.

L'angle de no deformació finita, respecte l'eix de màxima extensió horitzontal, s'ha establert a partir de la distribució de les elongacions i de noves dades de camp (Fig. 3.25-2). En general s'ha tendit a ser "generós", i s'han considerat com en cap d'extensió totes aquelles venes rectes, sense indicis ni d'extensió ni d'escurçament. En especial

**Exemple de la metodologia utilitzada per a la quantificació de la deformació al camp.**



**Fig. 3.25** Esquema del mètode d'anàlisi per estimar la deformació finita. Exemple puntual d'una parada amb l'explicació del flux de treball per arribar a l'estimació de la deformació a partir del mètode combinat explicat en el text (número de referència 51).



**Fig. 3.26** Esquema estructural amb la localització de les parades utilitzades per a l'estimació de la deformació D2. Les dades es poden consultar als apèndixs.

també s'han considerat aquelles que impliquessin un pas d'escurçament a extensió finita. Com es veurà més endavant, les parades situades en zones d'elevada deformació inferir aquest angle és més simple que en zones de baixa deformació. Per aquelles parades que no s'ha pogut obtenir directament per manca d'informació, s'han utilitzat els mesurats per a localitats pròximes i amb característiques similars. S'ha definit l'angle mig i un espectre entre la condició màxima i mínima de l'angle  $\alpha_{nfls}$ . Únicament es treballarà i visualitzarà amb aquelles dades que impliquin condicions de *flattening*. No s'han utilitzat aquelles parades que impliquessin condicions constrictivals. De forma local, aquesta situació sembla factible en els nivells més psammítics i d'espessor més gran (>1m).

A partir de la direcció de màxim escurçament s'ha buscat per a cada localitat aquell segment de vena de quars plegada més paral·lel amb aquesta orientació. Com a criteris addicionals, s'ha escollit aquella secció més pròxima a la perpendicular als eixos dels plecs i que presentes una distribució més gran i homogènia de plecs (com a mínim 10 mesures de plecs per parada). S'ha mesurat la relació de paràmetres geomètrics ( $A$ ,  $\lambda$  i

H) i representat en el diagrama modificat de Schmalholz and Podladchikov (2002) (Fig. 3.25-3). De la distribució de valors s'ha obtingut els valors màxims i mínims de la distribució, la mitjana i una mitja normalitzada respecte la longitud d'arc de cadascun dels plecs. Finalment mitjançant el diagrama de la Fig. 3.24 s'ha establert el canvi d'àrea finit i estimat els valors dels diferents eixos de la deformació finita tal com prèviament s'ha explicat (Fig. 3.25-4). Per una millor comparació de les dades, s'han avaluat el paràmetre d'intensitat de la deformació  $\bar{\epsilon}_s$  (Nadai, 1963) i el paràmetre de Lode's  $v$  (Flinn, 1978) que ens relaciona la forma de l'el·lipsoïd. Respectivament venen donats per les equacions,

$$\bar{\epsilon}_s = \sqrt{\left(\frac{2}{3}\right) [(Ln X/Y) + (Ln Y/Z) + (Ln X/Y)(Ln Y/Z)]} \quad (3.3)$$

i

$$v = \frac{Ln(Y/Z) - Ln(X/Y)}{Ln(Y/Z) + Ln(X/Y)} \quad (3.4)$$

Tot el procediment és sintetitzat amb un exemple a la Fig. 3.25. Un aspecte addicional en el mètode és l'obtenció d'una gran quantitat de dades sobre la geometria i forma dels plecs. Aquestes dades poden ser reutilitzades per una anàlisi i classificació dels plecs (e.g. Bastida et al., 1999; Svarastiva and Lisle, 2003), estimació de la longitud d'ona preferent (e.g. Hudleston and Host, 1984) i inferir propietats mecàniques i reològiques respecte al comportament de les venes de quars durant el seu plegament (e.g. Hudleston and Lan, 1994; Schmalholz and Podladchikov, 2002). Però, per no estendre més del que ja s'estén, no seran descrits ni discutits a la present memòria.

Per una millor comprensió dels resultats de l'anàlisi, aquests s'han representat mitjançant diagrames de contorn referenciats espacialment. Els resultats per la distribució de magnitud de  $Z$  i del factor de Lode's són mostrats a la Fig. 3.27. El contorn dels valors s'ha establert a partir de les dades puntuals de les parades, i amb el suport de les dades estructurals i de distribució de les litologies.

Els resultats confirmen la distribució heterogènia de la deformació D2, amb variacions ràpides tant de l'escurçament finit com de l'aspecte de forma de l'el·lipsoïd de deformació finita. Aquestes variacions són observables al camp tant a nivell de capes com de la presència de bandes d'elevada crenulació. Les dades indiquen per a la secció



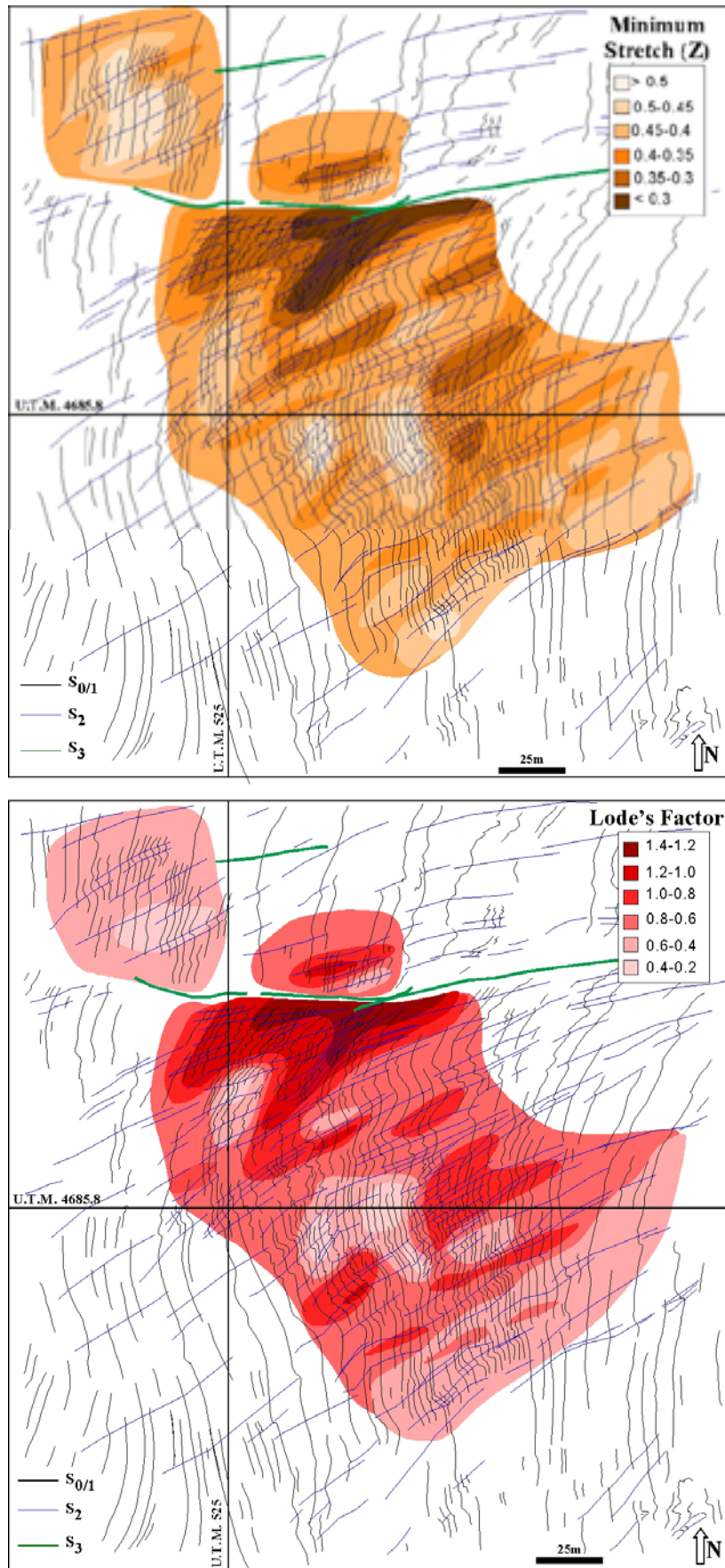
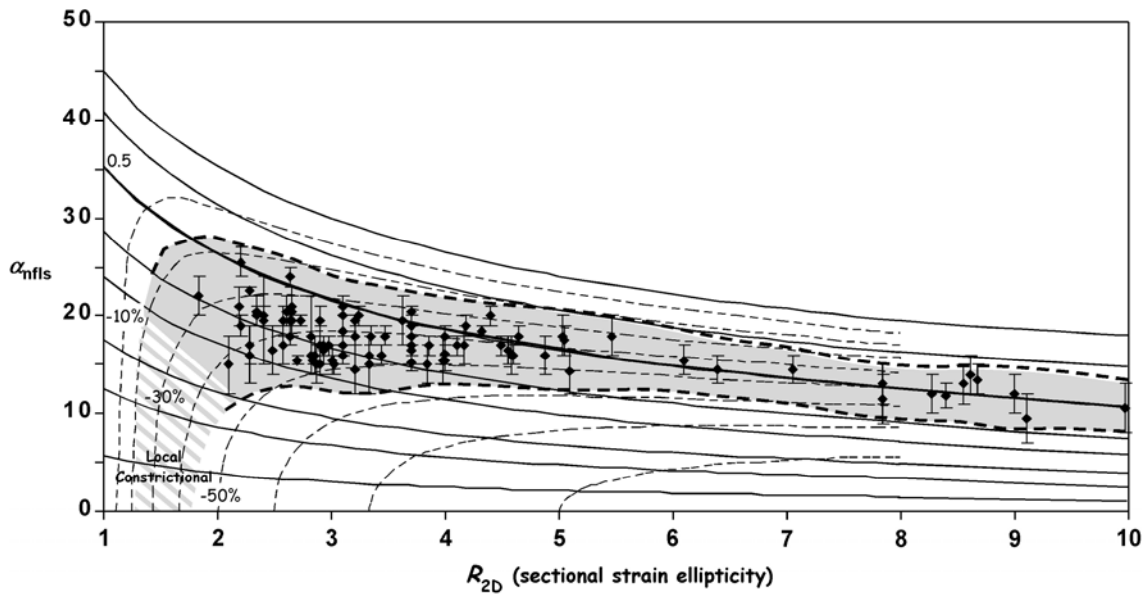


Fig. 3.27 Esquemes de contorn de la distribució de la magnitud de l'eix Z i el factor de Lode's ( $\nu$ ).

horitzontal un increment de l'escurçament de Sud cap Nord (Fig. 3.27a). L'escurçament horitzontal varia des d'un 50% a les zones de menys deformació cap a valors >70% a les zones d'elevada deformació. Aquests darrers valors corresponen a les àrees amb rotació dextral de les foliacions estructurals, inici d'un bandejat tectònic i on la foliació dominant és la S2. La transició entre dominis és progressiva i molt inhomogènia, sense la presència de cap límit net ni el desenvolupament d'una banda de localització, ni tampoc, una aparent associació a nivell d'aflorament amb l'emplaçament del conjunt de discs pegmatítics. La presència d'una zona de cisalla D3 al Nord de la zona, trenca la tendència general de la zona. L'àrea situada més al Nord és semblant a les zones de baixa deformació però ràpidament passa cap a situacions de moderada i als dominis d'alta deformació amb l'emplaçament de discs pegmatítics. La distribució del factor de Lode's  $v$  és semblant a l'eix  $Z$  (Fig. 3.27b). L'increment de la deformació és associada al desenvolupament d'una *fabric* d'aixafament i la generalització de l'extensió paral·lela a la S0/1. A les zones de menor deformació, la forma de l'el·lipsoïd és pròxima a condicions de *plane strain* ( $v=0$ ), encara que es considera factible condicions constrictorials per a nivells de metagrauvaques d'elevat espessor (>2m.). Les bandes d'intensificació de la crenulació per plegament també comporten un increment de les condicions d'aixafament de la deformació.

El canvi d'àrea de la secció d'estudi es pot estimar mitjançant la relació entre  $\alpha_{nfls}$  i la  $R_{2D}$  (Fig. 3.28). A part del valor mig de  $\alpha_{nfls}$  s'ha representat l'interval d'incertesa d'aquest valor. La distribució de dades indiquen una important disminució de l'àrea final entre un 30-50%. Aquesta tendència s'observa tant per a les dades amb baixa com elevada deformació. Les zones de transposició no es troben associades amb un increment de la reducció d'àrea, doncs els valors són semblants als valors de les dades amb menor deformació finita. A part, almenys a nivell d'interpretació d'aquest diagrama, l'increment de la deformació origina una tendència cap a situacions d'aixafament pur, amb la possibilitat de canvi de l'orientació de l'eix de màxima extensió de situacions verticals cap a disposicions horitzontals. Això és el causant del fort increment de la  $R_{2D}$  per aquestes dades. La disposició inferida d'eix  $X$  horitzontal a partir de les dades per a les zones d'elevada deformació, no concorda amb les observacions de camp on la L2 és subverticals. Però, la tendència de la L2 amb l'increment de la deformació és a orientacions cap al NW amb angle d'inclinació entre



**Fig. 3.28** Diagrama  $R_{2D}$  vs.  $\alpha_{nfls}$  de les dades de camp. Els seus valors es distribueixen al llarg d'una banda central (color gris) amb elevada dispersió tant dels valors de  $R_{2D}$  ( $2 < R_{2D} < 9-10$ ) com del  $\alpha_{nfls}$  ( $10^\circ < \alpha_{nfls} < 25^\circ$ ). El rang de canvi d'àrea de la secció horitzontal és  $\Delta -30-50\%$ , amb dilatació cinemàtica mitjana  $\dot{A} \sim -0.25$  a  $-0.6$ . No s'han de descartar la possibilitat de condicions locals constrictional ( $\dot{A} = 0$ ). L'increment de la deformació tendeix al desenvolupament d'el·lipsoïds pròxims a l'aixafament ideal i al canvi de  $\lambda_1$  de disposicions vertical a horitzontal. És incerta aquesta interpretació de  $\lambda_1$  horitzontal amb les observacions de camp; però sembla coherent amb l'increment de l'eix  $Y$  i la generalització de l'extensió paral·lela a la  $S_{0/1}$  de les zones de transposició. L'increment brusca de la  $R_{2D}$  ( $>5$ ) és conseqüència del canvi d'orientació de  $\lambda_1$ . Però a nivell de canvi d'àrea i d'escurçament no impliquen un increment dràstic (veure Fig. 3.27a).

60 a 70°. El diagrama de la Fig. 3.28 és molt simplista, doncs només hi ha la representació de deformacions coaxials amb un sistema de referència molt senzill. Només hi ha la possibilitat d'orientacions verticals o horitzontals de la  $\lambda_1$ , sense possibilitat de disposicions intermitges. Segurament foren necessàries abordar el problema per a condicions de flux més generals, com condicions triclíiques (Jiang and Williams, 1998) o tal com ho proposen Czeck and Hudleston (2003) per a situacions de transpressió amb lineacions de cabussament obliqües als seus límits. Però, implica una complicació del problema fora d'un primer objectiu de quantificar la deformació per poder utilitzar com a marc de referència i contrast per a l'estudi dels *sigmoidal quartz-rods* i de les estructures de plegament de capes irregulars. A nivell d'interpretació, la variació de  $\lambda_1$  és assumida com un increment de les condicions d'aixafament i d'una variació de la seva orientació respecte a les zones de baixa deformació. Els resultats indiquen condicions per a la deformació D2 no estacionaries, tal com ho corrobora l'encreuament de les corbes d'evolució amb dilatació de la capa constant ( $\dot{A}$ ) i amb un fort caràcter heterogeni.

Els resultats presentats s'han d'interpretar amb molta precaució doncs són una primera estimació de la quantificació de la deformació D2. No obstant l'aparent complexitat de la metodologia emprada, aquesta no es troba exempta de fonts d'errors i en gran part es basa en una sèrie de supòsits conceptuals.

Les principals fonts d'error de l'anàlisi es troben relacionades en la base de l'estudi geomètric realitzat. Les seccions de camp no són perfectes, ni totes amb la mateixa orientació ni sempre perpendiculars als eixos dels plecs. L'estudi s'ha realitzat directament mitjançant fotografies de detall, però no obstant la cautela de com s'han fet, sempre hi ha certa distorsió de la realitat. Totes dues representen ja una primera font d'error associades a la pròpia tipologia de l'estudi. És podrien minimitzar mitjançant recollida de mostres i elaboració de seccions més "perfectes". Altra font d'error és a nivell de mesura de les components longitudinals i angulars. El tractament digital i la possibilitat de lectura de les mesures amb moltes xifres, no impliquen mesures exactes ni precises, sinó una primera aproximació als seus valors. La relació entre paràmetres i l'ús d'abundant dades en general minimitzen els errors de mesura absoluts. Sobretot en mesures angulars on la incertesa dels angles tant per la primera causa com aquesta darrera genera una incertesa important en les mesures de  $\alpha_{nfls}$ . No hi ha prou sensibilitat en el mètode alhora de les mesures (errors  $\pm 4^\circ$ ), que s'afegeix a una forta variació dels diferents paràmetres amb petites variacions de l'angle  $\alpha_{nfls}$  (Fig.3.23). Finalment associats a aquests aspectes, els resultats representen un conjunt de dades en "brut" i necessiten un major treball a nivell de filtratge estadístic i de distribució de les dades. No obstant, per a totes les mesures dels el·lipsoïds s'han mesurat la concordància de desviació i correlació de les dades, i sempre s'han calculat a partir de més de 10 dades puntuals (segments de venes o inestabilitats de plegament). Això fa que de les més de 150 localitats d'estudi, només s'han pogut establir finalment 96 el·lipsoïds.

A nivell de supòsits conceptuals per tant base de la tècnica, cal explicitar que qualsevol estructura és una desviació de les condicions de contorn i, pel cas de materials competents, representen una resistència a la deformació. Sempre hi ha una desviació entre la deformació associada al cos competent i la del medi encaixant. El mètode de Schmalholz and Podladchikov (2002), assumeix una gran simplicitat dels materials com condicions de compatibilitat de la deformació i de continuïtat entre la capa plegada i la matriu. No hi ha possibilitat de lliscament ni desenvolupament independent entre la

matriu i la capa, i la capa és amb contacte amb la condició de contorn. Això és problemàtic per a condicions reals de camp on les venes de quars són capes de longitud finites, en un medi anisòtrop i amb possibilitat de lliscament entre la matriu i la capa. Aquests aspectes poden induir diferències d'escala temporal entre la deformació de l'encaixant i la que registra la capa amb el procés d'amplificació. La longitud finita tendeix a minimitzar la mesura efectuada respecte la deformació real (Schmid, 2002), mentre la influència de la natura anisòtropa ha de tendir a maximitzar les mesures. La condició d'extensió paral·lela als eixos dels plecs indueix una incertesa en la partició de la deformació per extensió. L'assumpció que la geometria dels plecs és una estimació de la  $R_{2D}$  seccional, crec que en general és vàlida. Però la relació de mesura de l'escurçament paral·lel a la capa es basa en la continuïtat entre la capa i medi, i en l'enregistrament homogeni de la deformació per extensió. La possibilitat de partició de l'estructura de plegament i l'encaixant origina una desviació d'aquests supòsits. A nivell de mesures, ha d'implicar un increment de les condicions d'aixafament respecte les condicions de deformació de l'encaixant.

Aquesta sèrie d'aspectes limiten els resultats obtinguts, sobretot a nivell de distribució espacial i magnitud absoluta de les diferents mesures. No crec encertat afirmar que la deformació en un punt de l'àrea és exactament la representada pels diagrames de contorn de la Fig. 3.27. En cap cas s'ha de fer, doncs el propi caràcter heterogeni de la deformació ja ho descarta. Les dades s'han de veure com un primer ordre d'aproximació de les tendències principals de la deformació finita D2. No obstant les limitacions del mètode, els resultats indiquen un increment de la deformació cap al Nord, amb un caràcter heterogeni i molt distribuïda i amb escurçaments moderats (50 a 70%) no obstant representar un domini de baixa deformació. La tendència general és a el·lipsoïds d'aixafament, amb eix  $X$  subvertical i pèrdua d'àrea entre un 30-50%. Hi ha un tendència diferent de la deformació finita entre les zones de menor deformació, amb un control mecànic de les litologies, i les zones d'elevada deformació amb el desenvolupament de la transposició de les estructures. La compatibilitat de la deformació sembla complexa, però es pot trobar relacionada amb la diferent resposta d'un medi heterogeni i anisòtrop, i la partició entre dominis amb diferent grau de competència. Dominis més "competents" amb tendències a una menor deformació però amb coeficients de Lode's  $\nu < 0.6-0.8$ , i dominis més "incompetents" amb elevades deformacions però el·lipsoïds amb  $\nu > 0.6-0.8$ . En part pot ser un reflex de la dependència del grau de competència amb l'orientació de l'anisotropia, i la

progressiva rotació dextral de l'estructura. Finalment incidir que la deformació que s'ha enregistrat a les roques és l'acomodació i descomposició de les condicions de contorn en un medi anisòtrop, i el seu progrés ha de ser un reflex de l'evolució tant de les propietats del medi com de les condicions de contorn.

### 3.3.4 Estimació del número de vorticitat cinemàtica $Wk$

#### 3.3.4.1 A nivell d'aflorament

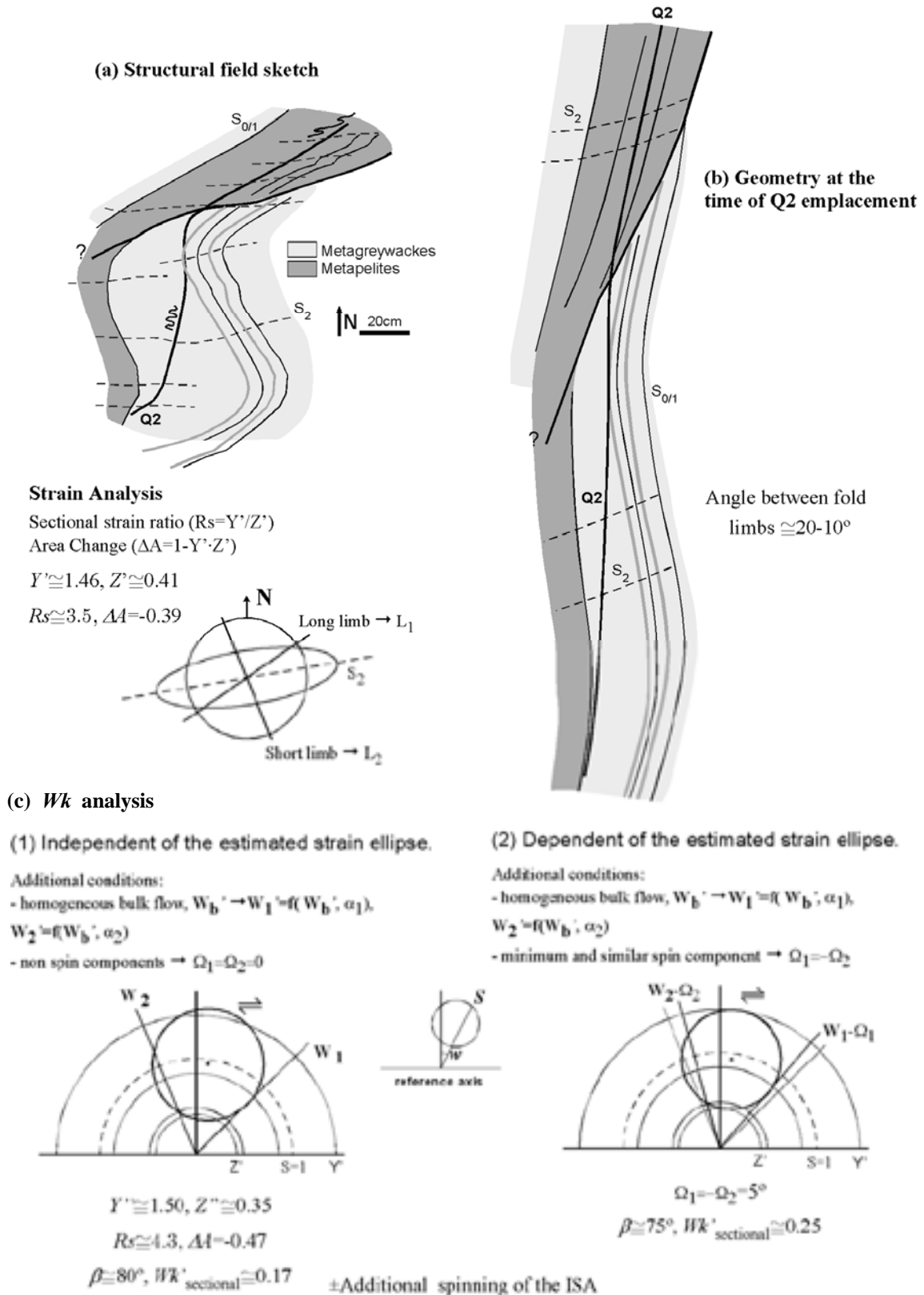
L'anàlisi de la secció anterior ens ha permès una estimació de les components de distorsió associades amb la deformació finita, mitjançant la representació de l'el·lipsoïd de deformació finita per a diferents localitats. Per a completar la quantificació de la deformació D2 és necessària una estimació del número de vorticitat cinemàtica ( $Wk$ ). Aquest paràmetre ens dona una idea del grau de rotacionalitat i/o de no coaxialitat de la deformació. Per a la seva estimació, a part de conèixer les components de distorsió és necessari inferir el valor de les components de rotació associades als diferents elements estructurals. La seva determinació no és senzilla, doncs són necessàries la presència d'estructures que enregistren de forma òptima la variació de les components de rotació en el medi. Els mètodes més utilitzats a nivell quantitatiu han sigut mitjançant la distribució de partícules rotades (Passchier, 1987; Vissers, 1989; Simpson, 1992; Simpson and De Paor, 1993; Beam and Fisher, 1999;), *fabrics* cristal·logràfiques d'eixos-c de quars (Vissers, 1992) o de conjunts de venes deformades (Hutton, 1982; Passchier, 1986; Wallis, 1992). Aquest darrer mètode, potser el més factible d'aplicar mitjançant venes de quars, és basa en la determinació de l'orientació dels diferents sectors de la història deformacional. Però l'error associat a l'estimació dels angles és massa gran i descarta de forma general la seva utilització.

Altra forma d'anàlisi és mitjançant la combinació de dades d'elongació i rotació de les línies materials obtingudes mitjançant anàlisis independents (Passchier and Urai, 1988). De la secció anterior tenim les dades d'elongació. Només en resta inferir les rotacions d'almenys d'un parell de línies materials del medi. Dels estudis previs a l'àrea d'estudi, Druguet (1997) realitzà una quantificació de la  $Wk$  mitjançant cercles de Mohr i l'estimació de les components angulars associades a la  $S_{0/1}$ . Suposa que la rotació dextral de les foliacions amb l'increment de la deformació és troba associada a la cinemàtica de la deformació progressiva D2. Per fer-ho va suposar que la disposició

inicial de la  $S_{0/1}$  abans de la D2 era aproximadament similar a la orientació de la  $S_{0/1}$  a les zones de baixa deformació (direcció N170). El canvi d'angle de la  $S_{0/1}$  és directament relacionat amb la component angular d'aquesta línia material. Per a les zones de menor deformació obtingué un valor de  $Wk=0.22$ , mentre les zones de moderada deformació obtingué una  $Wk=0.82$ . L'increment de la  $Wk$  és proporcional al de la rotació de la  $S_{0/1}$ , i ho interpretà com a compatible amb unes condicions de cisalla subsimple dextral i flux flexural en secció horitzontal (Druguet, 1997). No obstant la possible validesa d'aquesta interpretació, dos conceptes que poden ser font d'error en aquest anàlisi són:

- No s'explicita de quins tipus de número de vorticitat cinemàtica es tracta. Aquesta  $Wk$  únicament pot ser interpretada com a externa i no pot representar una estimació del grau de no coaxilitat de la deformació doncs no s'han extret les components de rotació externa o spin ( $\Omega$ ). Únicament sí és suposa que  $\Omega=0$ , la mesura representa el grau de no coaxilitat de la deformació. És incert el valor de  $\Omega$ , però per a un medi anisòtrop amb un bandejat litològic i desenvolupant-se inestabilitat mecàniques de plegament sembla insegur que sigui  $\Omega=0$ .
- L'estimació de les components angulars són necessàries per almenys dues línies i si és possible que formin un angle elevat entre elles, doncs ens determinarà millor el grau d'asimetria de les velocitats de rotació. L'increment de dades sobre el sentit de rotació de les línies materials, sempre facilitarà una millor caracterització de l'espai de rotacions. La utilització d'una única línia ha de generar incerteses en la mesura.

Un exemple d'estimació de la  $Wk$  on s'ha tingut en compte aquests dos aspectes és mostrada a la Fig. 3.29. No es farà un anàlisi global de tota l'àrea, sinó tant sol es mostra un exemple puntual de quantificació. La parada escollida correspon a la mostrada a la Fig.3.15 (nº47, UTM 525.083, 4685.853). Representa una localitat pròxima als dominis d'elevada deformació on es poden observar una vena de quars Q2 sintectònica que talla a baix angle els plecs F2. La disposició tant en el flanc curt com al llarg ens permet realitzar l'estimació de la  $Wk$  mitja entre el moment d'emplaçament de la Q2 fins al final de la D2. El canvi brusc entre els materials metapelítics i metagrauvaques s'ha interpretat com pre- a sin-D1, doncs tant la Q2 com la S1 el tallen.



**Fig. 3.29** Esquema per a la interpretació del número de vorticitat cinemàtica  $Wk'$ . (a) Esquema estructural de camp de la parada i resultats associats a partir de l'anàlisi de l'el·lipse de deformació. (b) Geometria inferida en el moment d'emplaçament de la Q2 sintectònica. Veure text per assumpcions realitzades. (c) Anàlisi i resultats de la  $Wk$  suposant situacions (1) independent i (2) dependent dels valors de l'el·lipse estimada. El resultats són similars amb  $Wk' \sim 0.17-0.25$ . S'han d'afegir les components incertes de rotació de les ISA, i la  $Wk$  representa un valor de número de vorticitat externa. Veure text.



Representa una mesura de la  $Wk$  associats als plecs d'escala mètrica. Per fer-ho, s'han tingut en compte els següent supòsits:

- Orientació inicial de les capes N170-160.
- Gran part de la deformació en els dos flancs és pot aproximar com a homogènia. D'aquesta forma gran part de la rotació pot ser considerada com a conseqüència de la cinemàtica de la deformació.
- La geometria asimètrica dels plecs representen una diferència de rotacions entre els dos flancs El flanc de mínima rotació és el flanc curt ( $limb_2$ ), mentre el flanc llarg ( $limb_1$ ), ha enregistrat una rotació major i de sentit dextral. Normalment les línies de major velocitat de rotació enregistren menors velocitats de deformació.

Aquests supòsits semblen compatibles amb un major escurçament paral·lel a la  $S_{0/1}$  i l'engruiximent del flanc curt. També compatibles amb un contrast baix de competència entre els nivells de metapelites i metagrauvaques. Per a situacions de flanc llarg, l'angle de la  $S_2$  respecte als límits de la capa és d'uns  $62^\circ \pm 6^\circ$  per les metagrauvaques, mentre per les metapelites és d'uns  $40^\circ \pm 4^\circ$ . Suposant condicions de cisalla simple, una primera aproximació d'un contrast de competència entre 2-3 pot ser efectuada a partir de Treagus (1983). Certa refracció de la disposició de la  $Q_2$  al passar de litologies, ens confirma aquest contrast mecànic.

Un esquema de la configuració final i inicial són mostrats a la Fig.3.29a,b. Si suposem una disposició recta de la  $Q_2$  en el moment d'emplaçament, l'angle entre els flancs en aquell moment era entre  $10^\circ$ - $20^\circ$  amb envoltent flanc curt N170. L'angle de rotació relativa dels flancs ( $W_1$ ,  $W_2$ ) poden ser avaluades a partir d'aquestes configuracions. L'escurçament finit paral·lel als flancs pot ser obtingut mitjançant l'el·lipse seccional de la parada ( $Y=1.46$ ,  $Z=0.41$ ,  $R_s=3.5$  i  $\Delta A=-0.38$ ). L'anàlisi s'efectuarà mitjançant la representació polar del cercle de Mohr. Dues formes d'estimació es proposen:

- (1) *Independent dels valors de l'el·lipse seccional.* A partir dels valors d'elongació i rotació associades als flancs podem representar el cercle de Mohr que millor s'ajusti a les dades inferides a partir de l'orientació dels eixos  $Y$  i  $Z$  de l'el·lipse de deformació finita (Fig. 3.29c1). S'han suposat condicions de no rotació externa o mecànica dels flancs ( $\Omega_1 = \Omega_2 = 0$ ), i per tant únicament lligats a la cinemàtica de la deformació i l'orientació inicial de la capa. Els valors obtinguts

són ( $Y=1.50$ ,  $Z=0.35$ ,  $R_s=4.3$  i  $\Delta A=-0.47$ ). La  $Wk$  pot ser calculada a partir de l'angle entre els eigenvectors de la deformació  $\beta$ . Per aquest cas  $\beta=80^\circ$ , i  $Wk=0.17$ .

- (2) *Dependent dels valors de l'el·lipse seccional*. El diàmetre del cercle de Mohr de la deformació s'ha d'ajustar als valors de  $Y$  i  $Z$  estimats per a la parada. Per aquest cas és pot afegir un grau de llibertat associat al valor de rotació per *spin* o externa. El cercle de Mohr resultant és aquell amb valor de  $\Omega$  que sigui menor i similar a tots dos flancs. Per aquestes condicions  $\Omega=5^\circ$ , i els valors obtinguts per aquest cas són  $\beta=75^\circ$ , i  $Wk=0.25$ . Aquesta component addicional de *spin* és equivalent a l'amplificació mecànica.

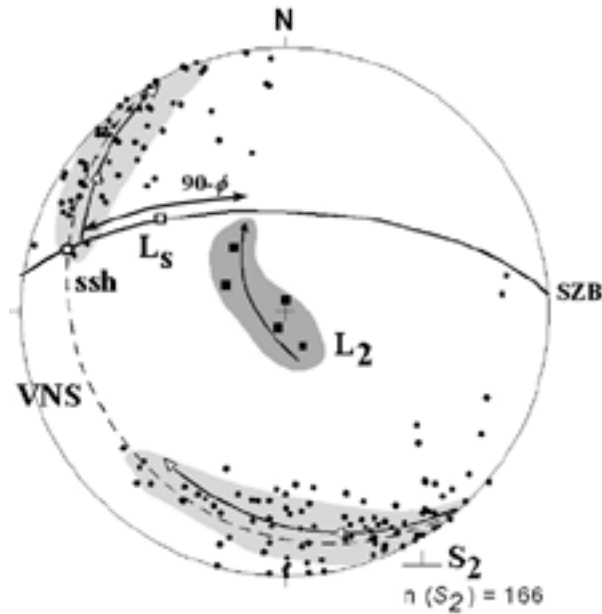
Els resultats de totes dues estimacions són similars amb valors de  $Wk=0.17-0.25$ . Quin significat té la  $Wk$ ? Ha de representar una mesura externa de la deformació, doncs s'han mesurat per a un sistema de referència extern fixat al N. Per tan la solució cal afegir la incertesa de components de rotació de l'orientació de les ISA. El gran problema és que el caràcter heterogeni i no estacionari de la deformació inhibeix qualsevol estimació objectiva d'aquesta component. Potencialment qualsevol cercle desplaçat de forma radial és compatible amb la deformació observada; l'aspecte cabdal és l'orientació inicial de la  $S_{0/1}$ . Pel cas presentat s'ha assumit una disposició inicial N170, donant valors baixos de  $Wk$  pròxims als coaxials. En canvi per a una orientació inicial N160, el valor de  $\beta=60^\circ$  i que correspon a  $Wk=0.5$ . Hipòtesis de direccions inicials de la  $S_{0/1}$  cada cop més cap al NW-SE originen valors més elevats de la  $Wk$ . Si és en el sentit oposats, amb direccions NE-SW, s'incrementa el sentit senestre de la deformació. Aquesta darrera opció, a l'igual que disposicions molt NW-SE, no semblen compatibles amb les disposicions dels plecs al camp, ni amb la relació geomètrica d'aquests, ni amb la tendència amb l'increment de la deformació. A nivell d'interpretació la condició inicial N170-160 sembla la més plausible, originant una interpretació de la deformació per a la secció horitzontal dels tipus subsimple rotacional dextral amb domini aparent de les components coaxials i sentit d'escurçament NNW-SSE

#### 3.3.4.2 A nivell global de la banda deformació D2

Es pot caracteritzar la d'una forma més global la cinemàtica de la deformació D2 mitjançant la variació dels elements planars i lineals amb l'increment de la deformació (Fig. 3.30). Lin et al., (1998) proposen un exemple per a la caracterització de zones de

cisalla naturals mitjançant la modelització teòrica de zones d'alta deformació amb flux triclínic (veure Jiang and Williams, 1998). Si suposem que la banda de deformació D2 pot ser aproximada a una zona de cisalla, per a situacions de transpressives com és el cas d'estudi, la variació de l'orientació de l'eix  $Z$  pot ser considerada com a pròxima a la secció normal al vector de vorticitat (VNS, Lin et al., 1998). La direcció de cisalla és definida com la intersecció entre el límit de la zona de cisalla ( $SZB$ ) i la VNS. L'angle  $\phi$  es defineix com l'angle complementari entre la direcció d'extensió  $X$  i de cisalla. Ens expressa el caràcter triclínic o el grau d'obliquïtat de la zona transpressiva. La seva relació amb la variació de  $X$  és un indicador del grau de no coaxilitat de la deformació (de la relació  $\dot{\gamma}/\dot{\epsilon}$ ). L'aplicació d'aquest mètode s'ha de realitzar amb molt cautela, doncs es suposa que les deformacions són isocòriques, homogènies i estacionaries, amb orientacions constants dels límits de la zona de cisalla. També s'ha d'assumir que les lineacions i foliacions són aproximadament paral·leles als eixos de deformació finita.

Primer de tot suposarem que la banda de deformació D2 pot ser aproximada a una zona de cisalla. Mitjançant les dades de camp i les dades de la Fig. 3.8 es pot realitzar una projecció estereogràfica amb la variació dels elements estructurals S2 i L2. La VNS ha de representar la secció de màxima asimetria de les estructures. Pel cas d'estudi, aquesta s'havia inferit subhoritzontal i concordaria amb el cercle major que defineix la trajectòria dels pols de la S2. El límit de la zona d'alta deformació es pot aproximar E-W i inclinat cap al Nord. La direcció de cisalla inferida ( $ssh$ ) és orientada cap al W amb un cabussament subhoritzontal ( $<10^\circ$ ). L'orientació de les L2 sempre és molt vertical, amb una tendència a cabussament cap al NW amb l'increment de la deformació. Gran part d'aquestes corresponen lineacions de crenulació i són obliqües a la direcció d'estirament local de la zona de més deformació ( $Ls$ ). Segurament pot ser conseqüència d'un caràcter diferent de la deformació entre les zones de menor i major intensitat de deformació com també condicions no estacionaries. La direcció de cisalla i l'eix  $X$  finit de camp formen un angle elevat, on  $\phi \sim 20-40^\circ$ . Si comparem la projecció amb els resultats dels models triclínic de Lin et al., (1998; Fig.9) o Jiang and Williams (1998; Fig.8 i 11) per a  $\phi \sim 20-40^\circ$ , de forma qualitativa la tendència de la L2 sembla que s'ajustaria per a relacions de  $\dot{\gamma}/\dot{\epsilon} < 2$ , que implica un número de vorticitat cinemàtica  $Wk < 0.70$  (Truesdell, 1953). Com la  $Wk$  és dependent de la secció d'estudi i  $\phi$ , per a la



**Fig. 3.30** Projectió estereogràfica de la variació dels elements estructurals de la banda de deformació D2 a Puig Culip. L'àrea gris fluix correspon les orientacions dels pols de la  $S_2$  i el seu sentit de variació amb l'increment de la deformació. Segons Lin et al. (1998) per a condicions transpressives és coincident amb la secció normal al vector de vorticitat (VNS). L'àrea gris fosca correspon a la variació de la  $L_2$ . SZB és l'orientació del límit de la banda d'alta deformació. L'angle d'obliqüitat  $\phi$  és aprox. entre 20-40°.  $L_s$  és l'orientació de les lineacions d'estirament local en els dominis d'alta deformació.

secció VNS o horitzontal de camp, el número de vorticitat seccional és  $Wk < 0.82$  (Lin et al., 1998). Una determinació més afinada no és plausible, doncs depèn de la estimació del valor de la relació  $\dot{\gamma}/\dot{\epsilon}$  i en els diagrames de Lin et al. (1988) no hi han més trajectòries d'aquest paràmetre.

Mitjançant aquestes dades, com a un primer grau d'aproximació, sembla concordant una interpretació de la deformació D2 com a transpressiva amb sentit de cisalla dextral (per a la secció horitzontal). El seu caràcter és heterogeni, amb possibilitat de certa variació de la cinemàtica entre els dominis de baixa i moderada-alta deformació. Per a zones de menor deformació hi ha una distribució de la deformació dependent de la litologia i l'estructura. Sembla que per aquestes darreres els el·lipsoïds de deformació són pròxims a condicions d'aixafament pur, mentre per a les zones de menor deformació mostren geometries més constrictional. L'elevada diferència d'orientació entre la VNS i la direcció d'extensió  $X$ , i el fet de no observar asimetries en aquesta direcció, ens fa pensar que la  $Wk$  de la deformació ha de ser elevat dominada per les components coaxials. Si atenem a la disposició de la direcció de cisalla inferida (Fig. 3.30), el sentit és dextral-direccional (*strike slip*). Per a disposicions de la direcció de cisalla més

pròximes a l'orientació de L2 el sentit és podria aproximar a invers-dextral. Totes dues implicarien un desplaçament de “nord cap amunt” i sentit dextral en secció horitzontal. Independentment d'això, les condicions de transpressió originen un domini de l'extensió vertical i paral·lela a la  $S_{0/1}$ , amb concentració de les components angulars en una secció transversal als materials. La seva caracterització a nivell de vorticitat cinemàtica no s'ha pogut delimitar del tot precisa. Per últim, recordar que el que s'observa és la descomposició de les condicions de contorn o regionals en un volum de materials anisòtrops. El seu caràcter pot originar desviacions importants amb les condicions de contorn real. S'ha de relacionar aquests resultats amb les interpretacions d'altres zones del Cap de Creus i del Varisc dels Pirineus.