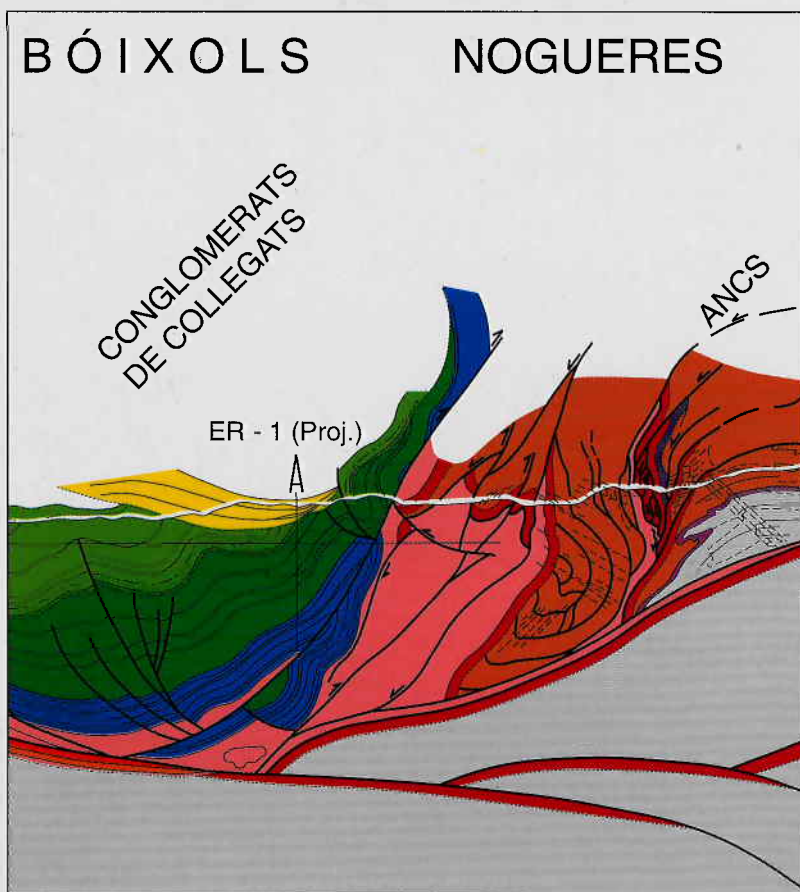


Tall geològic del Pirineu central 1:200 000



Generalitat de Catalunya
Departament de Política Territorial i Obres Públiques
Servei Geològic de Catalunya
Institut Cartogràfic de Catalunya



Col·lecció 1:200 000

Tall geològic del Pirineu central
1:200 000

Tall geològic del Pirineu central 1:200 000



Generalitat de Catalunya
Departament de Política Territorial i Obres Públiques
Servei Geològic de Catalunya

Tall geològic del Pirineu central

Primera edició: setembre 1993

Xavier Berástegui, Mariona Losantos, Josep Anton Muñoz i Cai Puigdefàbregas

Des de 1990 al Dept. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Universitat de Barcelona.

Tiratge: 1 000 exemplars

© **Servei Geològic de Catalunya**
© **Institut Cartogràfic de Catalunya**

Disseny de la coberta,
autoedició, muntatge, impressió
i relligat realitzats a
l'Institut Cartogràfic de Catalunya
Balmes, 209-211
Telèfon (93) 218 87 58
08006 Barcelona

Imprès amb paper Offset ecològic de J. Vilaseca, SA
Composició del text: Helvètica rodó, cos 9
Composició dels titulars: Helvètica bold, cos 12

ISBN: 84-393-2644-0
Dipòsit legal: B-31 952-1993



ÍNDEX

ÍNDIX

Presentació	13
Tall geològic del Pirineu central	17
Corte geológico del Pirineo central	27
Geological cross-section of the Central Pyrenees	37
Coupe géologique des Pyrénées Centrales	47
Bibliografia	57
Paràmetres d'adquisició i tractament dels perfils 85 PYR-01 i 86 PIR-01	61

PRESENTACIÓ

PRESENTACIÓ

El projecte ECORS-Pirineus, realitzat durant els anys 1985 i 1986 per institucions franceses i espanyoles, va posar a disposició de la comunitat científica dades geofísiques, fins aleshores inexistents, sobre l'estructura profunda dels Pirineus. Aquestes dades han permès una reinterpretació que, encara que no sigui directament extrapolable a tota la serralada, representa un important progrés en el coneixement de l'estructura geològica dels Pirineus a escala cortical, permetent per primera vegada arribar a una visió integrada de l'estructura i la seva evolució.

El tall geològic que aquí es presenta il·lustra la interpretació de l'equip del Servei Geològic de Catalunya, representa un esforç d'integració de les dades geofísiques amb les dades de geologia de camp i constitueix, n'estem segurs, una contribució significativa en el camp de la recerca.

TALL GEOLÒGIC DEL PIRINEU CENTRAL

TALL GEOLÒGIC DEL PIRINEU CENTRAL

El tall geològic que es presenta està basat en el perfil de sísmica de reflexió profunda ECORS-Pirineus que es va dur a terme durant els anys 1985 i 1986, fruit de la col·laboració entre institucions franceses i espanyoles (Repsol Exploración, Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, Instituto Tecnológico Geominero de España, Instituto Geográfico Nacional, Institut Français du Pétrole, Institut National des Sciences de l'Univers, Société Nationale Elf Aquitaine, Esso). El Servei Geològic de Catalunya, formant part de l'equip de l'ITGE va col·laborar en el projecte realitzant la interpretació del perfil sísmic, l'estudi geològic de la traça del perfil i el tall geològic. A més del perfil de sísmica es realitzaren estudis complementaris de gravimetria, de sísmica de refracció i d'anomalies magnètiques al llarg de la traça (*figura 1*). La integració de totes aquestes dades geofísiques i les dades geològiques de superfície ha permès un millor coneixement de l'estructura cortical de la serralada pirinenca i de l'evolució d'aquest orogènia de col·lisió.

Adquisició de dades

L'adquisició del perfil ECORS-Pirineus es va dur a terme per un equip de la Compagnie Général de Géophysique (CGG; perfils parcials PYR 1, PYR 3 i PIR 1) i un equip experimental de l'Institut Français du Pétrole (IFP; perfil parcial PYR 2). Els trets topogràfics varen condicionar la traça del perfil, ja que els accessos havien de permetre les operacions de vehicles de més de 15 tones. Per a l'adquisició de la part del perfil més inaccessible, els aparells varen ser transportats en helicòpter (perfil PYR 3) i en bèsties de càrrega (perfil PIR 1). Com a font d'emissió, per a la major part del perfil es va utilitzar la dinamita col·locada en càrregues de 20 a 30 kg (puntualment fins a 100 kg) a uns 20 m de fondària. A una part del perfil PYR 1 es varen utilitzar sistemes de vibrosísmica.

Els diferents paràmetres d'adquisició i la seqüència de tractament poden observar-se a l'annex.

Interpretació del perfil sísmic

Els dos segments que formen el perfil ECORS-Pirineus (perfils parcials PYR 1 i PIR 1, *figura 2*) es varen interpretar en termes de *line drawing* (*figura 3*) i en termes de fàcies sísmiques; la suma de les dues interpretacions es defineix com *fàbrica sísmica del perfil* (*figura 4*). Segons aquest mètode interpretatiu, es varen definir sobre el perfil sísmic les següents zones:

- Conques d'avantpaís. Caracteritzades per una configuració subparal·lela o lleugerament divergent de les reflexions amb cabussaments cap a les zones internes de la cadena, d'amplitud moderada a forta, baixa freqüència aparent i bona continuïtat lateral. El calatge dels sondatges d'exploració d'hidrocarburs i l'estudi de les terminacions de les reflexions, permet atribuir-les a discontinuïtats sedimentàries. El límit sòcol-cobertora es defineix clarament.
- Unitats estructurals de cobertora. Caracteritzades per configuracions subparal·leles de les reflexions, sub-horizontals o cabussant lleugerament cap al nord, d'amplitud moderada a forta, baixa freqüència aparent i bona continuïtat lateral (perfil PIR 1) i reflexions sub-paral·leles, obliqües, discontinües, d'amplitud moderada a dèbil i baixa freqüència, les quals intercalen zones sordes o caòtiques (perfil PYR 1). En ambdós perfils parcials, el límit basament-cobertora es defineix amb claredat.
- Sòcol de les conques d'avantpaís i de les unitats de cobertora. Caracteritzades per reflexions sub-paral·leles, inclinades, d'amplitud forta fins a dèbil i freqüències altes o baixes, intercalades entre zones sordes o de sorolls de forta amplitud. Sota la conca d'Aquitània es pot observar una zona de fàbrica obliqua amb cabussaments cap al nord i sota la conca de l'Ebre es pot observar una fàbrica similar cabussant cap al nord.
- Escorça inferior. Es caracteritza per una alta densitat de reflexions (en comparació amb el sòcol de les conques d'avantpaís i del de les unitats estructurals de cobertora) relativament contínues, d'alta freqüència amb zones de baixa freqüència relativa i reflexions discontinües intercalades. Els límits de l'escorça inferior queden ben definits, identificant-se l'inferior amb la discontinuïtat de Mohorovicic (*Moho*); el conjunt de l'escorça inferior al perfil PIR 1 cabussa cap al Nord i al perfil PYR 1 cabussa cap al sud, situant-se aquesta per damunt de la de PIR 1. És de remarcar que les reflexions internes de l'escorça inferior cabussen cap al nord al perfil parcial PIR 1 i cap al sud al perfil parcial PYR 1.
- Unitats estructurals de sòcol. Els trets característics d'aquesta zona són:
 - Cap a l'extrem nord del perfil PIR 1 s'observen reflexions convexes cap dalt, cabussant cap al nord, de forta amplitud.
 - A la vertical de la falla nord-pirinenca i sota el massís de l'Arize, s'observa una fàbrica sísmica similar a la descrita per a l'escorça inferior.
- Mantell superior. Es caracteritza sísmicament per la pràctica absència de reflexions.

La primera conclusió que s'extreu de l'anàlisi del perfil sísmic i de la interpretació de les fàbriques sísmiques és que el conjunt de l'escorça inferior de la placa ibèrica cabussa cap al nord i se situa per sota de l'escorça de la placa europea. Així mateix, es comprova que la falla nord pirinenca, considerada durant molt temps com el límit actual de les dues plaques implicades en la col·lisió, només representa les restes d'un accident major antic, en l'actualitat tallat a nivell de l'escorça superior per l'encavalcament basal nord-pirinenc. Igualment, s'atribueix la zona amb fàbrica sísmica similar a la de l'escorça inferior identificada sota el massís de l'Arize a un fragment d'aquesta emplaçat a un nivell superficial.

Un cop interpretat el conjunt del perfil en termes de fàbriques sísmiques, es va procedir a fer la conversió de l'escala vertical en temps dobles a profunditats. A tal efecte, es va establir un model de velocitats en el qual s'assignaren determinades velocitats a les zones de fàbriques sísmiques definides; aquest model es basa en les dades disponibles en aquell moment:

- Logs sònics dels sondatges d'exploració.
- Anàlisi de velocitats obtingudes durant l'adquisició del perfil de reflexió.
- Velocitats calculades per mètodes de refracció.

El model de velocitats escollit s'ha establert de tal manera que sigui congruent amb les relacions estructurals i sedimentàries dels materials que afloren al llarg de la traça del perfil. A més a més, el model de velocitats s'ha contrastat amb el model de densitats obtingut a partir dels estudis gravimètrics realitzats al llarg de la traça del perfil sísmic, observant-se una bona correlació entre les profunditats obtingudes segons les dues tècniques.

Sobre el perfil interpretat a una escala vertical en metres, es va fer, per un procés iteratiu, el calatge de les dades de geologia de superfície, adoptant-se una escala de treball de 1:50 000; en aquesta fase es varen situar les estructures tectòniques i les discontinuïtats sedimentàries principals, obtenint-se finalment el tall geològic a escala cortical que es presenta.

Tall geològic

El perfil ECORS-Pirineus travessa les principals unitats estructurals i estructures del Pirineu central des de la conca d'avantpaís meridional (conca de l'Ebre), els mantells superiors de cobertora (unitat central sudpirinenca), els mantells inferiors de sòcol, la falla nord-pirinenca i els mantells de sòcol i cobertora nord-pirinenca fins a la conca d'avantpaís septentrional (conca d'Aquitània) (*figures 5 i 6*).

El límit entre els mantells de cobertora sud-pirinenca i la conca de l'Ebre és assenyalat per una estructura antiformal on afloren guixos de l'Eocè terminal-Oligocè inferior (anticlinal de Balaguer). Aquesta estructura antiformal té la geometria d'una zona triangular, definida per la coexistència, a les parts frontals, d'encavalcaments i retroencavalcaments. Al sud d'aquesta estructura els dipòsits clàstics oligocens i els guixos estan desenganxats per la base de les evaporites, mentre que els nivells infrajaccents mantenen una disposició subhoritzontal.

Els mantells superiors de cobertora consten de tres mantells principals, que de sud a nord són: Serres Marginals, Montsec i Bóixols. Aquests mantells se superposen damunt de materials eocens autòctons, els quals estan en continuïtat amb els de la conca de l'Ebre. El nivell de desenganxament damunt del qual s'han desplaçat aquests mantells se situa a les evaporites de l'Eocè superior (formació de Cardona) a sota dels mantells de Bóixols i del Montsec i a les evaporites de l'Eocè terminal-Oligocè inferior sota del mantell de les Serres Marginals. Respecte del bloc superior, aquest desenganxament discorre per l'interior dels dipòsits evaporífics i margosos del Triàsic mitjà i superior.

El mantell de Serres Marginals està format per un conjunt de làmines imbricades constituïdes per materials mesozoics i paleògens. La sèrie mesozoica està representada per materials del Triàsic mitjà i superior, el Juràssic i el Cretaci superior, aquests darrers discordants sobre els anteriors. La potència d'aquest conjunt és molt reduïda a les unitats meridionals i s'incrementa cap al nord.

Els dipòsits paleògens de les unitats meridionals també presenten sèries molt reduïdes; al nord, els materials de l'Eocè inferior que rebleixen la conca d'Ager es van dipositar sincrònicament a l'emplaçament del mantell del Montsec.

El mantell del Montsec està constituït per una sèrie mesozoica més potent i completa que a les Serres Marginals; hi són representats el Triàsic mitjà i superior, Juràssic, Cretaci inferior i el Cretaci superior. L'estructura interna del mantell és senzilla i consisteix en un sinclinal que suporta la conca de Tremp, la qual està reblerta per dipòsits del Paleocè i de l'Eocè inferior i mitjà.

El mantell de Bóixols està limitat al sud per l'encavalcament de Bóixols, el qual és el resultat de la inversió d'una estructura extensional d'edat Cretaci inferior. En aquesta transversal és un encavalcament cec, recobert pels dipòsits maastrichtians de la formació d'Areny.

Els materials mesozoics presenten en aquesta unitat la sèrie més potent i el registre més complet de tota la unitat central sud-pirinenca. En

conjunt assoleixen una potència de més de 5 000 m; la principal característica és el gran desenvolupament dels dipòsits del Cretaci inferior, els quals assoleixen gruixos de més de 4 000 m.

L'estructura interna del mantell de Bóixols consisteix, al sud, en un anticlinal de bloc superior (anticlinal de Sant Corneli) al qual hi ha associades estructures menors relacionades amb la inversió de falles extensionals prèvies. Al nord de l'anticlinal esmentat s'observa una estructura sinclinal i plects menors, tallats pel retroencavalcament passiu de Morrerres; com a resultat, aquest retroencavalcament presenta un caràcter substractiu.

Els mantells de Bóixols, Montsec i Serres Marginals es van emplaçar segons una seqüència de bloc inferior des del Campanià fins a l'Eocè superior. Posteriorment (Eocè superior-Oligocè), a les Serres Marginals es desenvolupà un sistema d'encavalcaments fora de seqüència alhora que es formaven les estructures frontals. Al nord, els encavalcaments del Montsec i de Bóixols es reactivaren parcialment durant aquesta etapa, sincrònicament al desenvolupament del retroencavalcament de Morrerres.

Al nord i per sota dels mantells superiors de cobertora, entre el retroencavalcament de Morrerres i la falla nord-pirinenca, els mantells inferiors estan constituïts per materials del basament recoberts localment per materials mesozoics. La disposició de la foliació principal herciniana, presa com a superfície de referència en el conjunt de les unitats de basament, dibuixa un dom asimètric que reflecteix la geometria dels mantells inferiors; aquesta distribució asimètrica s'atribueix a que la foliació cabussava inicialment vers el nord respecte de la superfície de referència subhoritzontal que representen els materials del Triàsic inferior (Buntsandstein). En els mantells inferiors es diferencien tres làmines encavalcants principals que constitueixen un apilament antiformal vergent al sud; aquestes són, de la superior a la inferior, Nogueres, Orri i Rialp (*figura 7a*).

El mantell de les Nogueres, al vessant meridional de l'apilament antiformal de les unitats inferiors, està format per un conjunt de làmines encavalcants constituïdes per materials del basament (Silurià, Devonian i Carbonífer) i de l'Estefanià, Permià i Triàsic. L'estructura herciniana dels materials del basament està dominada per encavalcaments fossilitzats pels dipòsits posthercinians. L'estructura alpina es caracteritza per la superposició de làmines encavalcants verticalitzades i invertides per efecte de l'emplaçament de les làmines inferiors (Orri i Rialp).

Al vessant nord de l'apilament antiformal i fins a la falla nord-pirinenca (Pallaresa) el mantell de les Nogueres incorpora nivells estructurals hercinians inferiors, constituïts predominantment per materials del Cambro-ordoviciana a la meitat meridional i per materials silurians, devonians i carbonífers al nord, afectats per estructures de plegament i un metamorfisme regional de baix grau el qual, en aquesta transversal, no arriba a la zona de la biotita. Les estructures alpines en aquest sector corresponen a falles actualment subverticals amb el bloc nord aixecat (falla de Couflens) que podrien correspondre a antics encavalcaments posteriorment verticalitzats.

Situat per sota del mantell de les Nogueres, el mantell de l'Orri està constituït per materials que comprenen des del Cambro-ordoviciana fins al Carbonífer i batòlits granítics hercinians (dom de l'Orri, granitoides de la Maladeta i sinclinal de Llavorsí), amb dipòsits de cobertora d'edat Estefanià, Permià i Triàsic. Malgrat que la sèrie estratigràfica dels materials devonians presenta característiques distintives respecte a la del mantell de les Nogueres, el nivell estructural hercinià és similar al del vessant septentrional d'aquest mantell (Pallaresa); l'estructura interna herciniana està dominada per plects amb un clivatge associat, la disposició del qual posa de manifest l'estructura alpina en dom del mantell de l'Orri.

La vora sud del mantell de l'Orri està localment estructurada en un conjunt de làmines encavalcants d'ordre menor constituïdes per materials del basament, Estefano-permià i Triàsic, que formen una estructura en dúplex (Ancs). Malgrat que aquestes làmines presenten una estructura

alpina similar a la del vessant meridional del mantell de les Nogueres, tant l'estructura interna herciniana com la sèrie devoniana són similars a les del mantell de l'Orri i marcadament diferents de les del vessant sud del mantell de les Nogueres. Si bé aquests fets justifiquen per si mateixos la incorporació d'aquestes làmines al mantell de l'Orri, el desplaçament d'aquestes, només d'ordre hectomètric, corrobora encara més aquesta atribució.

La part meridional del mantell de les Nogueres, tal com s'ha definit anteriorment, juntament amb el dúplex d'Ancs, constitueixen el que s'ha anomenat clàssicament *zona de les Nogueres*. Cal, però, diferenciar aquestes dues unitats, donat que l'al·loctonia del mantell de les Nogueres és d'ordre molt superior i el seu encavalcament basal, tal com s'observa al vessant sud de l'apilament antiformal, únicament pot tenir la seva continuació al nord de la unitat de Llavorsí.

Per sota del mantell de l'Orri s'ha considerat l'existència d'un únic mantell de corriment, el de Rialp. El perfil sísmic no permet de precisar més, a excepció de possibles lleties encavalcants menors damunt del nivell basal de desenganxament. Aquesta solució geomètrica és suficient per omplir l'espai existent entre el nivell de desenganxament basal i el mantell de l'Orri i és congruent amb la profunditat i geometria d'aquest que s'obté al tall restituit. Del mantell de Rialp només n'afloren els materials triàsics en finestra tectònica.

L'apilament antiformal dels mantells inferiors està limitat al nord per la falla nord-pirinenca. Aquesta i d'altres falles associades situades més al nord defineixen una franja estreta caracteritzada per la presència de materials sedimentaris del Juràssic i Cretaci inferior fortament deformats i afectats per un metamorfisme d'alta temperatura i baixa pressió, datat radiomètricament entre 105 i 87 Ma. Com a conseqüència d'un procés d'aprimament de l'escorça acompanyat d'un moviment direccional sinistre de la falla nord-pirinenca, durant el Cretaci inferior es varen formar, en aquesta zona, conques turbidítics locals fortament subsidents, les quals varen ser immediatament deformatades i els materials dipositats sotmesos a un metamorfisme d'alta temperatura. Associats a aquest procés es van emplaçar mecànicament, a nivells superiors de l'escorça, fragments de l'escorça inferior (granulites) i del mantell superior (lherzolites).

Al nord de la falla nord-pirinenca, com a conseqüència de la inversió tectònica de les antigues falles extensionals, els encavalcaments nord-pirinenecs afecten a roques del basament hercinià i de la cobertora. El sòcol hercinià aflora en zones de culminació, constituint els anomenats massissos nord-pirinenecs. Els materials del basament hercinià són similars als de les unitats situades al sud de la falla nord-pirinenca, amb estructura de plecs i encavalcaments.

La disposició discordant dels materials del Cretaci superior sobre substrats diferents testimonia l'estructuració prèvia durant el període d'extensió (*figura 8a*). Tanmateix aquests materials no presenten ni el metamorfisme tèrmic d'alt grau ni la deformació que afecten els nivells del Cretaci inferior. N'és un exemple la cobertora del massís de Trois Seigneurs, formada per turbidites d'edat Cretaci superior, respecte de les antigues conques turbidítics d'edat Cretaci inferior que l'envolten.

El massís de l'Arize forma una estructura en *pop-up*, encavalcant sèries turbidítics del Cretaci inferior de la conca de Soueix cap al sud i de la conca de Camarade cap al nord. La làmina de l'Arize juntament amb la de Camarade han sofert un desplaçament cap al nord de l'ordre de 20 km a favor de l'encavalcament frontal nord-pirinenec, per damunt dels materials del Cretaci superior que estan en continuïtat amb les estructures de l'avantpaís nord-pirinenec. La disposició i la geometria de l'encavalcament frontal nord-pirinenec estan condicionades per les estructures que limitaven la conca de Camarade pel seu vorell nord.

L'estructura pirinenca més septentrional en aquesta transversal correspon en superfície a un anticlinal (Mas d'Azil), el flanc septentrional

del qual està en continuïtat amb els materials paleògens i neògens poc o gens deformats de l'avantpaís nord-pirinenc (conca d'Aquitània). L'estructura en profunditat d'aquest anticlinal es pot interpretar com un sistema d'encavalcaments cec (anticlinal de propagació) o com un dúplex que repetiria la sèrie cretàica.

Les relacions sedimentàries dels materials dipositats durant el cicle alpí a les conques sedimentàries al llarg d'aquesta transversal, així com el context tectònic, es resumeixen a la *figura 9*.

Tall restituït

Per tal de reduir al mínim les possibles interpretacions de l'estructura cortical pirinenca, s'ha construït el tall de tal manera que aquest estigui compensat. A més, la comparació entre els talls compensat i restituït permet calcular l'escurçament cortical (*figura 7a i 7b*). El tall ECORS-Pirineus es pot restituir perquè la seva traça coincideix aproximadament amb la direcció de transport dels encavalcaments i perquè, en el cas dels Pirineus, no hi ha estructures dúctils ni un metamorfisme alpí generalitzat a les parts internes de la serralada que dificultin la seva restitució o esborrin les estructures prèvies. El tall s'ha restituït comparant la longitud de les línies als materials de la cobertura i les àrees a les unitats amb materials del sòcol. A més d'aquestes tècniques geomètriques, per a la construcció del tall compensat s'han tingut en compte dues condicions addicionals: que el tall restituït mostri una geometria coherent per als diferents aspectes geològics pre-orogènics, fonamentalment les estructures hercinianes i les falles extensionals cretàiques, i que el pas del tall restituït al tall compensat sigui cinemàticament possible. Aquestes condicions restringeixen considerablement les interpretacions possibles de l'estructura cortical pirinenca al llarg d'aquest perfil. Qualsevol interpretació que no compleixi aquestes condicions és incorrecta. De les solucions possibles s'ha escollit aquella que representi un mínim escurçament i que integri el màxim de dades fins ara disponibles.

El tall restituït depèn fonamentalment de la restitució de l'apilament antiforme dels mantells inferiors, de la interpretació de les reflexions situades sota la falla nord-pirinenca i de la geometria de l'escorça apimada que es consideri al tall restituït. Les unitats estructurals que constitueixen l'apilament antiforme dels mantells inferiors (làmines encavalcants de Nogueres, Orri i Rialp) s'han restituït de tal manera que la seva superposició prèvia hagi estat la màxima, solució que s'aconsegueix suposant que aquests mantells s'havien apilat prèviament en temps hercinians. Aquesta suposició està fonamentada en el coneixement que es té sobre l'estructura herciniana; així, a les valls del Segre i del Valira s'observa la superposició mitjançant encavalcaments hercinians d'unitats equivalents a les del mantell de les Nogueres damunt de la unitat de l'Orri. La solució adoptada implica la situació del nivell de desenganxament basal a la fondària més gran possible, uns 15 km per sota de les unitats de l'apilament antiforme dels mantells inferiors.

El baix grau de metamorfisme que afecta les roques de la base de la unitat més al·lòctona (mantell de les Nogueres) al nord de l'apilament antiforme dels mantells inferiors i el fet que en aquest no hi hagi mai involucrades roques de l'escorça inferior, corroboren el càlcul de la fondària a la qual s'ha situat el nivell basal de desenganxament de l'apilament antiforme dels mantells inferiors. Només en una estreta franja al sud de la falla nord-pirinenca es pot suposar que aquest nivell de desenganxament basal s'ha situat a nivells inferiors. Al nord de la falla nord-pirinenca, el nivell de desenganxament basal puja vers la superfície definint la geometria en tascó dels mantells nord-pirinencs. Per sota del nivell de desenganxament basal, l'escorça inferior, no involucrada en els mantells pirinencs, ha subduït compensant d'aquesta manera l'escurçament dels nivells superiors de l'escorça. L'escurçament total calculat pels Pirineus al llarg del perfil

ECORS és de 147 km, valor congruent amb el desplaçament vers el nord de les plaques ibèrica i africana durant la col·lisió pirinenca.

De la comparació entre el tall compensat i el restituit és de remarcar la discrepància entre la longitud de l'escorça superior i la de l'escorça inferior que ha estat observada en el perfil de sísmica. Per explicar els 110 km d'escorça inferior que falten al tall restituit, només es pot argumentar que, o bé aquesta no existia en absolut per aprimament abans de la col·lisió o bé que l'escorça inferior ibèrica ha estat subduïda sota de l'europea. Si es té en compte que la distribució de les conques extensionals del Cretaci inferior no és congruent amb un aprimament cortical de tals dimensions, llavors l'escorça inferior ha estat subduïda conjuntament amb el mantell litosfèric i incorporada a ell.

El tall restituit dóna, a part de la mesura de l'escurçament relacionat amb la formació dels Pirineus i de la validació de la interpretació proposada, una imatge de la geometria de les discontinuïtats que afectaven l'escorça abans del desenvolupament dels encavalcaments. D'aquesta manera, el tall restituit reflecteix la possible geometria de les falles extensionals generades durant la fase de *rifting* del Cretaci inferior (*fig. 8a*) i, un cop restituides aquestes estructures, la geometria de possibles falles extensionals tardihercinianes (d'edat estefano-permiana) i la disposició de la foliació herciniana, com també d'altres estructures d'aquesta edat (*figura 8b*). Totes aquestes superfícies mostren un cabussament vers el nord, a excepció de les falles extensionals cretàcies del vessant nord-pirinenc, i s'horitzontalitzen en profunditat per sobre de l'escorça inferior reflectiva. Aquesta geometria lítrica vers el nord no s'ha deduït únicament restituint el tall, sinó que s'observa clarament a les zones no deformades enregistrades als extrems del perfil de sísmica; cal remarcar que s'han observat estructures similars en regions properes que, havent sofert els mateixos esdeveniments tectònics fins al Cretaci (abans de l'obertura de l'oceà Atlàntic), no han estat comprimides durant els temps alpins.

La geometria del sistema extensional, així com la de les estructures hercinianes prèvies, va afavorir la delaminació de l'escorça durant la col·lisió pirinenca. La major part de l'escorça superior es va escurçar sobre el nivell de desenganxament basal formant una *tapadora orogènica*. La resta de l'escorça superior situada per sota del nivell de desenganxament basal i l'escorça inferior subduïren conjuntament amb el mantell litosfèric.

Si bé hom pot discutir el problema de la diferència de la longitud de l'escorça inferior entre el tall compensat i el restituit i proposar interpretacions alternatives, la necessitat d'una subducció continental entre les dues plaques implicades en l'orogènia pirinenca es planteja clarament en considerar una escala litosfèrica. Tanmateix, la subducció del mantell litosfèric és un procés que ha estat proposat per a explicar el problema del balanç litosfèric en d'altres serralades.

Figura 1: Esquema estructural del Pirineu i situació del perfil ECORS-Pirineus

Figura 2: Perfils sísmics ECORS-Pirineus 85-PYR 01 i 86-PIR 01

Figura 3: Line drawing

Figura 4: Fàbriques sísmiques

Figura 5: Mapa geològic al llarg de la traça del perfil

Figura 6: Tall geològic

Figura 7: a) Tall compensat i b) Tall restituit

Figura 8: Estructura de l'escorça del domini pirinenc a) al final del Cretaci inferior i b) al final del Permian

Figura 9: Diagrama espai/temps de les relacions estratigràfiques

CORTE GEOLÓGICO DEL PIRINEO CENTRAL

CORTE GEOLÓGICO DEL PIRINEO CENTRAL

El corte geológico presentado se basa en el perfil de sismica de reflexión profunda ECORS-Pirineos obtenido durante los años 1985 y 1986, fruto de la colaboración entre instituciones españolas y francesas (Repsol Exploración, Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, Instituto Tecnológico Geominero de España, Instituto Geográfico Nacional, Institut Français du Pétrole, Institut National des Sciences de l'Univers, Société Nationale Elf Aquitaine, Esso). El Servei Geològic de Catalunya, integrado en el equipo del ITGE, colaboró en el proyecto realizando la interpretación del perfil sísmico, el estudio geológico de la traza del perfil y el corte geológico. Además del perfil de sismica de reflexión, se realizaron estudios complementarios de gravimetría, sismica de refracción y de anomalías magnéticas a lo largo de la traza del perfil (*figura 1*). La integración de todos estos datos geofísicos y de los datos geológicos de superficie, ha permitido un mejor conocimiento de la estructura cortical de la cadena pirenaica y de la evolución de este orógeno de colisión.

Adquisición de datos

La adquisición del perfil ECORS-Pirineos se llevó a cabo por un equipo de la Compañía General de Geofísica (CGG; perfiles parciales PYR 1, PYR 3 y PIR 1) y un equipo experimental del Institut Français du Pétrole (IFP; perfil parcial PYR 2). Los rasgos topográficos condicionaron la traza del perfil, ya que los accesos tenían que permitir el paso de vehículos de más de 15 Tm. Para la adquisición de la parte del perfil más inaccesible, los equipos fueron transportados en helicóptero (perfil PYR 3) y a lomo (perfil PIR 1). Como fuente de emisión, para la mayor parte del perfil se utilizó la dinamita colocada en cargas de 20 a 30 Kg (puntualmente hasta 100 Kg) a unos 20 m de profundidad. En una parte del perfil PYR 1 se utilizaron sistemas de vibrosísmica. Los parámetros de adquisición y la secuencia de procesado pueden observarse en las tablas adjuntas.

Interpretación del perfil sísmico

Los dos segmentos que forman el perfil ECORS-Pirineos (perfiles parciales PYR 1 y PIR 1, *figura 2*) se interpretaron en términos de *line drawing* (*figura 3*) y en términos de facies sísmicas; la suma de las dos interpretaciones se define como *fábrica sísmica del perfil* (*figura 4*). Según este método interpretativo se definieron sobre el perfil las siguientes zonas:

- Cuencas de antepaís. Caracterizadas por una configuración sub-parale-

la o ligeramente divergente de las reflexiones con buzamientos hacia las zonas internas de la cadena, de amplitud moderada a fuerte, baja frecuencia aparente y buena continuidad lateral. El calado de los sondeos de exploración de hidrocarburos y el estudio de las terminaciones de las reflexiones, permite atribuir las discontinuidades sedimentarias; el límite basamento-cobertera se define con claridad.

- Unidades estructurales de cobertera. Caracterizadas por configuraciones sub-paralelas de las reflexiones, sub-horizontales o buzando ligeramente hacia el norte, de amplitud moderada a fuerte, baja frecuencia aparente y buena continuidad lateral (perfil PIR 1) y reflexiones sub-paralelas, oblicuas, discontinuas, de amplitud moderada a débil y baja frecuencia, las cuales intercalan zonas sordas o caóticas (perfil PYR 1). En ambos perfiles parciales, el límite basamento-cobertera se define con claridad.
- Zócalo de las cuencas de antepaís y de las unidades de cobertera. Caracterizados por reflexiones sub-paralelas, inclinadas, de amplitud de fuerte a débil y frecuencias altas o bajas, intercaladas entre zonas sordas o ruidos de fuerte amplitud. Bajo la cuenca de Aquitania, puede observarse una zona de fábrica oblicua con buzamientos hacia el norte y bajo la cuenca del Ebro, puede observarse una fábrica similar buzando también hacia el norte.
- Corteza inferior. Se caracteriza por una alta densidad de reflexiones (en comparación con el zócalo de las cuencas de antepaís y del de las unidades estructurales de cobertera) relativamente continuas, de alta frecuencia, con zonas de baja frecuencia relativa y reflexiones discontinuas intercaladas. Los límites de la corteza inferior quedan bien definidos, identificándose el inferior con la discontinuidad de Mohorovicic (*Moho*); el conjunto de la corteza inferior en el perfil PIR 1 buza hacia el norte y en el perfil PYR 1 buza hacia el sur, situándose por encima de la de PIR 1. Es de destacar que las reflexiones internas de la corteza inferior buzan hacia el norte en el perfil parcial PIR 1 y hacia el sur en el perfil parcial PYR 1.
- Unidades estructurales de basamento. Los rasgos característicos de esta zona son:
 - Hacia el extremo norte del perfil PIR 1, se observan reflexiones convexas hacia arriba, buzando hacia el norte, de fuerte amplitud.
 - En la vertical de la falla norpirenaica, y bajo el macizo del Arize, se observa una fábrica sísmica similar a la descrita para la corteza inferior.
- Manto superior. Se caracteriza sísmicamente por la práctica ausencia de reflexiones.

La primera conclusión que se extrae del análisis del perfil sísmico y de su interpretación en términos de fábricas sísmicas es que el conjunto de la corteza inferior de la placa ibérica buza hacia el norte y se sitúa por debajo de la corteza de la placa europea. Asimismo, se comprueba que la falla norpirenaica, considerada durante mucho tiempo como el límite actual de las dos placas implicadas en la colisión, sólo representa los restos de un antiguo accidente mayor, que en la actualidad está cortado a nivel de corteza superior por el cabalgamiento basal norpirenaico. Igualmente, se atribuye la zona con fábrica sísmica similar a la de la corteza inferior identificada bajo el macizo del Arize como un fragmento de aquella emplazada a un nivel superficial.

Una vez interpretado el conjunto del perfil en términos de fábricas sísmicas, se procedió a la conversión de la escala vertical en tiempos dobles a profundidades. A tal efecto, se estableció un modelo de velocidades en el cual se asignaron determinadas velocidades a las zonas de fábricas sísmicas definidas; este modelo se basó en los datos disponibles en el momento:

- Logs sónicos de los sondeos de exploración.

- Análisis de velocidades obtenidos durante la adquisición del perfil de reflexión.
- Velocidades calculadas por métodos de refracción.

El modelo de velocidades así obtenido, se estableció de manera que fuera congruente con las relaciones estructurales y sedimentarias de los materiales que afloran a lo largo de la traza del perfil. Además se contrastó con el modelo de densidades obtenido a partir de los estudios gravimétricos realizados a lo largo de la traza del perfil sísmico, observándose una buena correlación entre las profundidades obtenidas a partir de las dos técnicas.

Sobre el perfil interpretado a una escala vertical en metros y mediante un proceso iterativo, se calaron los datos de geología de superficie, adoptándose una escala de trabajo de 1:50 000; en esta fase se situaron las estructuras tectónicas y las discontinuidades sedimentarias principales, obteniéndose finalmente el corte geológico a escala cortical que se presenta.

Corte geológico

El perfil ECORS-Pirineos atraviesa las principales unidades estructurales del Pirineo central, desde la cuenca de antepaís meridional (cuenca del Ebro), los mantos superiores de cobertera (Unidad Central Surpi-renai-ca), los mantos inferiores de Zócalo, la falla norpirenaica y los mantos de Zócalo y cobertera norpirenaicos hasta la cuenca de antepaís septentrional (cuenca de Aquitania) (*figuras 5 y 6*).

El límite entre los mantos de cobertera surpirenaicos y la cuenca del Ebro, está definido por una estructura antiforme en el núcleo de la cual afloran yesos del Eoceno terminal-Oligoceno inferior (anticlinal de Balaguer). Esta estructura tiene la geometría de una zona triangular, definida por la coexistencia en las partes frontales de cabalgamientos y retrocabalgamientos. Al sur de esta estructura, el conjunto de los depósitos clásticos oligocenos y los yesos está despegado por la base de las evaporitas, mientras que los niveles infrayacentes mantienen una disposición subhorizontal.

Los mantos superiores de cobertera constan de tres mantos principales, que de sur a norte corresponden a: Sierras Marginales, Montsec y Bóixols. Estos mantos se superponen a materiales eocenos autóctonos que están en continuidad con los de la cuenca del Ebro. El nivel de despegue sobre el cual se han desplazado se sitúa en los niveles evaporíticos del Eoceno superior (formación de Cardona) bajo los mantos de Bóixols y el Montsec, y en las evaporitas del Eoceno terminal-Oligoceno inferior bajo el manto de las Sierras Marginales. Respecto al bloque superior, el nivel de despegue discurre por el interior de los depósitos evaporítico-margosos del Triásico medio-superior.

El manto de las Sierras Marginales está formado por un conjunto de láminas imbricadas constituídas por materiales mesozoicos y paleógenos. La serie mesozoica está representada por materiales del Triásico medio y superior, Jurásico y Cretácico superior, estos últimos, discordantes sobre los anteriores. La potencia de este conjunto es muy reducida en las unidades meridionales, incrementándose hacia el norte.

Los depósitos paleógenos de las unidades meridionales presentan también potencias reducidas; al norte, los materiales del Eoceno inferior que rellenan la cuenca de Áger se depositaron sincrónicamente al emplazamiento del manto del Montsec.

El manto del Montsec está constituido por una serie mesozoica más potente y completa que la de las Sierras Marginales; están representados el Triásico medio-superior, el Jurásico, el Cretácico inferior y el Cretácico Superior. La estructura interna de esta lámina es sencilla, formando un sinclinal que soporta la cuenca de Tremp, rellena con depósitos del Paleoceno y Eoceno inferior y medio.

El manto de Bóixols está limitado al sur por el cabalgamiento de Bóixols, cuya geometría responde al resultado de la inversión de una estructura extensional de edad Cretácico inferior. En esta transversal se trata de un cabalgamiento ciego, recubierto por los depósitos maastrichtienses de la formación de Areny.

Los materiales mesozoicos presentan en esta unidad la serie más potente y el registro más completo de toda la unidad central surpirenaica. En conjunto alcanzan una potencia superior a los 5 000 m; la característica principal es el gran desarrollo de los depósitos del Cretácico inferior, con espesores superiores a los 4 000 m.

La estructura interna del manto de Bóixols se caracteriza, en su extremo meridional, por un anticlinal de bloque superior (anticlinal de Sant Corneli) con estructuras menores relacionadas con la inversión de fallas extensionales previas. Al norte se observa una estructura sinclinal y pliegues menores cortados por el retrocabalgamiento pasivo de Morrerres. Como resultado, este retrocabalgamiento tiene un carácter sustractivo.

Los mantos de Bóixols, Montsec y Sierras Marginales se emplazaron en una secuencia de bloque inferior desde el Campaniense hasta el Eoceno superior. Posteriormente (Eoceno superior-Oligoceno) en las Sierras Marginales se desarrolló un sistema de cabalgamientos fuera de secuencia, al tiempo que se formaban las estructuras frontales. Al norte, los cabalgamientos de Montsec y Bóixols se reactivaron parcialmente durante esta etapa, sincrónicamente al desarrollo del retrocabalgamiento de Morrerres.

Al norte, y bajo los mantos superiores de cobertera, entre el retrocabalgamiento de Morrerres y la falla norpirenaica, los mantos inferiores están constituidos por materiales del basamento recubiertos localmente por depósitos mesozoicos. La disposición de la foliación principal hercínica, tomada como superficie de referencia para el conjunto de las unidades de basamento, dibuja un domo asimétrico que refleja la geometría de los mantos inferiores; esta disposición asimétrica se atribuye al buzamiento hacia el norte de la foliación respecto a la superficie de referencia subhorizontal que representan los materiales del Triásico inferior (facies Buntsandstein). En los mantos inferiores se distinguen tres láminas cabalgantes principales que constituyen un apilamiento antiformal vergente al sur; éstas son, de la superior a la inferior, Nogueres, Orri y Rialp (*figura 7a*).

El manto de las Nogueres, en la vertiente meridional del apilamiento antiformal de las unidades inferiores, está formado por un conjunto de láminas cabalgantes, constituidas predominantemente por materiales del basamento (Silúrico, Devónico y Carbonífero) y del Estefaniense, Pérmico y Triásico. La estructura hercínica de los materiales del basamento está dominada por cabalgamientos fosilizados por los depósitos post-hercínicos. La estructura alpina se caracteriza por la superposición de láminas cabalgantes verticalizadas e invertidas a causa del emplazamiento de las láminas inferiores de Orri y de Rialp.

En la vertiente norte del apilamiento antiformal y hasta la falla norpirenaica (Pallaresa), el manto de las Nogueres incorpora niveles estructurales hercínicos inferiores, constituidos por materiales del Cambro-ordovícico en la mitad meridional y silúricos, devónicos y carboníferos en la mitad septentrional, afectados por estructuras de plegamiento y un metamorfismo regional de bajo grado, el cual, en esta transversal, no alcanza la zona de la biotita. Las estructuras alpinas en este sector corresponden a fallas actualmente subverticales con el bloque norte levantado (falla de Couflens) que podrían corresponder a antiguos cabalgamientos posteriormente verticalizados.

Bajo el manto de las Nogueres, el manto del Orri está constituido por materiales que abarcan desde el Cambro-ordovícico hasta el Carbonífero y batolitos graníticos hercínicos (domo del Orri, macizo de la Maladeta y sinclinal de Llavorsí), con depósitos de cobertera de edad Estefaniense, Pérmico y Triásico. A pesar de que la serie estratigráfica de los materiales

devónicos presenta marcadas diferencias respecto de los del manto de las Nogueres, el nivel estructural hercínico es similar al de la vertiente septentrional de éste (Pallaresa); la estructura interna herciniana está dominada por pliegues con una esquistosidad asociada cuya disposición pone de manifiesto la estructura alpina en domo del manto del Orri.

El extremo meridional del manto del Orri está localmente estructurado en un conjunto de láminas cabalgantes de orden menor, constituidas por materiales del basamento y del Estefaniense, Pérmico y Triásico formando una estructura en dúplex (Ancs). Aunque estas láminas presentan una estructura alpina similar a la de la vertiente meridional del manto de las Nogueres, tanto su estructura interna hercínica como la serie devónica son parecidas a las del manto del Orri y marcadamente diferentes de las de la vertiente sur del manto de las Nogueres. Si bien las características mencionadas justifican por sí mismas la incorporación de estas láminas al manto del Orri, la magnitud del desplazamiento de estas láminas, sólo de orden hectométrico, corrobora aún más esta atribución.

La parte meridional del manto de las Nogueres, tal como se ha definido, juntamente con el duplex de Ancs, constituyen lo que clásicamente se ha denominado *zona de las Nogueres*. En cualquier caso es necesario diferenciar las dos unidades, ya que la aloconía del manto de las Nogueres es de orden muy superior y su cabalgamiento basal, tal y como se observa en la vertiente sur del apilamiento antiformal de los mantos inferiores, sólo puede tener su continuación al norte de la unidad de Llavorsí.

Bajo el manto del Orri se ha considerado la existencia de un único manto de corrimiento, el de Rialp. El perfil sísmico no permite mayor precisión, a excepción de posibles láminas cabalgantes menores sobre el nivel de despegue basal. Esta solución geométrica es suficiente para llenar el espacio existente entre el nivel de despegue basal y el manto del Orri y es congruente con la profundidad y la geometría de éste que se obtienen en el corte restituído. Del manto de Rialp tan sólo afloran los materiales triásicos de la cobertera en ventana tectónica.

El apilamiento antiformal de los mantos inferiores está limitado al norte por la falla norpirenaica. Ésta y otras fracturas asociadas, situadas inmediatamente al norte, definen una franja estrecha caracterizada por la presencia de materiales sedimentarios del Jurásico y del Cretácico inferior muy deformados y afectados por un metamorfismo de alta temperatura y baja presión, datado radiométricamente entre 105 y 87 Ma. A consecuencia de un proceso de adelgazamiento crustal acompañado de un movimiento direccional siniestro de la falla norpirenaica durante el Cretácico inferior, en esta zona se formaron cuencas turbidíticas locales fuertemente subsidentes; los materiales depositados en ellas fueron inmediatamente deformados y sometidos a un metamorfismo de alta temperatura. Asociados a este proceso se emplazaron mecánicamente, en los niveles superiores de la corteza, fragmentos de la corteza inferior (granulitas) y del manto superior (lherzolitas).

Al norte de la falla norpirenaica y como consecuencia de la inversión tectónica de las antiguas fallas extensionales, los cabalgamientos nordpirenaicos afectan a rocas del basamento y de la cobertera. El zócalo hercínico aflora en zonas de culminación, constituyendo los llamados macizos nordpirenaicos. Los materiales del basamento hercínicos son similares a los de las unidades situadas al sur de la falla nordpirenaica, con estructura en pliegues y cabalgamientos.

La disposición discordante de los depósitos del Cretácico superior sobre diferentes sustratos, pone de manifiesto la estructuración previa formada durante el periodo de extensión (*figura 8a*). En todo caso, los materiales del Cretácico superior no presentan ni el metamorfismo térmico ni la deformación que afectan a los niveles del Cretácico inferior. Un buen ejemplo lo constituye la cobertera del macizo de Trois Seigneurs, formada por

turbiditas de edad Cretácico superior, en relación a las cuencas turbidíticas del Cretácico inferior que le rodean.

El macizo de Arize forma una estructura en *pop-up*, superponiéndose a series turbidíticas del Cretácico inferior de la cuenca de Soueix al sur y de la cuenca de Camarade al norte. El manto de Arize, conjuntamente con la lámina de Camarade, han sido desplazados unos 20 Km. hacia el norte a favor del cabalgamiento frontal norpirenaico, sobre materiales del Cretácico superior que están en continuidad con las estructuras del antepaís norpirenaico. La disposición y la geometría del cabalgamiento frontal norpirenaico están condicionadas por las estructuras que limitaban el margen norte de la cuenca de Camarade.

La estructura pirenaica más septentrional en esta transversal corresponde en superficie a un anticlinal (Mas d'Azil), del cual, el flanco septentrional está en continuidad con los depósitos paleógenos y neógenos poco o nada deformados de la cuenca de antepaís norpirenaica (cuenca de Aquitania). La estructura en profundidad de este anticlinal puede interpretarse como un sistema de cabalgamientos ciego (anticlinal de propagación) o como un dúplex que repetiría la serie cretácica.

Las relaciones sedimentarias de los materiales depositados en las cuencas sedimentarias durante el ciclo alpino a lo largo de esta transversal, así como el contexto tectónico, están resumidas en la *figura 9*.

Corte restituido

Con el objetivo de reducir al mínimo las interpretaciones posibles de la estructura cortical pirenaica, se ha construido el corte de tal modo que éste esté compensado. Además, la comparación entre los cortes compensado y restituido permite calcular el acortamiento cortical (*figura 7a y 7b*). El corte ECORS-Pirineos puede ser restituido ya que su traza coincide aproximadamente con la dirección de transporte de los cabalgamientos y porqué, en el caso de los Pirineos, no hay estructuras dúctiles ni un metamorfismo alpino generalizado en las zonas internas de la cordillera que dificulten la restitución u obliteren las estructuras previas. La restitución se ha efectuado comparando la longitud de las líneas en los materiales de la cobertera y las áreas en las unidades con materiales del zócalo. Además de estas técnicas geométricas, para la construcción del corte compensado se han considerado dos condiciones adicionales: que el corte restituido muestre una geometría coherente para los diferentes aspectos geológicos pre-orogénicos -fundamentalmente las estructuras hercínicas y las fallas extensionales cretácicas- y que el paso del corte restituido al corte compensado sea cinemáticamente posible. Estas condiciones restringen considerablemente las posibles interpretaciones de la estructura cortical pirenaica a lo largo de este perfil; cualquier interpretación que no cumpla estas condiciones resulta incorrecta. De las soluciones posibles se ha elegido aquella que implica el menor acortamiento y que integre todos los datos disponibles hasta el momento.

El corte restituido depende en gran medida de la restitución del apilamiento antiformal de los mantos inferiores, de la interpretación de las reflexiones situadas bajo la falla norpirenaica y de la geometría de la corteza adelgazada que se considere en el corte restituido. Las unidades estructurales que constituyen el apilamiento antiformal de los mantos inferiores (láminas cabalgantes de Noguères, Orri y Rialp) se han restituido de tal modo que su solapamiento previo fuera máximo; esta solución se consigue suponiendo que estos mantos estaban parcialmente superpuestos inicialmente; esta situación se fundamenta en el conocimiento acerca de la estructura hercínica: en la transversal de los valles del Segre y del Valira se observa la superposición mediante cabalgamientos hercínicos de unidades equivalentes a las del manto de las Noguères sobre la unidad del Orri. La solución adoptada implica situar el nivel de despegue basal a la mayor profundidad posible, unos 15 Km. bajo las unidades del apilamiento antiformal de los mantos inferiores.

El metamorfismo de bajo grado que afecta las rocas de la base de la unidad más alóctona (manto de las Nogueres) en la vertiente norte del apilamiento antiforme de los mantos inferiores, así como el hecho de que no estén involucradas rocas de la corteza inferior, corroboran el cálculo de la profundidad a la que se ha situado el nivel de despegue basal del apilamiento antiforme de los mantos inferiores. Tan solo en una franja estrecha al sur de la falla norpirenaica puede suponerse que este nivel basal de despegue se ha situado a niveles inferiores. Al norte de la falla norpirenaica el nivel basal de despegue sube hacia la superficie, definiendo la geometría en cuña de los mantos norpirenaicos. Bajo el nivel basal de despegue, la corteza inferior no involucrada en los mantos pirenaicos ha subducido compensando de este modo el acortamiento de los niveles superiores de la corteza. El acortamiento total calculado para los Pirineos a lo largo del perfil ECORS es de 147 Km, valor congruente con el desplazamiento hacia el norte de las placas ibérica y africana durante la colisión pirenaica.

De la comparación entre el corte compensado y el restituído cabe destacar la discrepancia entre la longitud de la corteza superior y la de la corteza inferior que se observa en el perfil sísmico. Para explicar los 110 Km de corteza inferior que faltan en el corte restituído sólo puede argumentarse que, o bien ésta no existía en absoluto por adelgazamiento antes de la colisión, o bien que la corteza inferior ibérica ha sido subducida bajo la europea. Considerando que la distribución de las cuencas extensionales del Cretácico inferior no es congruente con un adelgazamiento cortical de tal magnitud, debe concluirse que la corteza inferior ha subducido conjuntamente con el manto litosférico e incorporada a éste.

El corte restituído proporciona, además de la medida del acortamiento relacionado con la formación de los Pirineos y la validación de la interpretación propuesta, una imagen de la geometría de las discontinuidades que afectaban a la corteza antes del desarrollo de los cabalgamientos. De este modo, el corte restituído refleja la posible geometría de las fallas extensionales generadas durante la fase de *rifting* del Cretácico inferior (*figura 8a*) y, una vez restituídas estas estructuras, la geometría de posibles fallas extensionales tardihercinianas (Estefano-pérmicas), la disposición de la foliación herciniana, así como de otras estructura mayores de esta edad (*figura 8b*). Todas estas superficies tienen un buzamiento hacia el norte, a excepción de las fallas extensionales cretácicas de la vertiente norpirenaica, horizontalizándose en profundidad por encima de la corteza inferior reflectiva. Esta geometría lístrica hacia el norte no se deduce únicamente de la restitución del corte geológico, sino que se observa claramente en las zonas no deformadas registradas hacia los extremos del perfil sísmico. Es de destacar que se han reconocido estructuraciones similares en regiones próximas que, habiendo registrado los mismos acontecimientos tectónicos hasta el Cretácico (antes de la apertura del Atlántico), no han sufrido la compresión alpina.

La geometría del sistema extensional, así como la de las estructuras hercínicas previas favoreció la delaminación de la corteza durante la colisión pirenaica. La mayor parte de la corteza superior se acortó sobre el nivel de despegue basal formando un a modo de *tapadera orogénica*. El resto de la corteza superior situada por debajo del nivel de despegue basal y la totalidad de la corteza inferior, subdujeron conjuntamente con el manto litosférico.

Si bien podría discutirse el problema de la diferencia de longitud de la corteza inferior entre el corte compensado y el restituído proponiendo interpretaciones alternativas, la necesidad de una subducción continental entre las dos placas implicadas en el orógeno pirenaico se plantea claramente al considerar una escala litosférica. En cualquier caso, la subducción del manto litosférico es un proceso que se ha propuesto para explicar el problema del balance litosférico en otras cadenas.

- Figura 1: Esquema estructural del Pirineo y situación del perfil ECORS-Pirineos
Figura 2: Perfiles sísmicos ECORS-Pirineos 85-PYR 01 y 86-PIR 01
Figura 3: Line drawing
Figura 4: Fábricas sísmicas
Figura 5: Mapa geológico a lo largo de la traza del perfil
Figura 6: Corte geológico
Figura 7: a) Corte compensado y b) Corte restituído
Figura 8: Estructura de la corteza del dominio pirenaico a) al final del Cretácico inferior y b) al final del Pérmico
Figura 9: Diagrama espacio/tiempo de las relaciones estratigráficas

**GEOLOGICAL CROSS-SECTION
OF THE CENTRAL PYRENEES**

GEOLOGICAL CROSS-SECTION OF THE CENTRAL PYRENEES

The geological cross-section presented here has been constructed on the basis of the deep reflection seismic profile ECORS-Pyrenees, performed during 1985-1986 as the result of a collaboration between Spanish and French institutions (Repsol Exploración, Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, Instituto Tecnológico y Geominero de España, Instituto Geográfico Nacional, Institut Français du Pétrole, Institut National des Sciences de l'Univers, Société Nationale Elf Aquitaine, Esso). The Servei Geològic de Catalunya, as part of the ITGE team, contributed to the project with the interpretation of the seismic section, surface geology of a strip along the track of the profile, construction of the corresponding cross-section and with the available gravimetric and aeromagnetic data. Additionally, studies on gravimetry, refraction and wide angle reflection seismics, and magnetic anomalies were carried out to complement the profile (*figure 1*). The integration of all these geophysical data with the geological information has provided a better understanding of the crustal structure of the Pyrenean orogen as well as its geological evolution.

Data acquisition

The reflection survey was carried out by the Compagnie Général de Géophysique (CGG, partial seismic lines PYR 1, PYR 3 and PIR 1) and by an experimental team of the Institut Français du Pétrole (IFP, line PYR 2). The profile track was partially controlled by data acquisition logistics, because the accesibility of big trucks to the shot points. Occasionally the equipment ought to be transported by helicopter (PYR 3) or by pack animals (PIR 1) in order to complete the most unaccessible areas of the profile close to the border. The seismic energy source for the most part of the profile consisted of dynamite (20-30 kg and occasionally till 100 kg). A vibroseismic source was partially used in the profile PYR1.

Details of the data acquisition and processing can be observed in the included annexe.

Interpretation of the seismic profile

The ECORS-Pyrenees profile (partial profiles PYR 1 and PIR 1, *figure 2*) has been interpreted in terms of line drawing (*figure 3*) and seismic facies.

Seismic facies analysis consists on the study of the frequency, amplitude and continuity of the seismic events. Seismic fabric analysis (*figure 4*)

relates the seismic facies to the configuration and arrangement of the reflections throughout the seismic section. In this way, line drawing, together with seismic facies interpretation, furnishes more complete information, as it takes into account structural features and other associated with a lithologic component.

From seismic fabric analysis, the following areas can be defined:

- Foreland basins. The Ebre and Aquitaine basins are characterized by horizontal reflections or slowly dipping towards the internal parts of the chain. Reflections are sub-parallel to slightly divergent, of moderate to strong amplitude, low apparent frequency and good lateral continuity. Integrating well data and the study of reflection terminations allows to the interpretation of some reflections as sedimentary discontinuities. In both basins, the definition of the basement-cover boundary is very well expressed.
- Cover structural units. In the profile PIR 1 they are characterized by sub-parallel, almost sub-horizontal to northward-dipping reflections with moderate to strong amplitude, low apparent frequency and good lateral continuity. On the seismic section PYR 1, the reflection pattern is quite different. It consists of sub-parallel to oblique reflections, discontinuous, of low to moderate amplitude and low frequency which are between chaotic or reflection-free areas.
- Basement. It is essentially characterized by sub-parallel, dipping reflections of variable amplitude and frequency lying between chaotic or reflection-free areas and areas with strong amplitude noise. Below the Aquitaine and Ebre basins an oblique fabric gently dipping to the north with strong amplitude and frequency reflections has been observed.
- Lower crust. The lower crust is characterized by a great number of relatively continuous reflections of high frequency, including areas of low frequency with more discontinuous reflections. Boundaries of the lower crust are well defined, the Lower one corresponding to the Moho. These boundaries are north-dipping in the southern Pyrenees (PIR 1 profile) and south-dipping in the PYR 1 profile. It has to be pointed out that reflections in the lower crust are oblique with respect their boundaries. These reflections dip to the north in the southern Pyrenees and to the south in the northern Pyrenees.
- Basement structural units. Towards the northern end of the PIR 1 profile, a seismic fabric consisting of convex-up reflections, dipping to the north, with strong amplitude and high frequency has been observed. Below the North-Pyrenean fault and the Arize massif a set of south-dipping reflectors displaying a seismic fabric similar to that described for the lower crust has been observed.
- Upper mantle. The seismic fabric attributed to the upper mantle is essentially characterized by the lack of reflections.

The first conclusion after the analysis and interpretation of the seismic profile is that the north-dipping lower crust of the Iberian plate is located below the crust of the European plate. Moreover, the North-Pyrenean fault, classically considered as the boundary between the plates involved in the collision, is truncated at depth by the North-Pyrenean sole thrust. The set of reflectors located below the North-Pyrenean fault and Arize massif which display a seismic fabric similar to that of the lower crust has been interpreted as a fragment of lower crust incorporated into middle crustal levels by northward directed thrusts.

The profile once interpreted in terms of seismic fabrics, the conversion of the double travel time vertical scale to depth has been attempted. A velocity model has been established by attribution of particular velocities to each of the defined fabric zones. The model was based on the currently available data:

- Sonic logs of the exploration wells.

- Analysis of the velocities obtained during the acquisition of the seismic section.
- Velocities obtained by refraction methods.

The chosen velocity model is such that it must be compatible with the structural and sedimentary relationships of the outcropping materials along the profile track. Moreover a good correlation has been observed between the depths obtained after the velocity model and after the gravimetry based density model.

In order to obtain the depth section from the interpretation of data in terms of seismic fabrics, a velocity model was built based on data from various sources, including the available sonic logs from exploration wells and velocity analyses during acquisition of the sections. The velocity model has been obtained taking into account the structural and sedimentary relationships of the materials outcropping along the profile and the construction of geological cross-sections by geometric projection at depth of surface data sufficiently constrained by available well data. The velocity model has been tested using the calculated velocities from seismic refraction methods and contrasting with gravimetric models which have been done along the profile.

The superficial cross-section constructed from geological surface data and available sub-surface commercial data was integrated with the interpretation of the seismic profile converted at depth in meters. The final crustal cross-section was the result of an iterative process of fitting both sets of data. The working scale was 1:50 000.

Geological cross-section

The ECORS profile traverses the main structural units of the Pyrenean chain which are from south to north: the southern foreland (Ebre basin), the Cover Upper thrust sheets, the basement-involved Lower thrust sheets, the North Pyrenean fault zone, the North Pyrenean thrust sheets and the northern foreland (Aquitaine basin), (*figures. 5 and 6*).

The boundary between the Ebre basin and the southern Cover Upper thrust sheets coincides with an antiformal structure where Late Eocene-Early Oligocene gypsums outcrop (Balaguer anticline). This antiform corresponds along the ECORS profile to a triangle zone as evidenced by the coexistence of forward-directed thrusts and backthrusts. To the south of the frontal triangle zone Oligocene clastic rocks and gypsums of the foreland have been detached over the bottom of the evaporitic sequence. Below the detachment, Eocene rocks remain sub-horizontally undeformed.

The Cover Upper thrust sheets, also known in the central Pyrenees as South Pyrenean Central Unit, are made up by Mesozoic, mainly platform series, and Paleogene rocks. They form three thrust sheets which are, from south to north, Serres Marginals, Montsec and Bóixols. These thrust sheets have been imbricated southwards over an autochthonous Paleogene and very reduced Mesozoic series which directly overlies the basement of the Ebre basin. The detachment level is located, with respect to the footwall, into the Cardona Late Eocene evaporites below the Bóixols and Montsec thrust sheets and into the younger Late Eocene-Early Oligocene below the Serres Marginals thrust sheet. In the hangingwall, the detachment is located into the Triassic evaporites.

The Serres Marginals thrust sheet consists of several small imbricate units characterized by a thin Mesozoic series which becomes thicker and more complete to the north. The Mesozoic series is formed by Middle and Lower Triassic, Jurassic and Upper Cretaceous materials, the latter unconformably overlying the older ones. Syntectonic Lower and Middle Eocene materials show reduced platform and clastic series in the southern units which also becomes thicker to the north.

In the northernmost Serres Marginals unit, the Lower Eocene clastic rocks of the Àger basin deposited synchronously with the development of the Montsec thrust.

The Montsec thrust sheet contains a Mesozoic and Cenozoic series. The Mesozoic sequence is about 2 000m thick, mainly Upper Cretaceous limestones. This sequence includes 200m of Lower Cretaceous limestones and is thicker than the Serres Marginals thrust sheet one. The Cenozoic sequence is represented by Paleocene and Lower and Middle Eocene rocks. The Montsec thrust sheet presents a simple structure, mainly consisting of a broad syncline which supports the Tremp basin.

The Bóixols thrust sheet is bound to the south by a buried thrust which is overlapped by the Maastrichtian Areny sandstone formation. This thrust (Bóixols thrust) corresponds to an inverted Early Cretaceous extensional structure.

The Bóixols thrust sheet consists of a thick (over 5 000m) Mesozoic series, mainly lower Cretaceous in age, the thickness of the lower Cretaceous marls and limestones (up to 4 000 m) being the main stratigraphic difference with respect to the Montsec thrust sheet.

The internal structure of the southern part of the Bóixols thrust sheet consists of a hangingwall anticline (Sant Corneli anticline) which show minor structures related to the inversion of Early Cretaceous extensional faults. To the north of the Sant Corneli anticline a sinformal structure is observed. Its northern limb presents folds which have been truncated by the Morreres passive-roof backthrust. As a result, along the profile, this backthrust produced an omission of the stratigraphy (Lower Cretaceous directly on top of the Triassic rocks).

The Bóixols, Montsec and Serres Marginals thrust sheets were piggy-back displaced to the south from the Campanian to the Late Eocene. Later on, from the Late Eocene to the Oligocene, in the Serres Marginals thrust sheet a break-back thrusting sequence was superimposed over the previously developed thrusts, synchronously with the southwards displacement of the Cover Upper thrust sheets and with the formation of the frontal structures. To the north, at this time, the Montsec and Bóixols thrusts were reactivated synchronously with the development of the Morreres backthrust.

To the north and below the Cover Upper thrust sheets, between the Morreres backthrust and the North Pyrenean fault, the Lower thrust sheets consists of basement rocks, unconformably overlaid by reduced Mesozoic series. The attitude of the Hercynian main cleavage in all the basement thrust sheets shows a half dom which defines de Alpine antiformal stack geometry of the Lower thrust sheets. The assymetry of this half dom is the result of the initial northwards dipping of the Hercynian cleavage with respect the subhorizontal attitude of the bedding at Triassic times. The antiformal stack of the Lower thrust sheets is southward verging and consists of three main thrust sheets, which from the top to the bottom are: Nogueres, Orri and Rialp (*figure 7a*).

The Nogueres thrust sheet at the southern side of the antiformal stack is formed by several units which contain Silurian, Devonian and Carboniferous basement rocks unconformably overlaid by Stephanian, Permian and Triassic volcanic and clastic rocks. Hercynian structure of the basement rocks is characterized by thrusts which produce numerous repetitions of the Devonian series. Alpine structure is characterized by verticalized thrusts and related structures as a result of the later emplacement of lower thrust sheets (Orri and Rialp). Verticalized hangingwall anticlines display a downward facing fold geometry.

In the northern limb of the antiformal stack the Nogueres thrust sheet includes lower structural levels represented by Silurian, Devonian and Carboniferous rocks southwards the North Pyrenean fault and by Cambro-ordovician materials more to the south (Pallaresa), both sets of materials intruded by Late-Hercynian granitoids. The hercynian structure of these basement rocks is characterized by superposition of fold systems and metamorphism is low grade. The northern part of the Nogueres thrust sheet is deformed by steep faults. The northernmost of these faults (Couflens fault)

involves Triassic rocks, demonstrating its Alpine age. These faults show an upthrown northern block with displacements of up to 4-5 km and can be interpreted as Alpine thrusts back-steepened in the northern limb of the antiformal stack.

Below the Nogueres thrust sheet, the Orri thrust sheet consists of basement rocks, Cambro-ordovician to Carboniferous in age with Late-Hercynian granitoids (Orri dome, Maladeta granitoid and Llavorsí syncline) unconformably overlaid by Stephanian, Permian and Triassic rocks. Devonian series of these thrust sheet completely differs from the series of the Nogueres thrust sheet. Nevertheless, the Hercynian structural level of basement rocks, characterized by tight folds, is similar to that shown by the northern part of the Nogueres thrust sheet. The Hercynian main cleavage define the Alpine dome structure of the Orri thrust sheet.

The southern part of the Orri thrust sheet is formed by several minor units of basement and Stephano-permian and Triassic rocks which along the ECORS profile constitute the Ancs duplex. Regardless that the Alpine structure of these units resembles very much the structure of the overlying Nogueres thrust sheet, the distinctive Devonian series and Hercynian structural style, both identical to that shown by the Orri thrust sheet, justify their incorporation to this thrust sheet. Moreover, their southwards displacement with respect their footwall is very small (hundreds of meters) which contrast with the displacement of several km of the Nogueres thrust. The Nogueres thrust sheet exposed at the southern limb of the antiformal stack together with the Ancs duplex of the Orri thrust sheet have been classically refered as the *Nogueres Zone*.

Below the Orri thrust sheet only one more, the Rialp thrust sheet, has been considered in the cross-section. The seismic profile did not provided detail enough for a precise definition of further structural units, with the exception of some possible minor units over the sole thrust. Moreover, the proposed solution is compatible with the geometry and depth of the basal detachment as deduced in the restored section. The Rialp thrust sheet is only represented by Triassic rocks outcropping in a tectonic window. This tectonic window represents a striking structural feature of the southern Pyrenees, since the allochthoneity of lower Paleozoic rocks together with the antiformal stack geometry of the basement Lower thrust sheets can be thus demonstrated.

The antiformal stack of the Lower thrust sheets is bound to the north by the North Pyrenean fault. This and other related faults are steep and define a narrow belt characterized by the presence of Jurassic and Lower Cretaceous rocks which were affected by a strong deformation and a thermal metamorphism (radiometrically dated as 105-87 Ma). Flysch pull-apart basins formed synchronously with the strike-slip movement along the North Pyrenean fault from Middle Albian to Early Cenomanian. High temperature metamorphism developed as a result of crustal thinning synchronously or immediately after the Albo-Cenomanian basin formation. Lower crustal granulitic rocks as well as ultrabasic upper mantle rocks (Iherzolites) occur in the North Pyrenean fault zone. These rocks were carried at upper crustal levels by strike-slip faulting affecting a thinned crust.

North of the North Pyrenean fault zone, north-directed thrusts involve basement and cover rocks. Geometry of the north Pyrenean thrust system as well as related structures was strongly controlled by the geometry of the previous Early Cretaceous strike slip and extensional faults. The Hercynian basement forms culminations, the so called North Pyrenean massifs (Trois Seigneurs and Arize massifs along the ECORS profile). Hercynian structure and series of the basement rocks are similar to those outcropping to the south of the North Pyrenean fault.

The non metamorphic and weakly deformed character of the Upper Cretaceous flysch series which unconformably overlies basement rocks of the Trois Seigneurs massif contrasts with the strongly deformed Jurassic

and Lower Cretaceous metamorphic rocks outcropping in the North Pyrenean fault zone and to the north of the massif. This disposition demonstrates the structuration before Late Cretaceous times (*figure 8a*).

The Arize massif forms a pop-up structure with overthrust, at both sides, Lower Cretaceous turbiditic series (Soueix basin to the south and Camarade basin to the north). This massif together with the Camarade basin have been displaced about 20 km to the north over the North Pyrenean frontal thrust, overthrusting Upper Cretaceous sediments in continuation to those exposed at the foreland structures. The geometry of the North Pyrenean frontal thrust was controlled by the Early Cretaceous extensional faults that bound to the north the Camarade basin.

The northernmost Pyrenean structure corresponds to an anticline that can be interpreted either as a fold propagation fold or as a duplex at depth involving Upper Cretaceous flysch series.

The sedimentary relationships of the materials deposited during Alpine times in the basins represented along this section, as well as their tectonic setting have been summarized in the *figure 9*.

Restored cross-section

Crustal balanced and restored cross-sections were drawn in order to better constrain the interpretation of the ECORS seismic profile and to calculate the orogenic contraction (*figures 7a and 7b*). The ECORS-Pyrenees cross-section can be restored because the trace of the seismic profile coincides with the thrust transport direction and because of the absence, in the case of the Pyrenees, of a generalized alpine metamorphism and a strong ductile deformation in the inner parts of the chain which would have obliterated earlier structures.

The crustal cross-section has been restored using line-length balancing techniques for the cover thrust sheets and for the basement units with an attached Lower Triassic and Permian series. The basement thrust sheets have been areally balanced, but always taking into account their internal Alpine and Hercynian features. The restored section not only has to conserve the areas of the balanced section, but more importantly, should present a coherent section concerning the precollisional geological features (Hercynian structure and Late-Hercynian and Early Cretaceous extensional fault system). Moreover, the passage from the undeformed stage to the deformed cross-section has to be kinematically possible. These assumptions provide a powerful tool for discriminating between the different possible interpretations of the crustal structure along this profile. Any interpretation that does not take into account the above mentioned conditions is not correct. From the few possible solutions, the one which involves less shortening and which integrates the maximum of the known geological data has been chosen.

The restored cross-section will mainly depend on the proposed solution for the restoration of the antiformal stack of the Lower thrust sheets. The final restored section will be determined by the interpretation of the reflectors located below the North Pyrenean fault, and by the geometry of the previously thinned crust adopted in the restored section. The three main thrust sheets which constitute the antiformal stack (Nogueres, Orri and Rialp) have been restored assuming an initial pre-collisional geometry with a maximum overlapping. This solution is obtained if these thrust sheets, mainly the Nogueres one, were piled up during Hercynian times. This assumption is supported because more to the east of the ECORS section, in the Valira and Segre valleys, structural units equivalent to those of the Nogueres thrust sheet are thrust on top of the Orri thrust sheet, the thrust being Hercynian in age. The adopted geometrical solution implies a maximum depth of the detachment level at 15 km.

The low-grade metamorphic conditions shown by the rocks located at the bottom of the Nogueres thrust sheet at the northern limb of the antiform-

mal stack and the fact that no lower crustal rocks are exposed in the antiformal stack of Lower thrust sheets corroborate the obtained depth for the detachment level below the antiformal stack units in the restored cross-section. A deeper location of the detachment level is not possible as the sole thrust climbs up to the surface north of the antiformal stack, thus defining the wedge geometry of the North Pyrenean thrust sheets. In any case, a deeper detachment level would only be restricted to a narrow area southwards of the North Pyrenean fault. Below the detachment level, the lower crust which has not been involved in the Pyrenean thrust sheets has subducted, thus balancing the shortening experienced by upper crustal levels. The minimum calculated shortening for the Pyrenean collisional belt along the ECORS section is 147 km. This value is coherent with the proposed northward displacement of the Iberian with respect to the European plate during the Pyrenean collision.

The most remarkable result of the restoration of the Pyrenean belt is the apparent discrepancy between the length of the upper crust and the length of the lower layered crust observed in the seismic profile. In order to explain the 110 km of missing lower crust in the restored cross-section two solutions can be proposed, either the lower crust did not exist by thinning before the collision or the lower crust has been subducted into the mantle. The cover sediments which overlay the basement of the Lower thrust sheets do not demonstrate a significant attenuation of the underlying crust.

In the restored section, the main discontinuities which affected the Pyrenean crust before the collision (Hercynian cleavage, Hercynian thrusts, Late-Hercynian extensional faults and Early Cretaceous extensional system) display a listric geometry over the lower layered crust (*figure 8a and 8b*). This geometry has been not only deduced after the restoration but has been observed in the undeformed parts of the ECORS profile. Moreover, a similar geometry of the Early Cretaceous extensional system has been observed in other profiles across areas affected by the same extensional event but which have not been deformed by the Alpine collision (bay of Biscay and other Cretaceous basins in the northern Atlantic).

The geometry and location of the discontinuities which affected the crust before the Pyrenean collision favoured the delamination of the crust, the upper part forming an orogenic lid shortened by an upper crustal thrust system. The lower crust located below the detachment was subducted together with the lithospheric mantle below the European plate.

A few alternative interpretations could still be proposed to account for the difference of the lower crust length between the balanced and the restored sections. The need of a continental subduction between the two plates involved in the Pyrenean orogen is nevertheless unavoidable when reasoning at lithospheric scale. Moreover, the subduction of the lithospheric mantle is a process which has been proposed to explain the problem of lithospheric balancing in other mountain chains.

Figure 1: Structural sketch of the Pyrenees and location of the ECORS-Pyrenees profile

Figure 2: Seismic profiles (ECORS-Pyrenees 85-PYR 01 and 86-PIR 01)

Figure 3: Line drawing

Figure 4: Seismic fabrics

Figure 5: Strip map

Figure 6: Geological cross-section

Figure 7: Crustal a) balanced and b) restored cross-sections

Figure 8: Crustal structure of the Pyrenees a) at the end of Early Cretaceous and b) at the end of Permian

Figure 9: Time-scale stratigraphic diagram

COUPE GÉOLOGIQUE DES PYRÉNÉES CENTRALES

COUPE GÉOLOGIQUE DES PYRÉNÉES CENTRALES

La coupe géologique ici présentée est basée sur le profil sismique de réflexion profonde ECORS-Pyrénées mis en oeuvre pendant les années 1985 et 1986 comme résultat de la collaboration des institutions françaises et espagnoles (Repsol Exploración, Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, Instituto Tecnológico y Geominero de España, Instituto Geográfico Nacional, Institut Français du Pétrole, Institut National des Sciences de l'Univers, Société Nationale Elf Aquitaine, Esso). Le Servei Geològic de Catalunya, intégré dans l'équipe ITGE, a collaboré à l'interprétation du profil sismique, à l'étude géologique du tracé du profil et à la coupe géologique. Outre le profil sismique, des études complémentaires furent accomplies le long de la trace du profil (*figure 1*), y compris la sismique de refraction et l'acquisition des données gravimétriques et magnétiques. L'intégration de cet ensemble des données géophysiques avec les données de géologie de surface a permis d'améliorer la connaissance de la structure corticale de la chaîne pyrénéenne et de l'évolution de cet orogène en collision.

Acquisition des données

L'acquisition du profil ECORS-Pyrénées fut accomplie par une équipe de la Compagnie Générale de Géophysique (CGG, profils partiels PYR1, PYR3 et PIR1) et par une équipe expérimentale de l'Institut Français du Pétrole (IFP, profil partiel PYR2). Le choix de la trace du profil a été fortement conditionné par la topographie, étant donné que les voies d'accès auraient dû permettre les opérations à des véhicules de plus de 15 tonnes. Pour la partie la plus inaccessible, les appareils furent mis sur place par hélicoptère (profil PYR3) ou moyennant transport animal –à dos de mulet– (Profil PIR 1). Comme source d'émission pour la plus part du profil on a utilisé de la dynamite en charges de 20 à 30 kg (localement jusqu'à 100 kg), disposées à 20 m de profondeur. Des systèmes de vibrosismique ont été utilisés sur une partie du profil PYR-1.

Les différents paramètres d'acquisition et la séquence de traitement sont représentés sur l'annexe.

Interprétation du profil sismique

Les deux parties du profil ECORS-Pyrénées (profils partiels PYR1 et PIR1, *figure 2*) ont été interprétés en terme de *line drawing* (*figure 3*) et de facies sismique, dont la superposition est définie comme *fabrique sismique*

du profil (figure 4). Cette méthodologie a permis la définition des zones particulières sur le profil:

- Bassins d'avantpays, caractérisés par une configuration subparallèle ou faiblement divergente des réflexions, avec des pendages vers la zone interne de la chaîne et dont l'amplitude est forte ou modérée, la fréquence apparente est basse et la continuité latérale est bonne. Le calage des forages d'exploration pétrolière et d'étude des terminaisons des réflexions permet leur attribution à des discontinuités sédimentaires. La limite socle-couverture est bien définie.
- Unités structurales de couverture, caractérisées par des configurations subparallèles des réflexions, subhorizontales ou avec des faibles pendages vers le Nord, et dont l'amplitude est modérée ou forte, la fréquence apportée est basse et la continuité latérale est bonne (profil PIR1), et par des réflexions subparallèles, obliques, discontinues, à amplitude faible ou modérée, et basse fréquence, intercallées avec des zones sourdes ou chaotiques (profil PYR1). La limite socle-couverture reste clairement définie dans les deux profils partiels.
- Socle des bassins d'avantpays et des unités de couverture, caractérisé par des réflexions subparallèles, inclinées, à faible jusqu'à forte amplitude et à haute ou basse fréquence, intercallées avec des zones sourdes ou des bruits de forte amplitude. On peut observer une fabrique oblique avec des pendages vers le Nord sous le bassin d'Aquitaine aussi bien que sous le bassin de l'Ebre.
- La croûte inférieure, caractérisée par une haute densité des réflexions (comparée avec le socle des bassins d'avantpays et les unités structurales de couverture), relativement continues, à haute fréquence avec des zones de basse fréquence relative et réflexions discontinues intercallées. Les limites de la croûte inférieure restent bien définies, étant l'inférieure identifiée avec la discontinuité de Mohorovicic (*Moho*). L'ensemble de croûte inférieure au profil PIR1 a un pendage vers le Nord, et au profil PYR1 un pendage vers le Sud, étant située celle-ci par dessus de celle du profil PIR1. Il est à remarquer que les réflexions internes de la croûte inférieure ont un pendage vers le Nord au profil PIR1 et vers le Sud au profil PYR1.
 - Unités structurales du socle.
 - Vers l'extrémité Nord du profil PIR1 on observe des réflexions convexes, avec des pendages vers le Nord et à forte amplitude.
 - Sous la verticale de la Faille Nord-Pyrénéenne et sous le massif de l'Arize, on observe une fabrique sismique similaire à celle qui caractérise la croûte inférieure.
 - Manteau supérieur, sismiquement caractérisé par l'absence pratique des réflexions.

La première conclusion de l'analyse du profil sismique et de l'interprétation des fabriques sismiques est que l'ensemble de la croûte inférieure de la plaque ibérique a un pendage vers le Nord et se situe sous la croûte de la plaque européenne. On constate également que la Faille Nord-Pyrénéenne, long temps considérée comme la limite actuelle des deux plaques en collision, représente uniquement les restes d'un ancien accident majeur, actuellement coupé au niveau de la croûte supérieure par le chevauchement basal nord-pyrénéen. La zone à fabrique sismique similaire à la croûte inférieure qui se trouve sous le massif de l'Arize est interprété comme un fragment de celle-ci, mis en place à un niveau plus superficiel.

Une fois interprété l'ensemble du profil en termes de fabriques sismiques, l'échelle verticale en temps doubles a été convertie en profondeurs, moyennant l'établissement d'un modèle de vitesses où des vitesses déterminées ont été assignées aux zones à fabriques sismiques définies. Ce modèle est basé sur des données, actuellement disponibles:

- Diagraphies (sonic) des forages d'exploration.

- Analyse des vitesses obtenues pendant d'acquisition du profil de réflexion.
- Vitesses calculées par des méthodes de refraction.

Le modèle de vitesses choisi a été établi de façon qu'il soit cohérent avec les rapports structuraux et sédimentaires des matériaux qui affleurent le long de la trace du profil. Ce modèle a été en plus contrasté avec le modèle de densités défini à partir des études gravimétriques le long du profil. On observe une bonne corrélation entre les profondeurs obtenues séparément avec les deux techniques.

Sur le profil interprété à une échelle verticale en mètres, les données de géologie de surface ont été calées, par un processus itératif. L'échelle 1:50 000 a été adoptée comme échelle de travail. C'est à ce moment, où les structures tectoniques et les discontinuités sédimentaires principales ont été situées, résultant finalement la coupe géologique à échelle crustale ici présentée.

Coupe géologique

Le profil ECORS coupe les principales unités structurales des Pyrénées Centrales, le bassin méridional d'avantpays (bassin de l'Ebre), les nappes de couverture (unité centrale sudpyrénéenne), les nappes de socle, la Faille Nord-Pyrénéenne, les nappes de socle et couverture nord-Pyrénéennes, jusqu'au bassin septentrional d'avantpays (bassin d'Aquitaine) (*figure 5 et 6*).

La limite entre les nappes sudpyrénéennes de couverture et le bassin de l'Ebre est marquée par une structure antiforme où le gypse de l'Eocène terminal-Oligocène inférieur est mis à l'affleurement (anticlinal de Balaguer). Cette structure antiforme présente, à la transversale du profil ECORS, une géométrie de zone triangulaire définie par la présence de chevauchements et retrochevauchements dans la partie frontale. Au Sud de cette structure, les dépôts détritiques et évaporites sont détachés au niveau de la base du gypse, mais les niveaux sous-jacents conservent leur disposition subhorizontale, même sous les nappes sudpyrénéennes.

Trois nappes principales constituent l'ensemble des nappes supérieures de couverture. De sud à nord celles-ci sont: Serres Marginals, Montsec et Bóixols, les trois mises en place en séquence de bloc inférieur depuis le Maastrichtien jusqu'au Eocène supérieur. Ces nappes se sont superposées sur les matériaux eocènes autochtones qui sont en continuité avec ceux du bassin de l'Ebre. Le niveau de détachement est situé dans les évaporites de l'Eocène supérieur (sels de Cardona) sous les nappes de Bóixols et Montsec, et dans les évaporites de l'Eocène terminal-Oligocène inférieur sous la nappe des Serres Marginals. Au bloc supérieur, ce détachement se situe dans les marnes et évaporites du Triassique moyen et supérieur.

La nappe des Serres Marginals est composée d'un ensemble de lames imbriquées à matériaux mésozoïques et paléogènes. La série mésozoïque est représentée par le Trias moyen et supérieur, le Jurassique et le Crétacé supérieur, ce dernier étant discordant sur les précédents. La puissance de cet ensemble est très réduite sur les unités méridionales et augmente vers le Nord.

Le Paléogène des unités méridionales présente aussi des séries très réduites. Au Nord les matériaux de l'Eocène inférieur remplissant le bassin d'Àger sont synchroniques à la mise en place des nappes du Montsec.

La nappe du Montsec est constituée par une série mésozoïque plus puissante et complète que sur les Serres Marginals. On y trouve représentées le Triassique moyen et supérieur, le Jurassique, le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur. La structure interne de la nappe est simple et elle est constituée par un synclinal qui supporte le bassin de Tremp, rempli lui-même par des dépôts du Paléocène et Eocène inférieur et moyen.

La nappe de Bóixols est limitée au Sud par le chevauchement de Bóixols résultant de l'inversion d'une structure extensionnelle d'âge Crétacé

inférieur. Sur cette transversale le chevauchement est aveugle, recouvert par des dépôts maastrichtiens de la formation d'Areny.

Les matériaux mésozoïques présentent, sur cette unité, la série la plus puissante et le registre le plus complet de toute l'Unité Centrale Sudpyrénéenne. L'épaisseur de l'ensemble atteint les 5 000 m dont plus de 4 000 m correspondent au fort développement de la série du Crétacé inférieur. La structure interne de la nappe de Bóixols est constituée, vers le sud, par un anticlinal de bloc supérieur (anticlinal de Sant Corneli) auquel y sont associées des structures mineures en rapport avec l'inversion des failles extensionnelles antérieures. Au nord de cet anticlinal on observe une structure synclinale et des plis mineurs, coupés par le rétrochevauchement passif de Morreres qui présente, lui même, un caractère substractif.

Les nappes de Bóixols, Montsec et Serres Marginals ont été mises en place en séquence de bloc inférieure depuis le Campanien jusqu'à l'Eocène supérieur. Postérieurement (Eocène supérieur-Oligocène), un système de chevauchements hors séquence s'est développé sur les Serres Marginals, corrélativement à la formation des structures frontales. Vers le nord, les chevauchements du Montsec et Bóixols ont été réactivés pendant cette phase, synchroniquement au développement du rétrochevauchement de Morreres.

Vers le Nord, entre le rétrochevauchement de Morreres et la Faille Nordpyrénéenne et sous les nappes supérieures de couverture, on observe les nappes inférieures constituées par des matériaux de socle, localement recouverts par du Mésozoïque. La disposition de la foliation principale hercynienne, en tant que surface de référence dans l'ensemble des unités de socle, dessine un dôme assymétrique, reflexe de la géométrie des Nappes Inférieures. Cette disposition assymétrique serait due au pénétrage initial vers le Nord de la foliation, par rapport à la surface de référence sub-horizontale représentée par les matériaux du Triassique inférieur (Buntsandstein). Dans l'ensemble des nappes inférieures on y distingue trois lames chevauchantes principales qui constituent un empilement antiformal à vergence Sud. Du haut vers le bas, il s'agit des unités de Nogueres, Orri et Rialp (*figure 7a*).

La nappe des Nogueres, au versant méridional de l'empilement antiformal des unités inférieures, est constituée par un ensemble de lames chevauchantes avec des matériaux de socle (Silurien, Devonien et Carbonifère) et du Stéphanien, Permien et Triassique. La structure hercynienne des matériaux de socle est dominée par des chevauchements fossilisés par des dépôts posthercyniennes. La structure alpine est caractérisée par la superposition des lames chevauchantes verticalisées et renversées par effet de la mise en place des nappes inférieures (Orri et Rialp).

Au versant Nord de l'empilement antiformal, et jusqu'à la Faille Nordpyrénéenne (Pallaresa), la nappe des Nogueres incorpore des niveaux structuraux hercyniens inférieurs avec des matériaux à prédominance cambro-ordoviciens dans sa partie méridionale, et par des matériaux siluriens, dévoniens et carbonifères au Nord, affectés par des structures de plissement et par un faible métamorphisme régional, dans cette transversale, n'arrive pas à la zone de la biotite. Les structures alpines dans ce secteur sont constituées par des failles à présent subverticales, avec le bloc septentrional soulevé (faille de Conflens) qui pourraient correspondre à des anciens chevauchements verticalisés postérieurement.

La nappe de l'Orri, située sous la nappe des Nogueres, est constituée par des matériaux qui vont depuis le Cambro-ordovicien jusqu'au Carbonifère et des batholithes granitiques hercyniens (dôme de l'Orri, granitoïdes de la Maladeta et synclinal de Llavorsí), et par des matériaux de couverture du Stéphanien, Permien et Triassique. Le niveau structural hercynien est similaire à celui du versant septentrional de la nappe des Nogueres (Pallaresa), même si la série stratigraphique des matériaux dévoniens présente des caractéristiques distinctes. La structure interne

hercynienne est dominée par des plis avec une schistosité associée dont la disposition met en évidence la structure alpine au dôme de l'Orri.

La bordure sud de la nappe de l'Orri est localement structurée comme un ensemble de lames chevauchantes d'ordre mineur à matériaux de socle, Stephano-permien et Triassique, conformant une structure en duplex (Ancs). Malgré que ces lames présentent une structuration alpine similaire à celle du versant Sud de la nappe des Noguères, la structure interne hercynienne aussi bien que les séries devoniennes sont comparables à celles de la nappe de l'Orri, et nettement différentes de celles du versant Sud de la nappe des Noguères. Même si ceci justifie suffisamment l'incorporation de ces lames à la nappe de l'Orri, leur faible déplacement d'ordre hectométrique ne fait que confirmer cette attribution.

La partie méridionale de la nappe des Noguères définie ci-dessus, et le duplex d'Ancs constituent ce qui est classiquement connu comme *zone des Noguères*. Il est tout de même préférable la distinction de ces deux unités étant donné que l'allochtonie de la nappe des Noguères est d'un ordre beaucoup plus important, et que son chevauchement basal, observé au versant Sud de l'empilement antiformal peut uniquement avoir sa continuité au nord de l'unité de Llavorsí.

Sous la nappe de l'Orri on distingue uniquement la nappe de Rialp, le profil sismique ne permettant plus de précision, à l'exception de quelques unités chevauchantes mineures sur le niveau basal de décollement. Cette solution géométrique permet de remplir suffisamment l'espace entre le niveau de décollement basal et la nappe de l'Orri, et elle est en plus cohérente avec la profondeur et la géométrie que l'on obtient pour la nappe de l'Orri par restitution de la coupe. De la nappe de Rialp, uniquement le Triassique est à l'affleurement en fenêtre tectonique.

L'empilement antiformal des Nappes Inférieures est limité au nord par la Faille Nordpyrénéenne. Celle-ci, et d'autres failles associées qui se trouvent plus au Nord définissent une étroite frange caractérisée par la présence des matériaux sédimentaires du Jurassique et du Crétacé inférieur fortement déformés et affectés par un métamorphisme à haute température et basse pression daté radiométriquement entre 105 et 87 Ma. Comme résultat d'un amincissement crustal associé à un mouvement sinistre en direction de la Faille Nordpyrénéenne, des bassins turbiditiques fortement subsidents se sont formés pendant le Crétacé inférieur dans cette zone. Ces bassins ont été immédiatement déformés et les matériaux déposés soumis à un métamorphisme à haute température. Ce processus a été accompagné de l'emplacement mécanique des fragments de la croûte inférieure (granulites) et du manteau supérieur (Ilherzolites) aux niveaux.

Au nord de la Faille Nordpyrénéenne, et résultant de l'inversion tectonique des anciennes failles extensionnelles, les chevauchements nordpyrénéens affectent des matériaux du socle hercynien et de la couverture. Le socle hercynien affleure en zones de culmination qui constituent les Massifs Nordpyrénéens. Les matériaux du socle hercynien sont comparables à ceux des unités situées au sud de la Faille Nordpyrénéenne, structurés en plis et chevauchements.

La disposition discordante du Crétacé supérieur sur des substrats différents est témoin de la structuration préalable pendant la période d'extension (*figure 8a*). Les matériaux de ce Crétacé supérieur ne présentent pas ni le métamorphisme thermique ni la déformation caractéristique des matériaux du Crétacé inférieur. On trouve un exemple dans la couverture du massif de Trois Seigneurs, constituée par des turbidites du Crétacé supérieur, comparée avec les anciens bassins turbiditiques du Crétacé inférieur qui les entourent.

Le massif de l'Arize est une structure en *pop-up* qui chevauche les séries turbiditiques du Crétacé inférieur du bassin de Soveix vers le Sud, et du bassin de Camarade vers le nord. L'unité de l'Arize, ensemble avec celle de Camarade, a souffert d'un déplacement vers le nord de l'ordre de 20

km à la faveur du chevauchement Frontal Nordpyrénéen, par dessus des matériaux du Crétacé supérieur qui se trouvent en continuité avec les structures de l'avantpays nordpyrénéen. La disposition et la géométrie du chevauchement Frontal Nordpyrénéen ont été conditionnées par les structures de la bordure Nord du bassin de Camarade.

La structure pyrénéenne la plus septentrionale le long de cette transversale correspond, en surface, à un anticlinal (Mas d'Azil) dont le flanc septentrional est en continuité avec les matériaux paléogènes et néogènes peu ou pas déformés de l'avantpays nordpyrénéen (bassin d'Aquitaine). On peut interpréter cet anticlinal en profondeur soit comme un système de chevauchements aveugles (anticlinal de propagation), soit comme un duplex avec redoublement de la série crétacée.

Les rapports sédimentaires des matériaux déposés dans les bassins sédimentaires pendant le cycle alpin le long de la transversale, ainsi que le contexte tectonique, est illustré sur la *figure 9*.

Coupe restituée

Pour réduire au minimum les possibilités d'interprétation de la structure corticale, une coupe compensée a été construite. La comparaison entre les coupes compensée et restituée permet le calcul du raccourcissement crustal (*figure 7a et 7b*). La coupe ECORS-Pyrénées peut être restituée étant donné que sa trace coïncide de façon approximative avec la direction de transport des chevauchements, et que dans les zones internes de la chaîne il n'y a pas des structures ductiles, ni un métamorphisme alpin généralisé qui pourraient effacer les structures anciennes, ou rendre la restitution difficile. La coupe a été restituée en comparant la longueur linéaire sur les matériaux de couverture et les surfaces sur les unités à matériaux de socle. Outre ces techniques géométriques, pour obtenir la coupe compensée, on a tenu compte de deux conditions additionnelles: que la coupe restituée montre une géométrie cohérente pour les aspects géologiques préorogéniques, soit les structures hercyniennes et les failles crétacées en extension, et que le passage de la coupe restituée à la coupe compensée soit cinématiquement possible. Ces deux conditions restreignent considérablement les possibilités d'interprétation de la structure crustale le long de ce profil. Toute interprétation qui n'est pas d'accord avec ces deux conditions est incorrecte. Parmi les solutions possibles on a choisi celle où le raccourcissement est moins important et qui soit compatible avec le maximum des données à présent disponibles.

La coupe restituée ECORS est sur tout dépendante de la restitution de l'empilement antiforme des nappes inférieures, de l'interprétation des réflexions sous la Faille Nordpyrénéenne, et de la géométrie de la croûte amincie considérée dans la coupe restituée. Les unités structurales qui conformeront l'empilement antiformel des Nappes Inférieures (Nogueres, Orri et Rialp) ont été restituées de façon que leur ancienne superposition soit la plus importante, ce qui demanderait que l'empilement de ces nappes soit d'âge hercynien. Certaines données sur la structure hercynienne supportent cette hypothèse: dans les vallées du Segre et du Valira, les unités équivalentes à la nappe des Nogueres sont superposées sur l'unité de l'Orri moyennant une surface de chevauchement. La solution finalement adoptée situe le niveau de décollement basal à la profondeur la plus importante possible, vers les 15 km sous les unités de l'empilement antiformel des Nappes Inférieures.

Le faible degré de métamorphisme affectant la base de l'unité la plus allochtone (nappe des Nogueres) au nord de l'empilement antiforme, et le fait que dans ceci on ne trouve jamais des roches de la croûte inférieure, confirment le calcul de la profondeur à laquelle se situe le niveau basal de décollement de l'empilement antiformel des Nappes Inférieures. Uniquement sur une étroite bande au sud de la Faille Nordpyrénéenne pourrait-on supposer que ce décollement se situe à des niveaux inférieurs.

Au nord de la Faille Nordpyrénéenne, le niveau basal de décollement monte vers la surface et définit la géométrie en coin des Nappes Nordpyrénéennes. Par dessous de niveau de décollement basal la croûte inférieure ne participant pas des nappes pyrénéennes, a subdué et ainsi compensé le raccourcissement des niveaux supérieures de la croûte. Le raccourcissement total calculé pour les Pyrénées le long du profil est de 147 km, valeur qui serait compatible avec le déplacement vers le nord des plaques ibérique et africaine pendant la collision pyrénéenne.

Une différence entre la valeur des longueurs de la croûte supérieure et inférieure observée sur le profil sismique, est mise à l'évidence en comparant les coupes compensée et restituée. Pour expliquer le défaut de 110 km de croûte inférieure observée sur la coupe restituée il n'y a que deux hypothèses possibles: soit celle-ci n'existait pas du tout par étirement avant la collision, soit la croûte inférieure ibérique a été subduée sous la croûte européenne. Si l'on considère que la distribution des bassins extensionnels du Crétacé inférieur n'est pas compatible avec un étirement cortical pareil, on ne peut que supposer que la croûte inférieure a été subductée avec le manteau lithosphérique et incorporée au manteau.

La coupe restituée, à part la mesure du raccourcissement relatif à la formation des Pyrénées et la validation de l'interprétation proposée, donne une image de la géométrie des discontinuités affectant la croûte avant le développement des chevauchements. La coupe restituée met ainsi à l'évidence la possible géométrie des failles extensionnelles générées pendant la phase *rift* du Crétacé inférieur (*figure 8a*) et, une fois celles-ci restituées, la géométrie des possibles failles extensionnelles tardi hercyniennes d'âge stephano-permien, la disposition de la foliation hercynienne ainsi que d'autres structures du même âge (*figure 8b*). La totalité de ces surfaces, à l'exception des failles extensionnelles crétacées du versant nord-pyrénéen, montrent un pendage vers le Nord et deviennent horizontales en profondeur sur la croûte inférieure reflective. Cette structure à géométrie concave, ou lystrique vers le nord n'a pas été déduite uniquement par restitution de la coupe, mais elle est clairement observée sur les extrêmes non déformés de la coupe sismique. Il faut remarquer que des structures comparables ont été observées dans des régions voisines ayant souffert des mêmes événements tectoniques jusqu'au Crétacé (avant l'ouverture atlantique) mais n'étant pas comprimées pendant des temps alpins.

La géométrie du système extensionnel, ainsi que celle des structures hercyniennes anciennes, ont favorisée la délamination de la croûte pendant la collision pyrénéenne. Une grande partie de la croûte supérieure a été raccourcie par dessus le niveau de décollement basal tout en constituant une *couvercle orogénique*. Le reste de la croûte supérieure située sous le décollement basal ainsi que la croûte inférieure ont subducté ensemble avec le manteau lithosphérique.

Il reste le problème de la différence entre la longueur de la croûte inférieure sur la coupe compensée et celle de la coupe restituée. On peut envisager plusieurs interprétations alternatives, mais la subduction continentale entre les deux plaques impliquées dans l'orogène pyrénéen devient une nécessité lors que le raisonnement est porté à l'échelle lithosphérique. La subduction du manteau lithosphérique est un processus qui a été d'autant proposé pour expliquer le problème du bilan lithosphérique sur d'autres chaînes de montagnes.

- Figure 1: Carte générale de situation
Figure 2: Profils sismiques ECORS-Pyrénées 85-PYR 01 et 86-PIR 01
Figure 3: Line drawing
Figure 4: Fabriques sismiques
Figure 5: Carte géologique le long de la trace du profil
Figure 6: Coupe géologique
Figure 7: a) Coupe compensée; b) Coupe restituée
Figure 8: Structure de la croûte au domaine pyrénéen a) à la fin du Crétacée; b) à la fin du Permien
Figure 9: Tableau space/temps des rapports relations stratigraphiques

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- BANDA, E.; BERASTEGUI, X. (1990): «Seismic Fabrics in Deep Reflection Profiles. Extended abstract. The Potential of Deep Seismic Profiling for Hydrocarbon Exploration» a: B. Pinet and C. Bois (eds.). Editions Technip, Paris, pp. 73-75.
- BOIS, C.; ECORS Scientific Party (1990): «Major geodynamic Processes Studied from the ECORS Deep Seismic Profiles in France and Adjacent Areas». *Tectonophysics*, 173, 397-410.
- CHÉRY, J.; Daignières, M.; Vilotte, J. P. (1990): «How to Build an asymmetric Crustal Root such as the Pyrenean One: a Thermomechanical Model». *Bull. Soc. Géol. France*, VI, 2, 211-218.
- CHOUCKROUNE, P.; ECORS Team (1989): «The ECORS Pyrenean Deep Seismic Profile Reflection Data and The Overall Structure of an Orogenic Belt». *Tectonics*, 8, 23-29.
- CHOUCKROUNE, P.; ROURE, F.; PINET, B; ECORS Pyrennes Team (1989): «Main Results of the ECORS Pyrennes profile». *Tectonophysics*, 173, 411-423.
- CHOUCKROUNE, P.; PINET, B.; ROURE, F.; CAZES, M. (1990): «Major Hercynian Thrust along the ECORS Pyrennes and Biscay Lines». *Bull. Soc. Géol. France*, VI, 2, 313-320.
- DAIGNIERES, M.; DE CABISOLE, B.; GALLART, J.; HIRN, A.; SURIÑACH, E.; TORNÉ, M.; ECORS Pyrennes Team (1989): «Geophysical Constraints on the Deep Structure along the ECORS Pyrennes Line». *Tectonics*, 8, 1051-1058.
- DAVY, P.; CHOUCKROUNE, P.; SUZANNE, P. (1990): «Hypothèses mécaniques de déformation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. France*, VI, 2, 219-228.
- DÉRAMOND, J.; BABY, P.; SPECHT, M.; CROUZET, G. (1990): «Géométrie des chevauchements dans la Zone nord-pyrénéenne ariégeoise précisée par la profil ECORS». *Bull. Soc. Géol. France*, VI, 2, 287-294.
- DESEGAULX, P.; ROURE, F.; VILLEIN, A. (1990): «Structural Evolution of the Pyrenees: Tectonic Inheritance and flexural behaviour in the continental crust». *Tectonophysics*, 182, 211-225.
- ECORS Pyrenees Team (1988): «The ECORS Deep Reflection Seismic Survey across the Pyrenees». *Nature*, 331, 508-511.
- MATTAUER, M. (1990): «Une autre interprétation du Profil ECORS Pyrénées». *Bull. Soc. Géol. France*, VI, 2, 307-311.
- MUÑOZ, J. A. (1992): «Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross section». *Thrust Tectonics K. McClay (Ed.), Unwin and Hyman, London*, 235-246.
- REPSOL. Exploración (et al.): *Proyecto hispano-francés ECORS-Pirineos*. Madrid, 1992.

- ROURE, F.; CHOUCKROUNE, P.; BERASTEGUI, X.; MUÑOZ, J. A.; VILLIEN, A.; MATHERON, P.; BAREYT, M.; SEGURET, M.; CAMARA, P.; DÉRAMON, J. (1989): «ECORS Deep Seismic Data and Balanced Cross Sections: Geometric Constraints on the Evolution of the Pyrenees». *Tectonics*, 8, 41-50.
- SURIÑACH, E.; MARTHELOT, J. M.; GALLART, J.; DAIGNIERES, M.; HIRN, A. (1992): «Seismic Images and Evolution of the Iberian Crust in the Pyrenees». *Tectonophysics* (en premsa).
- TORNÉ, M.; DE CABISOLE, B.; BAYER, R.; CASAS, A.; DAIGNIERES, M.; RIVERO, A. (1989): «Gravity Constraints in the Deep Structure of the Pyrenean Belt along the ECORS Profile». *Tectonophysics*, 165, 105-116.

**PARÀMETRES D'ADQUISICIÓ I TRACTAMENT
DELS PERFILS 85 PYR-01 I 86 PIR-01**



CGG - DATA PROCESSING SERVICES
1 RUE LEON BIGNOX 91241 MASSY CEDEX FRANCE

I.F.P.

ECORS

85 PYR. 1

SUD 174

2149 NORD

POINTS DE TIR 00 POINTS VIBRES

ASSEMBLAGE DES STACKS SATAN

DP 1 + 800 M
DE 0 A 25 SECONDES
SLALOM LINE M

* MARQUE DEPOSEE PAR CGG

100 HQ 09 M

* CODE TRAITEMENT 000

PL 9

DATE : 15-01-1989

ENREGISTREMENT TERRAIN

CONTRACTEUR	CGG	PREAMPLIFICATEUR	2 PUIS 7 50
DATE	OCT. - NOV. 1985	FILTRES	
LABORATOIRE	SM 348 240 TRACES		BF 10 HZ (12 DB/OCT)
COUVERTURE	20 A 120		HF 62,5 HZ (12 DB/OCT)
LONGUEUR D ENREGISTREMENT	16 A 25 S	FILTRE EJECTEUR	50 HZ
PAS D ECHANTILLONNAGE	4 MS		

SECTION COMPOSITE

PROFILS ELEMENTAIRES :

CGP 1 - CGP 819 1 PYR 1-V
CGP 7 - CGP 1647 (IMPATRS) 1 PYR 1 E 40
CGP 833 - CGP 1997 1 PYR 1 E 80

* INFORMATION RELATIVE A CHAQUE PROFIL ELEMENTAIRE :
VOIR CARTOUCHE SECTION CORRESPONDANTE

CORRECTIONS DE SURFACE

METHODE : CS + VT

TRACES 1 A 500-VITESSE DE REDUCTION : 1.4500 M/S.PLAN DE REFERENCE : 500 M
TRACES 501 A 1494-VITESSE DE REDUCTION : 8000 M/S.PLAN DE REFERENCE : 500 M
TRACES 1495 A 2149-VITESSE DE REDUCTION : 2000 M/S.PLAN DE REFERENCE : 500 M

SIGNE DES CORRECTIONS : + DERIVEE LES TEMPS

* DPC : NIVEAU MOYEN DU SOL REPRESENTE PAR UN PIP NOIR EN HAUT DE LA SECTION

**POST-TRAITEMENT : CGG
HISTORIQUE**

1986

LONGUEUR TRAITEE : 20 S.VIBRO - 15 S EXPLOFIS - ECHANTILLONNAGE : 8 MS

COMPOSITION 2/3 DU PROFIL PYR 1 VIBRO (TRACES ESPACEES DE 40 M.)

1987

PROLONGATION DE 15 A 25 SECONDES - PARTIE EXPLOFIS (PYR 1 E 40 ET PYR 1 E 80)

STACKS AVEC PARAMETRES DES PARTIES SUPERFICIELLES CORRESPONDANTES

1988

PROLONGATION DE 15 A 25 SECONDES - PARTIE EXPLOFIS (PYR 1 E 40 ET PYR 1 E 80)

ASSEMBLAGE DES SECTIONS SUPERFICIELLES ET PROFONDES DE CHAQUE PROFIL EXPLOS.

SELECTION DES CGP IMPATRS DU PROFIL PYR 1 E 40

CALAGE AU DP 500 M DU SEGMENT PYR 1 E 80 :

(COMP11-COMP1997 : APPLICATION D UNE CORRECTION STATIQUE CONSTANTE) (-140 MS)

ASSEMBLAGE DES SEGMENTS PYR 1 V, PYR 1 E 40, ET PYR 1 E 80

REJEU ANALOGIQUE : LAYER 2

* DPC : NIVEAU MOYEN DU SOL REPRESENTE PAR UN PIP NOIR EN HAUT DE LA SECTION

POLARITE

COMPRESSION-VALEUR NEGATIVE SUR RANGE
APRES TRAITEMENT-BLANC SUR SECTION

PARAMETRES DE REJEU

ISELLE HORIZONTALE : 1/48000
ISELLE VERTICALE : 1 SEC. T.D. = 2,5 CH.
VITESSE D HOMOGENITE : 4000 M/S.



CENTRE DE TRAITEMENT DE L'INFORMATION

1 RUE LEON RIQUARTS 92100 PARIS CEDEX FRANCE

HISPANOIL

ECORS

PIR 86-01

S 2597

97 N

PUNTO DE TIRO

C 30/60 SATAN

COMPOSICION 2/0

SLALOM LINE #

1/80000

#MARCA REGISTRADA POR CGG

134 03 59

PL 1SRC

FECHA 5-05-1987

REGISTRO DE TERRENO

CONTRATISTA.....CGG	PASO DE MUESTRO.....4 HS
FECHA.....1986	GANANCIA PREAMPLIF.....27*108
LABORATORIO.....SN 349 N 133	FILTRO TERRENO.....
CINTAS.....6250 BPI NO 028 A 073	BF.....8 HZ (12 00/0CT)
FORMATO.....9 PISTAS/SEG-B	HF.....52.5 HZ (72 00/0CT)
COBERTURA.....30/60	FILTRO NOTCH.....50HZ IN
DURACION DEL REGISTRO.....25 S	

FUENTE - TRAZAS - DISPOSITIVO

** FUENTE **

DINAMITA

CARGA.....7.5 A 30 KG	PROFUNDIDAD.....13 A 24 M
DISTANCIA ENTRE PUNTO DE TIRO.....	BARICENTRO PTISEN EL BARICENTRO DE LA
.....120/240 MTRAZA

RECEPCION

TIPO DE GEOFONOS.....GSC 200	LONGITUD DE LA BASE SISMOGRAF.....56.6 M
DISTANCIA ENTRE SISMOGRAFOS.....3.3 M	NUMERO SISMOGRAFOS/TRAZA.....18
DISTANCIA PT/TRAZA PROXIMA.....120 M	GEOMETRIA DE LA TRAZA.....EN LINEA

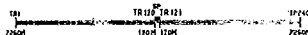
J 311

> C

 (<-----56.6M----->)

** DISPOSITIVO **

NUMERO DE TRAZAS.....240	SEMI-VENTANA.....120 M
DISTANCIA ENTRE TRAZAS.....60 M	DISTANCIA TRAZA LEJANA.....7260 M



CORRECCIONES DE SUPERFICIE

NETOOO.....POR ALTIETRIA
VELOCIDADES DE CORRECCION.....	5500 - 4500 M/S
DATUM PLANE.....1000 M
SIGNO DE LAS CORRECCIONES.....	EL SIGNO + DISMINUYE LOS TIEMPOS

TRATAMIENTO

DEMULTEPLEXADO	CORRECCIONES DINAMICAS
COLECCION DE PUNTOS REFLEXION (COP)	INTERPOLACION LINEAL ENTRE
Y DIVISION EN 19 LINEAS	2 LEVES CONSECUTIVAS
FILTRO PASA BANDA 6 - 39 HZ	MUTE MEDIO 400 M - 0 HS
CAMBIO DE PASO 4 HS - 8 HS	950 M - 950 HS
RECUPERACION DE LAS AMPLITUDES	6050 M - 1600 HS
EDITION - MUTES	7260 M - 1700 HS
DECONVOLUCION 120 HS (OP IN - 1440	COBERTURA COMPLETA DESDE 1600 HS
300 - 1300 HS	CORRECCION ESTATICAS
1000 - 3000 HS	(DEL OPC - JP)
2800 - 4000 HS	AJUSTE AUTOMATICO DE LAS
8000 - 12000 HS	CORRECCIONES ESTATICAS (SATAN)
FILTRO VARIABLE	ADICION COBERTURA VARIABLE
17-39 HZ T 0 - 1000 HS	FILTRO VARIABLE
14-39 HZ T 2500 - 3500 HS	17-39 HZ T 0 - 1000 HS
6-39 HZ T 6000 - 25000 HS	14-39 HZ T 2500 - 3500 HS
IGUALACION L 400 0 - 3000 HS	6-39 HZ T 6000 - 25000 HS
L 2000 3000 - 25000 HS	COMPOSICION 2/0
CORRECCIONES ESTATICAS	IGUALACION L 400 0 - 3000 HS
(DEL NIVEL DEL SUELO AL DPC)	L 2000 3000 - 25000 HS
ANALISIS CONTINUO DE VELOCIDADES	SALIDA ANALOGICA (LASER)
(GAMA DE VELOCIDADES) 10 U.	

ORIGEN DE LOS TIEMPOS = EL DPC UN DP INTERMEDIO CALCULADO CON EL VALOR
 MEDIO DE LAS CORRECCIONES ESTATICAS
 DPC..... * IMPULSO EN LA PARTE SUPERIOR DE LA SECCION

SALIDA ANALOGICA: PARAMETROS

ESCALA HORIZONTAL: 1/40000	REDUC: 1/80000
ESCALA VERTICAL: 1 SEC = 5CM	REDUC: 1 SEC = 2.5CM
VELOCIDAD DE HOMOGENEIDAD: 4000 M/S	
POLARIDAD CGG: K POSITIVO = VALOR NEGATIVO EN LA BANDA TERRENO Y BLANCO EN LA SECCION	

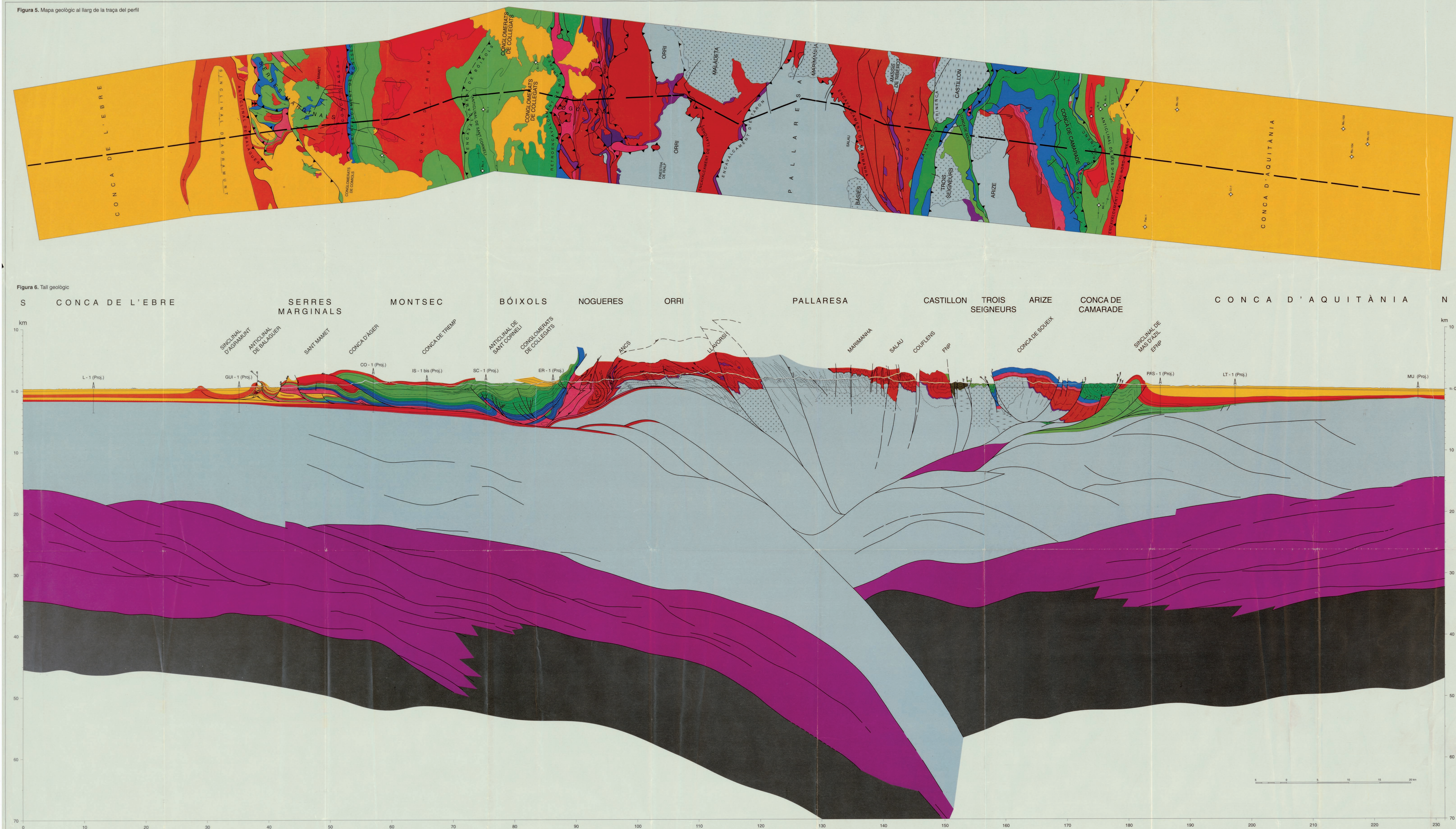
ISBN 84-393-2644-0



9 788439 326441

Tall geològic del Pirineu central 1:200 000

Tall geològic del Pirineu central E. 1:200 000



<ul style="list-style-type: none"> Escalons: Escalons de Montsec, Escalons de Bòixols, Escalons de Nogueres, Escalons de Orri, Escalons de Pallaresa, Escalons de Castillon, Escalons de Trois Seigneurs, Escalons de Arize, Escalons de Conca de Camarade, Escalons de Conca d'Aquitània. 	<ul style="list-style-type: none"> Escalons: Escalons de Montsec, Escalons de Bòixols, Escalons de Nogueres, Escalons de Orri, Escalons de Pallaresa, Escalons de Castillon, Escalons de Trois Seigneurs, Escalons de Arize, Escalons de Conca de Camarade, Escalons de Conca d'Aquitània. 	<ul style="list-style-type: none"> Escalons: Escalons de Montsec, Escalons de Bòixols, Escalons de Nogueres, Escalons de Orri, Escalons de Pallaresa, Escalons de Castillon, Escalons de Trois Seigneurs, Escalons de Arize, Escalons de Conca de Camarade, Escalons de Conca d'Aquitània.
---	---	---

TALL GEOLÒGIC DEL PIRINEU CENTRAL

Resum de l'estat de la investigació geològica i tectònica de la zona del Pirineu central.

1. Contexte geològic i tectònic: La zona del Pirineu central és una zona de convergència tectònica on s'ha produït la col·lisió de la placa Ibèrica amb la placa Africana. Aquesta col·lisió ha donat lloc a la formació de la cordillera dels Pirineus, amb un sistema de falles principals que defineixen les conques de Llebre, Marginals, Bòixols, Nogueres, Orri, Pallaresa, Castillon, Trois Seigneurs, Arize i Conca d'Aquitània.

2. Evolució geològica: El registre geològic mostra una successió de fases tectòniques i sedimentàries. Les conques de Llebre i Marginals són les més antigues, formades durant el Paleozoic i el Mesozoic inferior. Les conques de Bòixols, Nogueres i Orri són més recents, formades durant el Mesozoic superior i el Terciari inferior. Les conques de Pallaresa, Castillon, Trois Seigneurs, Arize i Conca d'Aquitània són les més recents, formades durant el Terciari superior i el Quaternari.

3. Estructura tectònica: La estructura tectònica és caracteritzada per un sistema de falles principals que defineixen les conques. Les falles principals són: la falla de Llebre, la falla de Marginals, la falla de Bòixols, la falla de Nogueres, la falla de Orri, la falla de Pallaresa, la falla de Castillon, la falla de Trois Seigneurs, la falla de Arize i la falla de Conca d'Aquitània.

4. Recursos geològics: La zona del Pirineu central té una gran riquesa en recursos geològics, especialment en termes de recursos hídrics i energètics. Les conques de Llebre i Marginals són zones de recàrrega d'aigua subterrània, mentre que les conques de Bòixols, Nogueres i Orri són zones de producció d'energia hidroelèctrica.

5. Conclusió: La investigació geològica i tectònica de la zona del Pirineu central és un camp de recerca molt actiu i amb moltes perspectives de desenvolupament. És necessari continuar amb les investigacions per aprofundir en el coneixement de la geologia i tectònica de la zona.

