

KARST ET EXTENSIONS GRAVITAIRES D'ALTITUDE : LE MASSIF DU JAOUT (PYRÉNÉES OCCIDENTALES - FRANCE)

Stéphanie KLARICA^{1,2}, Yves HERVOUET¹ et Jacques BAUER³

(8 figures, 2 tableaux)

1. UMR 5831 Imagerie Géophysique, CURS-IPRA, Av. de l'Université, 64000 PAU, FRANCE. e-mail: yves.hervouet@univ-pau.fr
2. adresse actuelle: Escuela Ingeniería de Geología, Universidad de Los Andes, Mérida, Venezuela. e-mail: klarica@ing.ula.ve
3. Chemin du Bois, 64800 NAY-BOURDETTES, FRANCE.

RÉSUMÉ. La compréhension des circulations d'eau au sein d'un réservoir karstique passe par la connaissance précise du réseau fissural. Nous avons mené une étude de ce réseau sur le massif du Jaout. Le relevé des fractures a été effectué à partir d'une image SPOT et de photographies aériennes ainsi que directement sur le terrain. Parallèlement, l'étude microtectonique du massif a été entreprise. Dans la zone étudiée située à proximité immédiate de la faille nord-pyrénéenne, les mouvements dus à la phase majeure pyrénéenne (Eocène-Miocène inférieur) ont effacé les traces de mouvements antérieurs. Ainsi, nous n'avons pu déterminer sur le terrain que les phases cénozoïques (phase pyrénéenne sub-méridienne, compression ENE-WSW à E-W et compression NW-SE). En altitude, des phénomènes récents purement distensifs sont générés par de l'extension multidirectionnelle gravitaire. En ouvrant les fractures préexistantes, les phénomènes gravitaires tiennent un rôle important dans l'écoulement des eaux au niveau de l'exokarst, la karstification s'établissant préférentiellement dans les fractures tectoniquement actives.

MOTS-CLÉS:

karst, Urgonien, fracturation, extension gravitaire, Récent, France, Pyrénées occidentales.

ABSTRACT. High altitude karst and horizontal gravity extensions: the Jaout massif (western Pyrenees, France).

The fracture network has to be well-defined to better understand the subsurface water circulation in a karstic aquifer. We therefore carried out a study of the fracture network on the Jaout massif in the Western Pyrenees (France). This karstic massif, developed in the Urgonian limestones, represents an important aquifer with an area of 40 km². We first analyzed the fracture network by remote sensing (SPOT image and aerial photographs) to define the kilometric to hectometric scale. We also recovered field measurements to define the metric to decimetric scale. When the fault planes were striated, we have measured for each fault: strike, dip, sense of dip, pitch of striations, sense of pitch and sense of movement. By this microtectonic study, all the determined fracture families can be linked to tectonic events. Along the North Pyrenean Fault, the major Pyrenean events (Eocene-early Miocene event) erased all previous evidence of movement: we only determined on the massif Jaout this event (submeridional shortening) and the two following phases (the ENE-WSW to EW compression and the recent NW-SE shortening). We also determined at high altitudes important horizontal extensions associated with superficial gravity phenomena. Water circulation in the upper part of this karstic reservoir can be explained by this contemporaneous extension. Our data underline the relationship between karstification and recent tectonic events.

KEYWORDS:

karst, Urgonian, fracture network, gravity extensions, Recent, France, Western Pyrenees.

1. Importance de la fracturation pour la connaissance du milieu karstique

La "fracturation" regroupe, en géologie, l'ensemble des surfaces de rupture des roches (failles, diaclases, joints...) ayant des origines souvent différentes. Ces discontinui-

tés définissent le réseau de fissures de la masse rocheuse. En hydrogéologie, il faut aussi tenir compte de la notion d'utilité (ou de fissure utile), puisque c'est elle qui représente la capacité de la fissure à laisser s'écouler les fluides (perméabilité). Au cours de l'évolution du processus de karstification, une sélection naturelle des fissures les

plus larges se met en place et permet l'ouverture de gros drains à partir des petites fissures, conformément à une organisation régie par le gradient hydraulique du moment (Mangin, 1975).

On a longtemps pensé que le réseau de fissures dirigeait les écoulements sans se soucier de l'histoire géologique des différentes formes de fissures. Pourtant, des études récentes (Quinif *et al.*, 1997; Hervouët, 1997) montrent qu'une distension contemporaine de la karstification joue un rôle important dans l'élaboration du schéma final. La compréhension des circulations d'eau au sein d'un réservoir karstique passe donc par la connaissance précise de la fracturation, de son organisation dans l'espace et dans le temps, et des relations qui existent entre ces fissures (drains et systèmes annexes).

Nous avons mené une étude du réseau de fissures à différentes échelles d'observation sur un exemple naturel: le massif du Jaout (Pyrénées occidentales, France) dont les différentes cavités ont été recensées récemment par Delaître (1997). Ce massif est caractérisé par une ossature de roches carbonatées du Crétacé inférieur (Urgonien). Un premier relevé des fissures a été effectué sur une image SPOT Panchromatique et sur des photographies aériennes. Parallèlement aux données de télédétection, nous avons effectué un relevé sur le terrain du pendage de toutes les surfaces planes témoignant d'une fracturation de la roche. De plus, l'étude microtectonique à l'échelle de l'affleurement a permis de définir les différentes familles de fractures, leurs jeux et le rôle qu'elles tiennent dans l'élaboration de la structure régionale lors des différentes phases tectoniques. Environ 2000 mesures de la fracturation sont disponibles; plus de trois cents cas montrent des traces de mouvement.

2. Le massif du Jaout : un aquifère karstique important

2.1. Localisation géographique

Le massif du Jaout se situe dans la partie orientale des Chaînons Béarnais des Pyrénées occidentales (Fig. 1). Il est limité au sud par une dépression passant par les cols d'Agnoures et de Louvie. Sa bordure nord s'étend géographiquement jusqu'à la limite entre le "pays du flysch" et les "chaînons calcaires". A l'ouest le massif est limité par le gave d'Ossau, à l'est par la vallée de l'Ouzom (Fig. 2).

Le Pic du Moule de Jaout culmine à 2050 m. Le col de Jaout (1500 m) sépare une zone occidentale d'une zone orientale en deux parties sensiblement égales. Les émergences de ce massif sont situées au niveau des vallées d'Ossau (côte entre 440 et 490 m) et de l'Ouzom (côte 600 m).

En vallée de l'Ouzom, une seule grosse émergence est à prendre en compte (source d'Aygueblanque; côte 600 m, impénétrable, pérenne). Cette source se situe sur le prolongement de la partie orientale de l'axe du synclinal de Jaout.

En vallée d'Ossau, les émergences étudiées se succèdent de l'amont vers l'aval (Fig. 3):

- les sources de l'Oasis (côte 450 m, impénétrables, pérennes) sont situées sur le prolongement de la partie occidentale de l'axe du synclinal de Jaout;
- les sources de Béon (ou Miédougé, côte 450-455 m, impénétrables, pérennes) sont représentées par plusieurs griffons sortant des éboulis au pied de la falaise calcaire du Pène de Béon;
- la source Saint-Julien (côte 440-445 m, impénétrable, pérenne) dite aussi source du Lescu émerge au pied de la falaise du Port de Béon;
- l'émergence de la grotte Crampé (côte 490 m, pénétrable, temporaire) est située au-dessus de la source Saint-Julien sur la falaise du Port de Béon. Ce regard de trop-plein peut devenir violent en période de crue;
- la source aux Fées (côte 470m, pénétrable, pérenne) est une source vaclusienne captée au profit de la commune de Castet. Le conduit ennoyé a été pénétré à ce jour jusqu'à -72 m. Il plonge de 30° vers le sud avec un azimut N170°E.

2.2. Cadre géologique (Fig. 2)

Le massif du Jaout est essentiellement constitué par des formations sédimentaires d'âge crétacé inférieur (Fig. 2).

i) Les formations du Quaternaire sont présentes dans les vallées. Ce sont principalement des éboulis ou des dépôts de remaniement, des alluvions subactuelles et du Würm, des dépôts glaciaires non datés, des vallum et moraines du Riss.

ii) Les formations de l'Albien sont constituées de marnes schisteuses noires, à spicules, attribuées à l'Albien (c1, marnes de "Saint Palais"). Dans le cœur du synclinal de Jaout, leur épaisseur peut atteindre 600 m.

iii) Les formations de calcaires massifs subécifaux (n6) de l'Aptien supérieur constituent le réservoir étudié. Ce sont des calcaires clairs à faciès urgonien, épais d'environ 400 mètres et contenant de nombreux rudistes du genre

Toucasia. Ces calcaires forment les principales crêtes du massif. Sur le flanc sud du synclinal de Jaout (Fig. 3), on peut suivre un contact stratigraphique très net entre les calcaires et les marnes schisteuses. Par contre sur le flanc nord, la transition se fait par passages latéraux de faciès. L'épaisseur de la série calcaire varie entre les flancs nord (600 m) et sud (430 m) du synclinal de Jaout.

iv) Les marnes gréseuses de l'Aptien inférieur (Bédoulien) dites "marnes de Sainte Suzanne" (n5) sont finement litées, gris bleuté à roux. On y trouve des passées plus carbonatées à Orbitolines. Cet ensemble im-

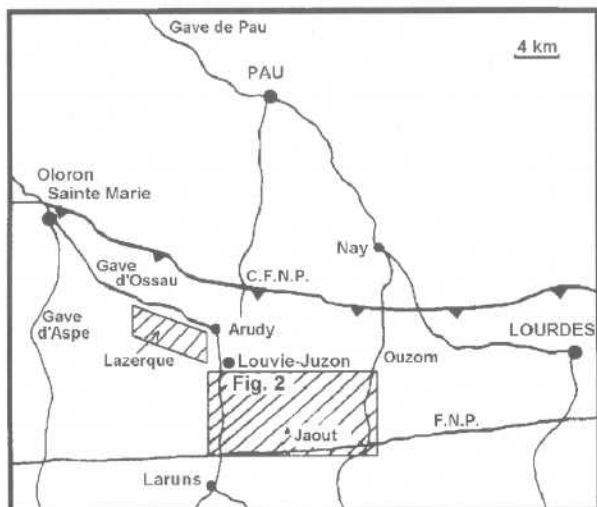
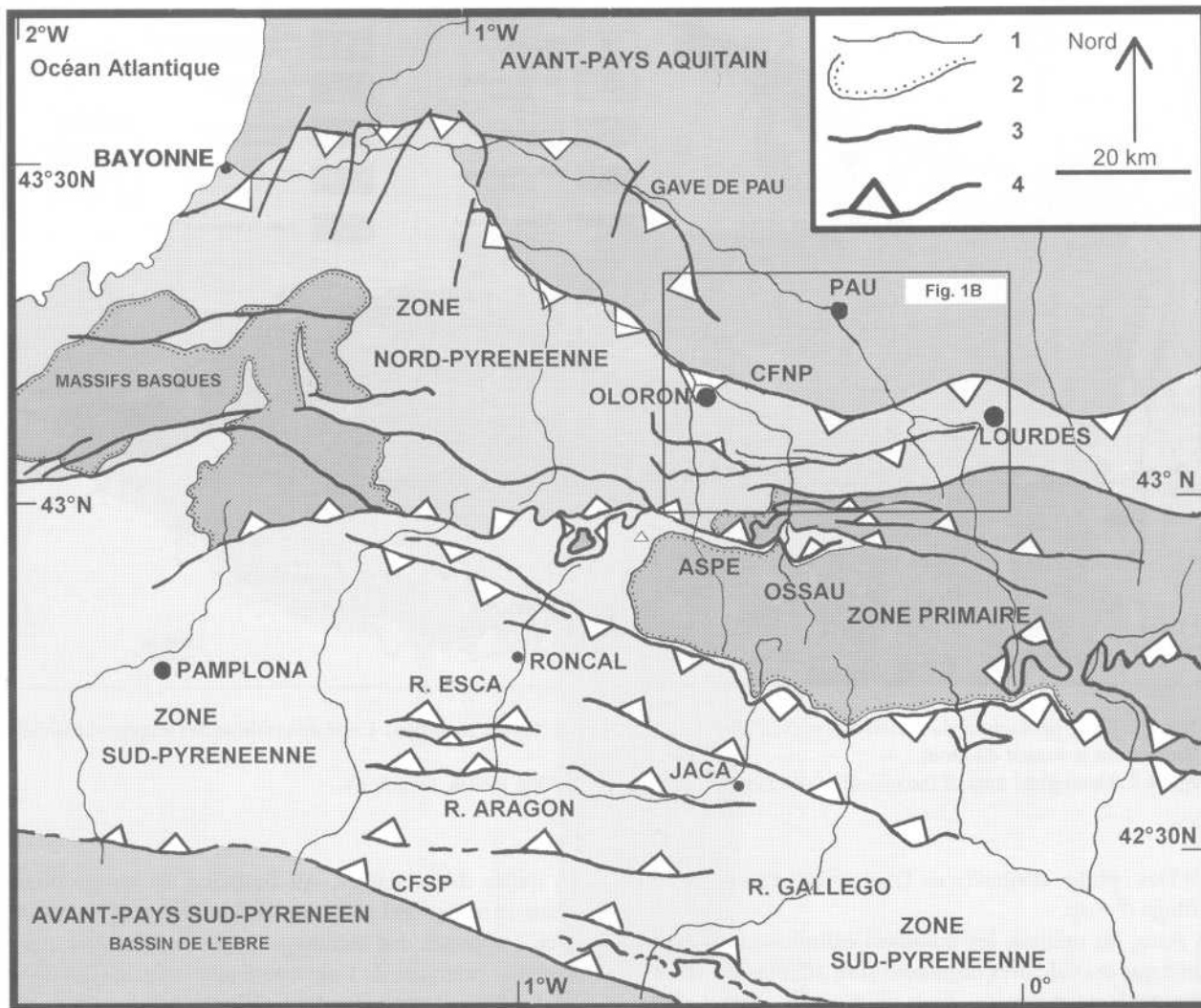


Figure 1: (1): Cadre géologique général des Pyrénées occidentales, et (2): position géographique du secteur étudié (C.F.N.P.: Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen; F.N.P.: Faille Nord-Pyrénéenne; C.F.S.P.: Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen).

Figure 1: General geological map of Western Pyrenees (1) and location of the studied area (2). C.F.N.P.: North Pyrenean Thrust Front; F.N.P.: North Pyrenean Fault; C.F.S.P.: South Pyrenean Thrust Front.

perméable sous-jacent aux calcaires urgoniens est bien représenté dans la partie orientale du massif du Jaout. Son épaisseur varie ici de 50 à 250 m. Il est totalement absent à l'affleurement dans la partie la plus occidentale: l'Urgonien y est discordant et vient recouvrir directement le Callovo-Oxfordien (Fig. 2). Cette discordance est due

à la fragmentation en blocs basculés de la marge ibérique septentrionale au passage Jurassique-Crétacé inférieur et correspond au début du rifting du Golfe de Gascogne (Canérot & Lenoble, 1993).

- v) Les formations carbonatées du Crétacé inférieur et du Jurassique (calcaires et dolomies) non étudiées ici, représentent aussi un fort potentiel hydrologique en tant que réservoir fissuré voire karstique. Elles comprennent:
- les formations calcaires du Valanginien au Barrémien (n4-2);
 - les formations du Jurassique qui regroupent les calcaires noirs (j8) du Kimméridgien et les dolomies noires (j7-3) du Callovo-Oxfordien

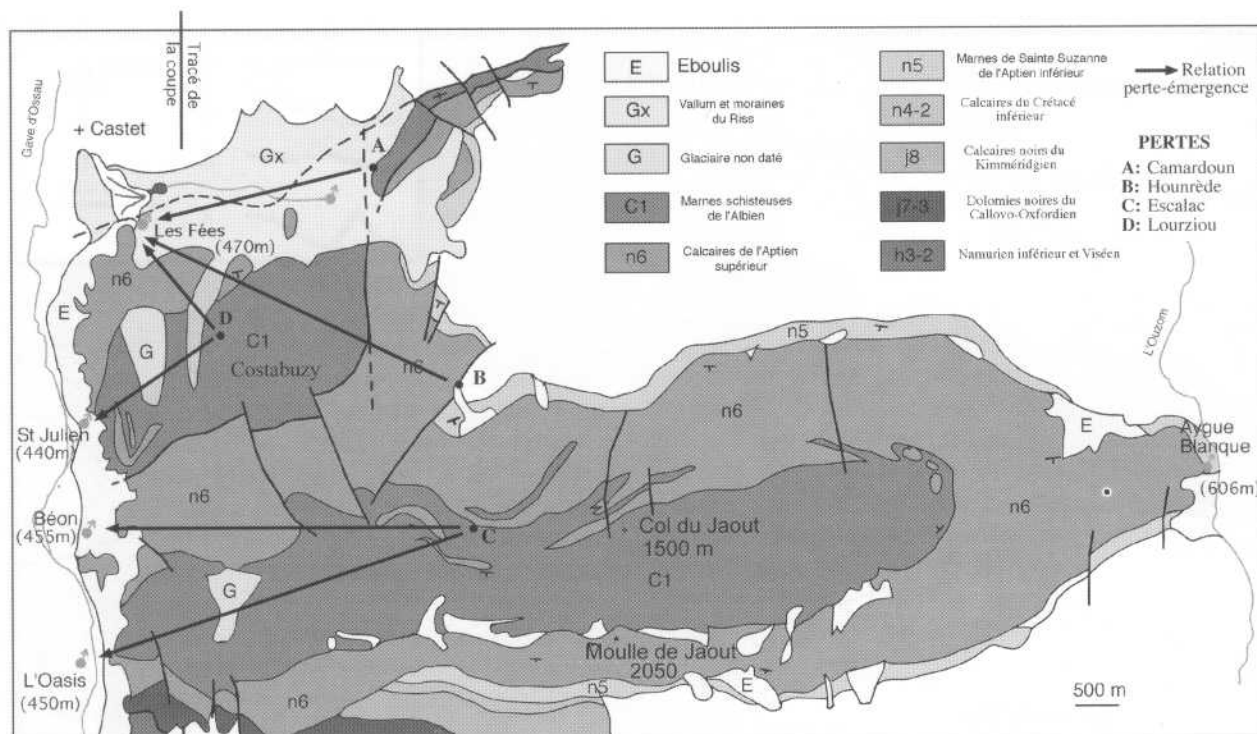


Figure 2: Carte géologique du massif du Jaout (d'après Castéras, 1970a, 1970b, modifiée). Carte de synthèse des traçages artificiels effectués sur le massif du Jaout.

Figure 2: Geological map of the massif of the Jaout (after Castéras, 1970a, 1970b, modified).

vi) Des ophites attribuées au Trias pointent au niveau du village d'Aste.

A Aste, les ophites, les dolomies callovo-oxfordiennes ainsi que les calcaires urgoniens sont affectés par le métamorphisme pyrénéen, bien marqué au contact de la Faille Nord-Pyrénéenne.

2.3. Cadre structural

Le massif du Jaout appartient à la Zone Nord-Pyrénéenne. Sa bordure méridionale est bordée par la Faille Nord-Pyrénéenne. Le système de plis déversés vers le nord qui le compose définit les synclinaux dissymétriques E-W du Jaout et de Costabuzuy, et est associé à des failles inverses chevauchantes vers le nord (Fig. 2 et 3). Dans la partie orientale, le synclinal de Costabuzuy passe à une structure anticlinale complexe et faillée, où la qualité des affleurements est très médiocre et n'a donc pu être étudiée en détail. Cette structure anticlinale est responsable de l'écoulement vers l'ouest d'une partie des eaux circulant au sein du réservoir karstique.

La structuration des Chaînonns Béarnais s'effectue au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque (Martin, 1992; Umbhauer *et al.*, 1994; Hervouët *et al.*, 1996). Elle débute au Lias avec un découpage régional selon des accidents N-S et E-W. Une tectonique de blocs se met en place avec une direction d'extension E-W: les accidents N-S jouent alors en failles normales et les accidents E-W

en failles décrochantes. Au Bajocien, ce jeu de blocs cesse, et ne reprend qu'au Malm (Umbhauer *et al.*, 1994) avec à nouveau une tectonique en extension correspondant aux prémices de l'ouverture du Golfe de Gascogne. A l'Albien (Umbhauer *et al.*, 1994), les contraintes régionales changent: l'orientation de la direction d'extension est alors N-S, orthogonale à celle du Jurassique. Les failles N-S deviennent alors des accidents relativement passifs et les accidents E-W des failles normales actives.

Avec le début de l'orogénèse pyrénéenne, au cours du Crétacé supérieur (Souquet & Déramond, 1989; Vergès & Muñoz, 1990; Déramond *et al.*, 1993), la Zone Nord-Pyrénéenne passe d'un régime de contrainte globalement distensif à un régime compressif. Celui-ci est généralement orienté NNE-SSW. Cependant dans notre région d'étude entre la vallée d'Aspe à l'ouest et la vallée de Lourdes à l'est (Fig. 1), les plis sont orientés N70°E à N90°E impliquant une orientation locale de la compression NNW-SSE à N-S. Les failles qui affectent ce plissement montrent une direction maximale de raccourcissement orientée N-S à NNE-SSW rejoignant la direction pyrénéenne générale. Le plissement majeur étant attribué en Zone Nord-Pyrénéenne occidentale au Lutétien (Mirouse, 1980), cette "normalisation" de la contrainte pyrénéenne pourrait intervenir au cours de l'Éocène moyen terminal - Éocène supérieur. Les anciennes failles normales de direction E-W sont réactivées en failles inverses chevauchantes (Umbhauer *et al.*, 1994).

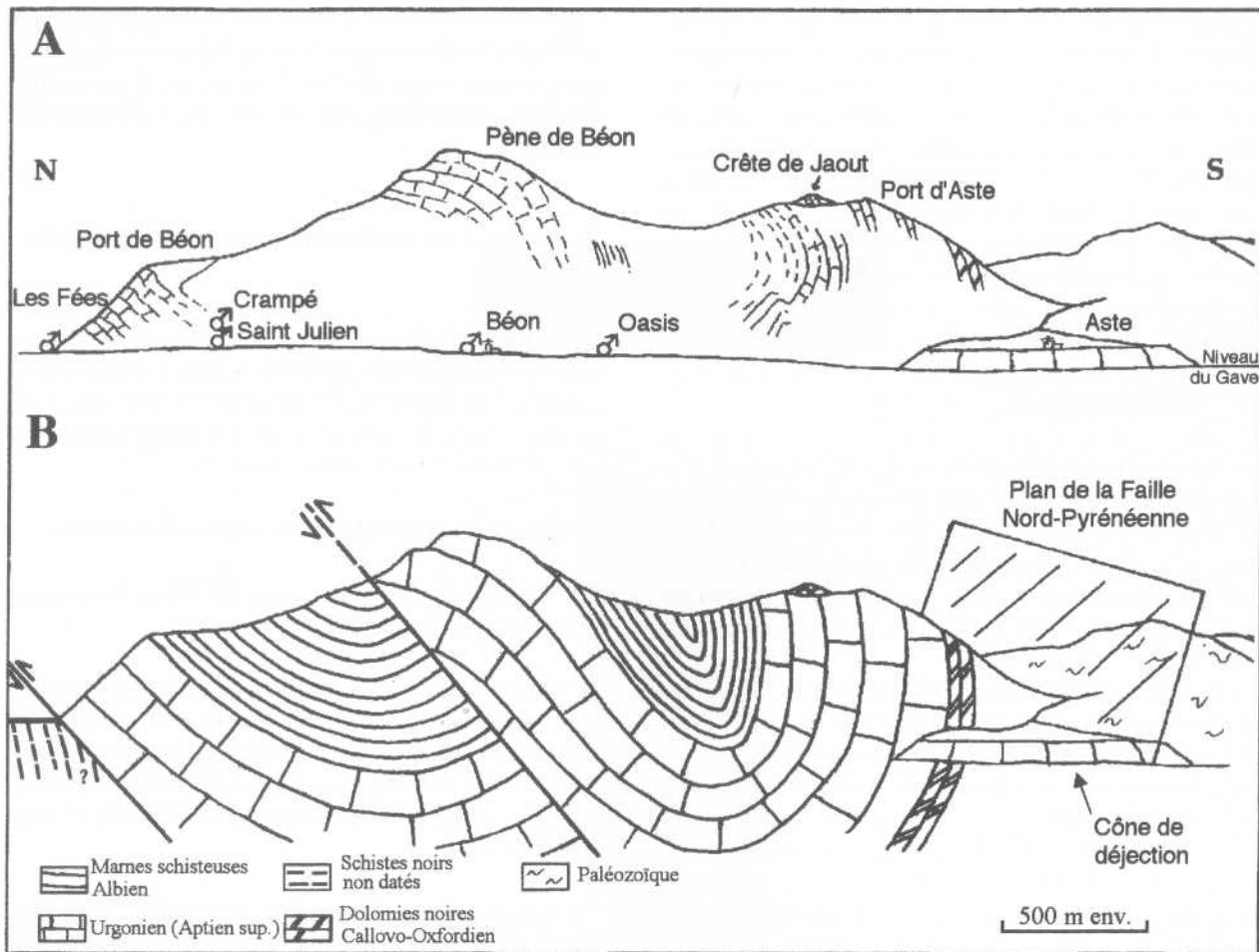


Figure 3: Panorama (A) et coupe interprétative (B) de la partie occidentale du massif du Jaout illustrant la disposition générale de la structure plissée.

Figure 3: View (A) and cross-section (B) of the massif of the Jaout.

La compression NNW-SSE apparaît comme postérieure à la phase majeure pyrénéenne (Martin, 1992; Hervouët, 1997; Rocher *et al.*, 1998). Cette postériorité est confirmée par les études effectuées sur le flanc sud des Pyrénées: elle débute dans l'Oligocène supérieur (Thomas et Delfaud, 1990) et correspondrait à un changement global (Klitgord et Shouten, 1986) de cinématique. Cette nouvelle orientation est relevée en Aquitaine (Rocher *et al.*, 1998) et dans les Pyrénées occidentales (Hervouët *et al.*, 1996). De nombreux mécanismes aux foyers des séismes de la ligne Arrette-Arudy (Modiano, 1980; Gagnepain *et al.*, 1980; Gagnepain-Beinex *et al.*, 1982) ainsi que des études régionales (Bell *et al.*, 1992; Grellet *et al.*, 1993; Ribeiro *et al.*, 1996) montrent que la compression NNW-SSE se poursuit actuellement. Aujourd'hui encore, la région présente une activité sismique soutenue (séisme d'Arudy du 29 février 1980, Gagnepain *et al.*, 1980; Grandjean *et al.*, 1994) qui se traduit par des mouvements verticaux importants, mesurés en particulier au niveau du col de Jaout (Ruegg & Kasser, 1983).

Dans les Pyrénées et en Aquitaine, une compression ENE-WSW est relevée. Pour Rocher *et al.* (1998), il s'agit de la compression pyrénéenne NNE-SSW déviée à proximité d'accidents N160°E. Dans les Pyrénées (Martin, 1992; Hervouët, 1997), cette compression semble devoir être séparée de la compression pyrénéenne. Nous reviendrons sur ce problème lors de l'examen des résultats de l'étude microtectonique (§ III, B, 2).

2.4. Cadre hydrogéologique

Le massif du Jaout est un aquifère karstique bien alimenté. Tout cours d'eau venant d'un autre système étant inexistant sur le massif, son alimentation est assurée en totalité par les seuls apports météoriques (pluie et neige). La pluviométrie n'a jamais été mesurée sur le massif. Il existe une station météorologique à proximité, à Laruns en vallée d'Ossau (altitude 523 m) où les précipitations moyennes annuelles sont de 1740 mm. L'infiltration est essentiellement diffuse sur la totalité des calcaires urgoniens, et présente un caractère concentré au niveau des

marnes albiennes. On y observe la formation de ruissellements de surface lors de précipitations importantes. Ceux-ci convergent généralement vers des dolines, ou vers des pertes dès qu'ils retrouvent le contact avec les calcaires urgoniens sous-jacents. Une seule zone de ruissellement temporaire est observée en surface (Fig. 2): la Lau qui naît au port de Castet, ruisselle sur les argiles glaciaires, et se jette dans le gave d'Ossau en amont de Castet. Ce ruissellement peut devenir important lors de fortes précipitations (débit estimé supérieur à 300 l/s lors des pluies du 26/07/96) et permet d'évacuer un volume important des précipitations sans transit dans l'aquifère des calcaires urgoniens.

L'ossature du massif du Jaout constitue un aquifère karstique d'un volume conséquent: l'impluvium général représente une superficie de 40 km². Les traçages artificiels (Fig. 2) et les mesures hydrochimiques (Klarica, 1997) permettent de montrer que les sources pérennes d'Aygueblanque, d'Oasis, de Béon, de Saint-Julien et des Fées drainent cet aquifère.

La direction générale des écoulements dépend avant tout du pendage du substratum imperméable de l'aquifère et de l'allure de la surface topographique à l'échelle régionale. Ainsi, le niveau imperméable des marnes de Sainte Suzanne définit la base de la gouttière formée par l'aquifère synclinal des calcaires urgoniens du massif du Jaout. Cette disposition permet un écoulement des eaux suivant un gradient hydraulique principal d'orientation E-W, vraisemblablement grâce à l'ouverture de fentes d'extrados dans l'axe du pli, accordant à l'aquifère karstique du Jaout un caractère original dans le contexte régional.

Néanmoins, le traçage artificiel qualitatif effectué depuis la perte d'Hounrède (Fig. 2) montre une relation directe avec la Source aux Fées en contradiction avec les déductions élaborés à partir de la carte géologique: un écoule-

ment vers les sources de Béon avait été supposé (Bauer, 1994). Le gradient hydraulique de cette zone n'est donc pas confirmé. Nous avons donc eu recours à une analyse fine de la fracturation pour comprendre ce drainage vers le NNW.

3. Analyse de la fracturation du Massif du Jaout

L'analyse de la fracturation a été entreprise par l'intermédiaire de différentes méthodes: étude des directions à partir de l'imagerie satellitaire et des photographies aériennes, étude des directions et des plongements ainsi que des mouvements à partir du terrain.

3.1. Etude du réseau fissural à différentes échelles

3.1.1. Interprétation d'une image SPOT panchromatique (échelle kilométrique, Fig. 4A)

Le réseau fissural a été étudié à petite échelle à partir d'une scène SPOT panchromatique (K39-J263 du 13/08/1991) acquise dans le cadre du programme INSU IDYL PYRENEES. Les images numériques SPOT panchromatique possèdent une résolution relativement fine (1 pixel égale 10 m).

Un traitement de base simple a été appliqué à l'image (filtre de rehaussement haute fréquence et étalement dynamique), la fracturation étant déjà bien identifiable. Cependant la végétation, et en particulier la forêt, les pentes abruptes des crêtes du Jaout, et des Port et Pène de Béon n'ont pas permis l'exploitation de ces zones.

La vue de la structure dans son ensemble facilite la compréhension du système. Les linéaments kilométriques ont

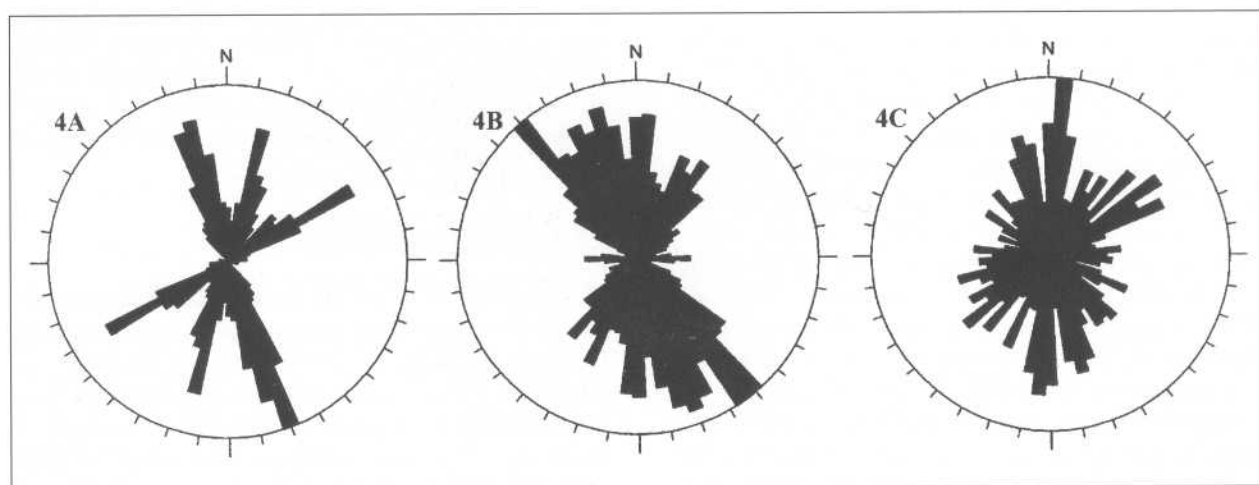


Figure 4: Rosaces directionnelles de la fracturation suivant l'image SPOT panchromatique (A), les photographies aériennes (B) et les données de terrain (C).

Figure 4: Fracturation rose diagrams after Spot Panchromatic image (A), aerial photographs (B) and field data (C).

ainsi été identifiés et reportés sur l'image. Ce sont essentiellement des linéaments d'origine géologique (décalage, contact anormal entre deux formations...) et morphologique (ruissellement des eaux de surface, alignement des dolines, lapiaz...).

A partir de la carte de la fracturation tracée depuis l'image SPOT, nous avons établi une rosace de distribution des 191 grandes fractures relevées. Ce mode de représentation statistique permet de caractériser la distribution des fractures au sein d'une population *a priori* hétérogène. Chaque branche de la rosace directionnelle correspond à une direction de la fracturation. La longueur des branches est proportionnelle au nombre de fractures mesurées. Ainsi les directions prédominantes d'une série de mesures sont facilement identifiables. La rosace directionnelle (Fig. 4A) montre trois familles directionnelles majeures d'orientations moyennes: N020°E, N060°E et N160°E. Chaque famille est représentée uniformément sur le massif.

3.1.2. Interprétation des photographies aériennes (échelle hectométrique, Fig. 4B et 5)

Le réseau fissural a été étudié à moyenne échelle à partir de 7 photographies aériennes acquises par l'IGN (mission 82 64IFN/170: n° 1635, 1637, 1639, 1865, 1867, 1869, 1871). Sur les photographies numérisées, un premier traitement comprenant un filtre de réhaussement haute fréquence et un étalement de la dynamique de l'image a été appliqué. La majeure partie des fractures a été tracée à partir de ces premiers documents. Ensuite, nous avons appliqué sur le plan image initial des filtres directionnels (N/S, E/W, NW/SE, NE/SW). Cette technique de rehaussement d'image permet de tracer plus facilement des linéaments suivant la direction du filtre. Les fractures pointées dans ce plan image sont ensuite reprises dans le plan image initial afin de vérifier leur validité.

Par rapport à l'image SPOT, la couverture par photographies aériennes permet une analyse plus détaillée. Les failles cartographiées ont ici une longueur d'ordre hectométrique. Le couvert végétal constitue la première gêne rencontrée. Contrairement aux grands linéaments, le tracé de la fracturation sur les photographies aériennes est basé sur des critères plus morphologiques que géologiques. Les linéaments d'ordre hectométrique sont bien soulignés par l'érosion (ruissellement des eaux de surface, alignements de dolines, dépressions et décalages bien visibles au niveau des lapiaz, ruptures de pente, mais aussi variations de flore ou de teintes dues à la composition du sol). Le lapiaz représente une zone idéale pour le tracé de la fracturation (Fig. 5): les décalages et les cannelures sont bien visibles dans la barre rocheuse. Au sud du lapiaz, les alignements de dolines peuvent être identifiés très précisément.

La dernière difficulté rencontrée est due à la déformation des photographies aériennes, les angles de l'axe de prise de vue n'étant pas le même au centre et aux bords de la photographie. Il n'est donc pas évident de repérer la direction des fractures par rapport au nord géographique. Cette opération peut vite devenir une source d'erreur importante. Afin de minimiser les erreurs, nous avons reporté, le plus précisément possible, le nord géographique au centre de chaque photographie. Puis, nous avons mesuré la direction de chacune des fractures depuis chaque photographie sans effectuer d'assemblage à l'échelle du massif, et en les reportant sur la carte topographique.

La cartographie de 810 fractures d'échelle hectométrique a été établie. Nous avons construit une rosace directionnelle pour chaque photographie, et une rosace directionnelle pour tout le massif (Fig. 4B). Il est intéressant d'observer séparément les rosaces directionnelles de chaque photographie afin de mettre en évidence des différences de direction de fracturation en fonction de la position sur le massif. La rosace directionnelle globale permet de comparer les mesures d'ordre hectométrique avec celles d'ordre kilométrique (Fig. 4A).

A l'échelle du massif, une direction prépondérante est mise en évidence: c'est la direction N140°E. Puis, on observe toute une série de mesures bien homogène avec des directions majeures d'orientations moyennes: N160°E - N000° et N020°E - N040°E, et une direction mineure d'orientation N090°E.

3.1.3. Interprétation des données de terrain (échelle décimétrique à décamétrique, Fig. 4C)

Le réseau fissural a été étudié sur les affleurements qui se trouvent généralement sur les fronts d'excavations artificielles. Ceux-ci sont ici peu nombreux, le massif du Jaout constituant un milieu essentiellement pastoral.

Sur le terrain, le relevé du pendage de toutes les surfaces planes observables le long des affleurements apporte une information supplémentaire non négligeable: la valeur et le sens de plongement des fractures. Si la direction des fractures représente un paramètre important pour déterminer la direction préférentielle des écoulements dans la masse rocheuse, la connaissance du plongement de ces mêmes fractures est aussi importante et permet d'élaborer une vue en 3D du système d'écoulement.

Les 971 mesures ont été réalisées le long de la seule piste qui monte depuis le port de Castet jusqu'au col de Jaout dans la partie occidentale du massif. La piste a été découpée en six stations dans les formations bédoulienne, urgonienne et albiennaise. Les résultats des mesures sont présentés séparément afin de pouvoir identifier des différences éventuelles au sein du massif. Puis, à titre de comparaison avec les données ac-

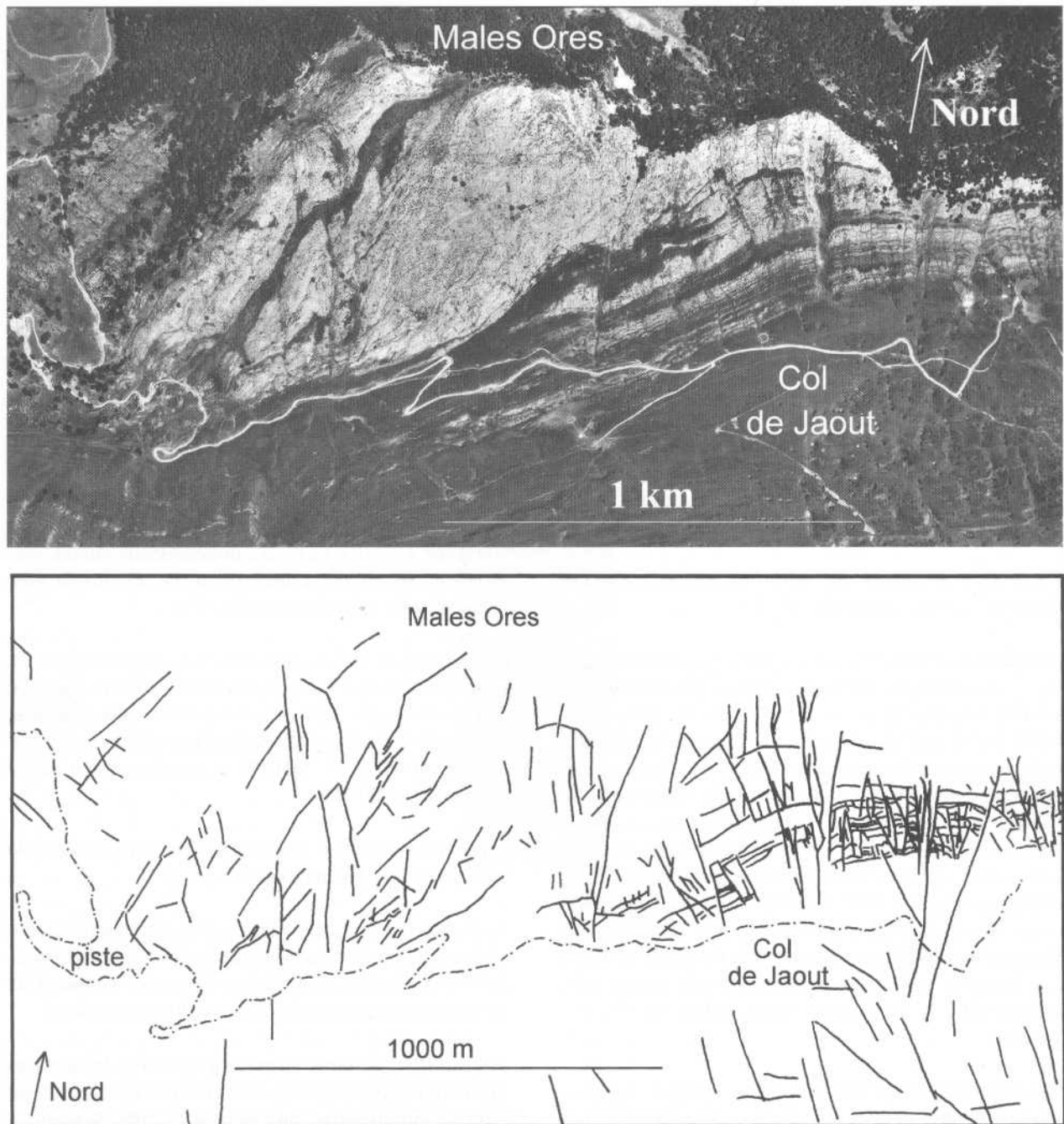


Figure 5: Lapiaz du Pic de Males Ores situé au nord du col de Jaout. A: extrait de la photographie aérienne n°1867; B: Fracturation hectométrique à décimétrique.

Figure 5: Lapiaz of Males Ores Peak located at the North of Jaout pass. A: detail of aerial photography; decametric to hectometric fracturation.

quises à l'échelle kilométrique (Fig. 4A) et hectométrique (Fig. 4B), la rosace directionnelle de toutes les fractures décimétriques à décimétriques est constituée (Fig. 4C).

La rosace calculée sur la totalité des mesures souligne trois familles directionnelles majeures ayant pour orien-

tations moyennes: N000°, N050°E à N070°E, et N160°E. Ces nombreuses fractures ont la particularité de toutes présenter un plongement vers l'ouest qui est généralement assez fort. Ce sens du plongement favorise un gradient hydraulique allant vers l'ouest. De ce fait, les émergences de la partie occidentale du massif du Jaout sont toutes situées en vallée d'Ossau.

3.1.4. Conclusion de l'étude du réseau fissural (Fig. 4 et Tabl. 2)

L'étude du réseau fissural à différentes échelles d'observation nous a permis d'acquérir des données complémentaires. La plupart des directions de discontinuités repérées se retrouvent à plusieurs échelles d'observation. La totalité des mesures a permis de classer les fractures dans six familles dont l'origine sera discutée ultérieurement (Tabl. 2): (1) Les différentes méthodes décrivent une nette prédominance de la direction sub-méridienne (N160°E à N020°E) (Fig. 4): cette famille comprend des fractures de toutes dimensions (de quelques mètres à plusieurs kilomètres) qui sont régulièrement réparties sur l'ensemble du massif.

(2 et 3) Les familles N020°E à N040°E et N150°E à N160°E comprennent essentiellement des fractures décimétriques à hectométriques. Leur répartition sur le massif semble homogène.

(4) La famille N050°E à N070°E, comme la famille (1), comporte des fractures de toutes dimensions (kilométriques à métriques), même si l'ordre hectométrique est très peu représentée. Sa répartition sur le massif est assez homogène.

(5) La famille N120°E à N140°E est présente du décimètre à l'hectomètre. Sa répartition sur le massif est toutefois très faible.

(6) L'interprétation des photographies aériennes a permis de localiser la famille N090°E à N110°E sur la partie méridionale du massif (Fig. 5).

3.2. États des contraintes

3.2.1. Acquisition et traitement des données

Parallèlement aux mesures de la petite fracturation et lorsque les miroirs de failles étaient lisibles, nous avons fait l'acquisition de mesures de mouvements sur les mêmes affleurements, ainsi que sur des sites supplémentaires. Les deux premiers sites sont situés en vallée d'Ossau (à Arudy le long de la route départementale D 934, et dans la carrière de Louvie-Juzon; Fig. 1) dans les formations urgoniennes. Les autres ont été relevés sur le flanc nord de la crête de Lazerque (Fig. 1), à l'ouest d'Arudy (Urgonien et Jurassique terminal). Malgré la rapide dissolution des miroirs due à une forte pluviométrie après leur mise à l'air libre, l'acquisition de 344 mesures a permis d'entreprendre une étude statistique. Les mesures ont été regroupées en six sites (Garail, Lazerque, Arudy, Louvie-Juzon, Hounrède, col de Jaout) en fonction de leur position géographique.

Les indices de mouvements relevés sur le terrain sont traités à l'aide du logiciel Stress (Villemin *et al.*, 1993 et 1999), basé sur la méthode d'inversion directe développée par Angelier (1990). Les résultats sont donnés dans le Tableau 1A. La Figure 7 illustre les contraintes princi-

pales relevées sur le massif du Jaout (sites d'Hounrède et du col de Jaout).

3.2.2. Trois phases compressives (Tabl. 1A)

L'évolution géodynamique depuis le Jurassique supérieur de la Zone Nord-Pyrénéenne se décompose en plusieurs phases (Martin, 1992; Umbhauer *et al.*, 1994). Dans la région étudiée trois épisodes compressifs peuvent être mis en évidence et classés chronologiquement (Hervouët *et al.*, 1996; Hervouët, 1997).

La phase majeure pyrénéenne, visible à Arudy, Hounrède (Fig. 7-1A) et Jaout (Fig. 7-2A), est caractérisée par une direction N-S à NNE-SSW. Débutant au cours du Crétacé supérieur (Souquet & Deramond, 1989; Vergès & Muñoz, 1990), un âge éocène moyen à base de l'Oligocène est attribué au paroxysme de cette phase (Mirouse, 1980).

La compression ENE-WSW à E-W est représentée dans la vallée (Arudy, Louvie-Juzon) ainsi qu'à la base du Lazerque. Martin (1992) situe cette compression postérieurement à la phase majeure pyrénéenne. Cependant pour Rocher *et al.* (1998), en Aquitaine et sur le front du chevauchement nord-pyrénéen, la compression ENE représenterait une déviation de la contrainte pyrénéenne NNE aux abords de rampes latérales N160°E. Elles seraient donc synchrones. Sur le flanc nord des Pyrénées, faute de miroir commun aux deux contraintes, nous n'avons pas d'arguments pour ou contre cette hypothèse. Elle est séduisante pour les stations de Louvie (Fig. 6 et Tabl. 1) et du Jaout (Fig. 7-2B et Tabl. 1) mais inapplicable à Arudy et au Lazerque (Fig. 6B, 6C et Tabl. 1). Il en va de même sur le flanc sud des Pyrénées dans la vallée du Rio Esca au sud de Roncal (Fig. 1, 6D et Tabl. 1). La mégaturbidite MT5 définie par Labaume (1983) et mise en place à la fin de l'Éocène inférieur (Labaume *et al.*, 1985) est recoupée par des miroirs pluridécamétriques NE-SW dextres (Fig. 6D). Ces miroirs, non déformés, fonctionnent en transpression ($\Phi = 0,15$) sous contrainte maximale ENE-WSW qui ne peut provenir de la déviation de la compression pyrénéenne NNE sur des plans NE-SW. De plus, si ces failles étaient antérieures aux mégaturbidites, pendant la mise en place de ces dernières soit celles-ci se seraient disloquées suivant ces plans soit ceux-ci auraient été injectés par du matériel provenant *per ascensum* de la carapette microbréchiq ue sous-jacente en surpression, ces plans étant relativement parallèles à la direction du transport. Sans rejeter l'idée d'une éventuelle déviation locale de la contrainte pyrénéenne sur des rampes latérales N160° (Rocher *et al.*, 1998), il semblerait que bien souvent cette compression ENE-WSW soit postérieure à la compression pyrénéenne tant sur le flanc nord (Martin, 1992) que sur le flanc sud-pyrénéen.

La compression NW-SE à NNW-SSE est présente sur les sites d'Arudy et d'Hounrède (Fig. 7-1B). Elle débu-

Sites	Age	S 0	phases	n1	σ_1	σ_2	σ_3	φ	Q
Garail	Malm	130, 50 N	comp. NNE	10	200-15	296-21	78-64	0,32	B
			comp. NNW	10	343-19	169-71	74-02	0,38	B
			extension	25	021-70	186-20	278-05	0,59	A
Lazerque	Urgonien	110, 60 N	comp. NNE	10	026-10	121-29	279-60	0,3	B
			comp.ENE	20	071-22	230-66	339-08	0,49	A
			comp. NW	10	303-08	035-16	187-71	0,34	B
			extension	35	332-79	122-09	213-05	0,38	A
			extension	17	037-66	186-21	280-11	0,87	A
Arudy	Urgonien	060, 05 N	comp.NS	13	017-19	168-58	279-13	0,73	A
			comp.ENE	12	081-10	203-72	349-15	0,82	A
			c. NW-SE	29	321-05	230-06	090-82	0,24	A
Louvie-Juzon	Urgonien	080, 35 S inv	comp.NNE	6	214-07	307-17	102-72	0,32	C
			comp.ENE	14	251-08	112-79	342-07	0,37	B
			comp.WNW	13	115-04	207-27	017-63	0,27	A
Hounrède	Urgonien	060, 15 S	comp. NNE	13	020-07	255-78	111-10	0,37	A
			comp.NW	5	143-02	234-22	049-68	0,36	C
Jaout	Urgonien	070, 38 S	comp.NS	12	175-23	079-14	319-63	0,45	A
			comp.NE	8	230-43	064-46	327-17	0,55	B
			extension	12	004-69	102-03	193-21	0,37	B
			extension	13	213-69	332-11	065-09	0,5	C
Roncal	Eocène inf	110, 10S	comp. ENE	35	253-13	041-74	161-08	0,15	A

Tableau 1A: Résultats des paléocontraintes issues de l'analyse des miroirs de failles. S0: pendage (direction et plongement) de la stratification du site; n1: nombre de failles servant à définir chaque état de contraintes; σ_1 , σ_2 , σ_3 : tenseur de contraintes principales définies par leur azimuth et leur plongement; rapport de forme $\theta = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$; Q: Qualité du résultat (A: bon; B: moyen; C: médiocre).

Table 1A: Results of paleostress analysis from striated fault planes (inversion method). S0: bedding orientation in site: strike, dip; n1: number of data used for defining each stress; σ_1 , σ_2 and σ_3 : stress tensors are defined by azimuth and inclination; $\theta = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$ (stress ellipsoid shape ratio); Quality of the result (A: good; B: intermediate; C: poor).

Sites	altitude	position	E	N	%
Arudy	400 m	vallée	9	56	16
Lazerque1	700-820 m	flanc	17	30	56
Lazerque2	820-950 m	flanc-crête	25	32	78
Lazerque3	950-1050 m	flanc	23	40	57
Garail	1200-1300m	crête	39	50	78
Louvie-Juzon	450 m	vallée	1	37	2
Hounrède	1000 m	vallon perché	7	31	22
Jaout	1100-1500 m	flanc-crête	42	62	68

Tableau 1B: Pourcentage des failles fonctionnant en extension sur le flanc nord de la crête de Lazerque. Comparaison avec un site voisin en vallée. E: nombre de failles fonctionnant en extension; N: nombre total de failles mesurées sur le site; %: pourcentage de failles présentant une composante normale.

Table 1B: Extension faulting percentage on the northern flank of the Lazerque crest. Comparison with sector in the valley (Arudy). E: number of extensive faults; N: number of faults for each sector; %: percentage of extensive faults.

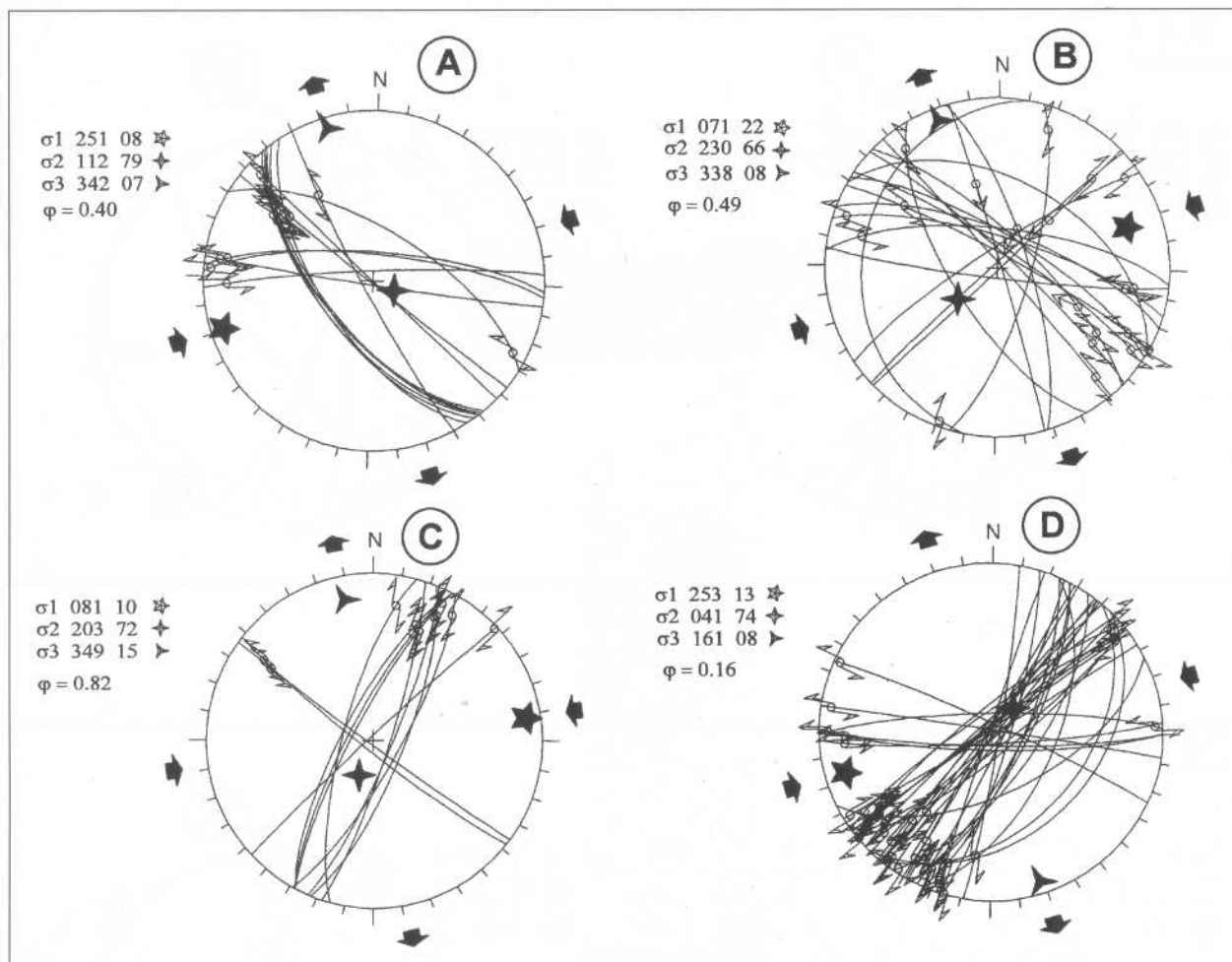


Figure 6: L'épisode compressif ENE-WSW. 6A: Louvie-Juzon; 6B: Arudy; 6C: Lazerque; 6D: Roncal. canevas de Wulff, hémisphère inférieure.

Figure 6: ENE-WSW compressive phasis. 6A: Louvie-Juzon; 6B: Arudy; 6C: Lazerque; 6D: Roncal; Wulff stereonet, lower hemisphere.

terait au cours de l'Oligocène supérieur et se poursuit jusqu'au Quaternaire (cf. § 2-3).

3.2.3. Extension gravitaire en altitude

Par leur situation, les stations peuvent être regroupées en deux ensembles (Tabl. 1 B): les stations de fond de vallée (Arudy, Louvie-Juzon) ou de vallon perché (Hounrède) et les stations sur les versants et sur les crêtes (Garail, Lazerque et Jaout). Ces dernières possèdent un nombre important de failles à composante normale (supérieur à 50%) alors que dans les vallées le pourcentage est faible. Cette différence ne peut être attribuée à une réponse différente à la contrainte due à une différence de lithologie puisque, à l'exception de Garail, toutes les stations ont été effectuées dans les calcaires massifs urgoniens. D'ailleurs lorsque la lithologie n'est pas strictement identique, dans une situation topographique équivalente, les réponses aux contraintes sont similaires (Garail, Lazerque; Tabl. 1A et 1B). La quasi-absence de

failles normales dans les vallées nous permet aussi de rejeter l'hypothèse de failles normales antérieures aux compressions. Comment pourrait-on expliquer leur position géographique actuelle ?

Les phénomènes d'extension liés à l'altitude sont clairement démontrés à l'ouest d'Arudy. Deux pistes forestières ouvertes sur le flanc nord du Lazerque et qui rejoignent la crête du chaînon ont permis le relevé de 158 miroirs. On observe que le nombre de failles possédant une composante normale augmente avec l'altitude (Tabl. 1B). De 16% des failles mesurées dans la vallée à Arudy, leur pourcentage atteint 78% sur les crêtes soit sommitale (Garail) soit latérale (Lazerque2). Ce dernier site, le plus oriental, surplombe la vallée d'Ossau d'environ 400 m. Il combine la position de flanc, regardant vers le nord, et de crête, plongeant vers l'est. Le même phénomène est observé plus à l'Ouest en vallée d'Aspe et à La Pierre Saint Martin (Hervouët, 1997). Le site d'Hounrède nous permet d'affiner nos observations. Il est situé en fond de

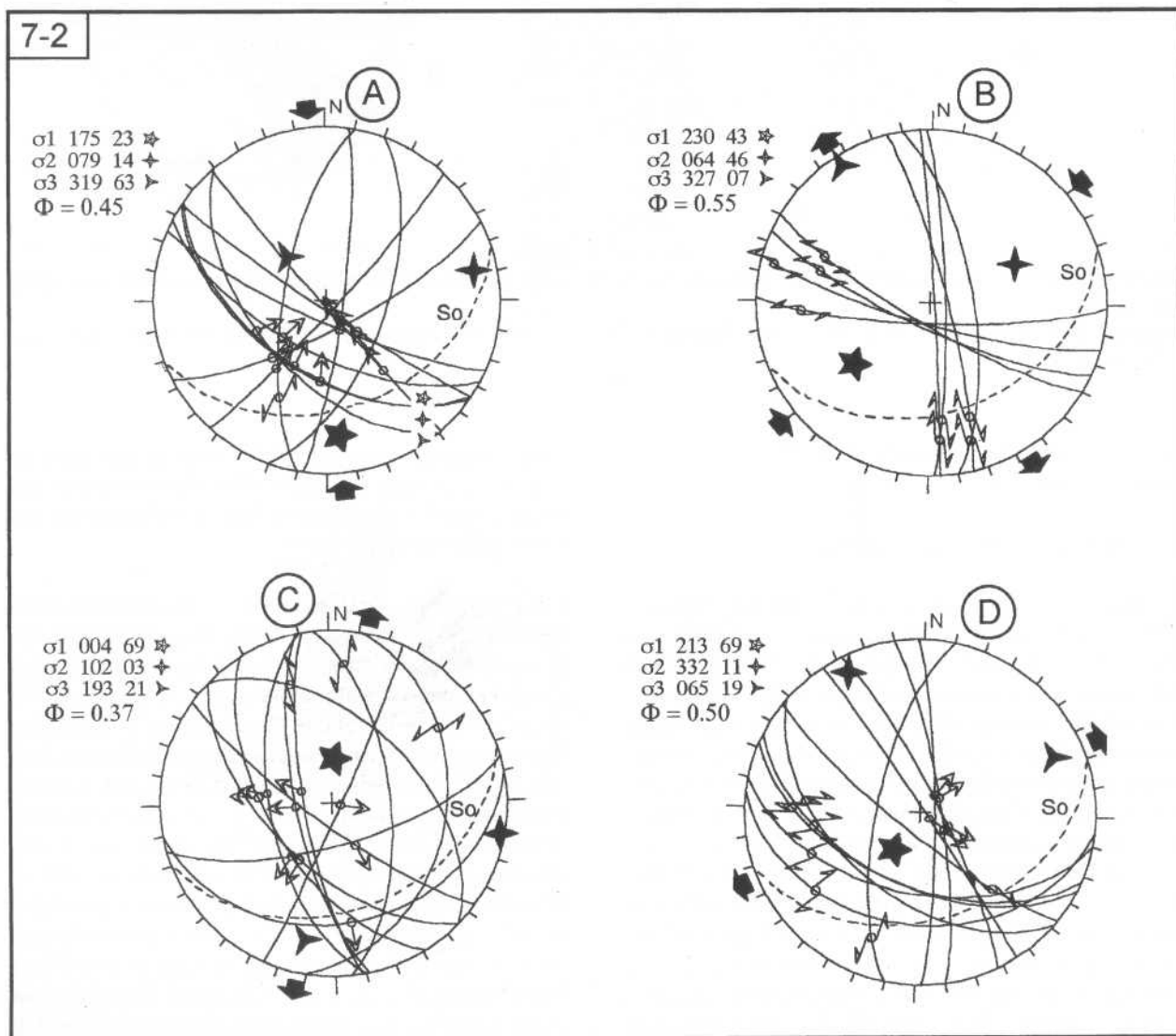
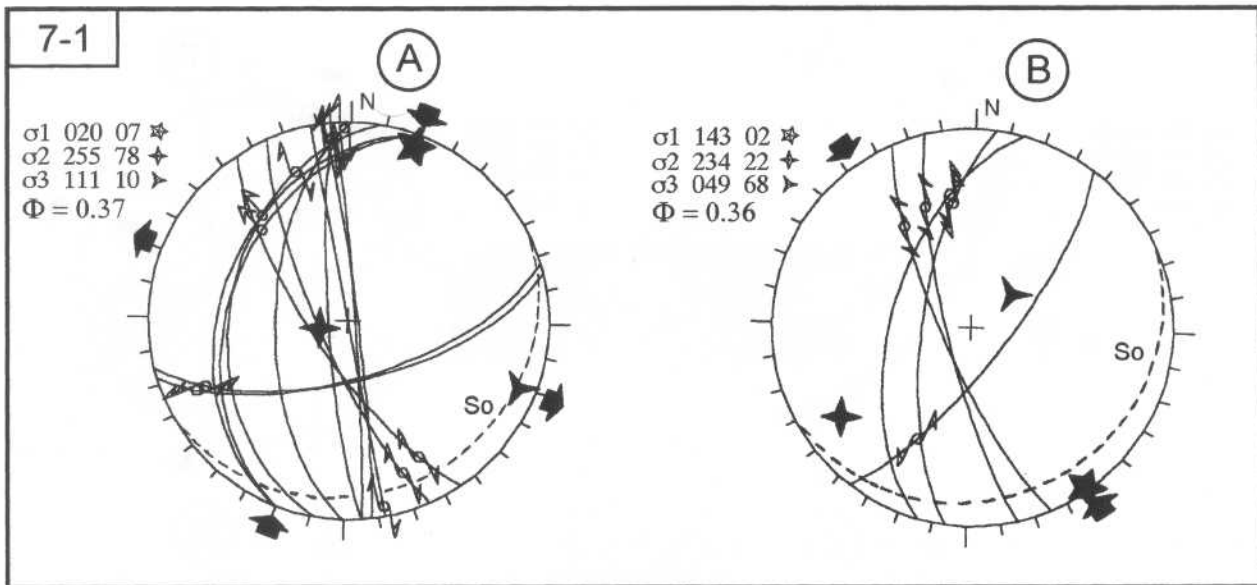


Figure 7: Stéréogrammes des contraintes principales relevées sur le massif du Jaout: sites d'Hounrède (7-1) et du col de Jaout (7-2); canevas de Wulff, hémisphère inférieur. 7-1A et 7-2 A: compression pyrénéenne; 7-1B: compression Oligocène supérieur à actuelle; 7-2B: possible déviation de la contrainte pyrénéenne à proximité d'accidents N160°E; 7-2 C et D: extensions gravitaires. S0: pendage de la stratification du site; σ_1 , σ_2 , σ_3 : tenseur de contraintes principales définies par leur azimuth et leur plongement; rapport de forme $\theta = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$

Figure 7: Wulff stereonet in the massif of Jaout: Hounrède (7-1) and Jaout pass (7-2) sectors; Wulff stereonet, lower hemisphere. 7-1A and 7-2 A: Pyrenean compression; 7-1B: compression Upper Oligocene to Present in age; 7-2B: possible locally deviated pyrenean compression near N160°E faults; 7-2 C and D: gravity extensions. S0: bedding orientation in site; σ_1 , σ_2 and σ_3 : stress tensors are defined by azimuth and inclination; $\theta = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$ (stress ellipsoid shape ratio).

vallon à environ 1000 m d'altitude. Le nombre de failles normales est faible par rapport aux sites de Lazerque à altitude équivalente. Le facteur déclenchant de l'apparition des failles normales semble donc être le dénivelé entre le fond de la vallée ou la plaine et la station de mesures. Ce paramètre a déjà été signalé à la Pierre Saint Martin (Hervouët, 1997) et implique que l'extension gravitaire récente est, dans la région étudiée, très superficielle. Dans des massifs calcaires à reliefs relativement vigoureux, un dénivelé d'environ 300 m semble nécessaire.

La direction de l'extension gravitaire est guidée par l'orientation de la topographie. Elle réutilise souvent les plans de failles préexistants (Hervouët, 1997) ce qui expliquerait la disparition des paléofailles normales mésozoïques. Le rapport de forme θ ($\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$; Angelier, 1979; Etchecopar *et al.*, 1981; Ritz & Taboada, 1993) des phénomènes d'extension est variable. Entre 0,37 (Jaout, Fig. 7-2C) et 0,38 (Lazerque), il représente des stations proches des crêtes où l'extension suivant deux directions (multidirectionnelle) peut se manifester relativement facilement. A 0,87 (Lazerque) le régime d'ex-

tension est uniaxiale et correspond à un versant rectiligne. Proche de 0,5, les stations (Garail; Jaout, Fig. 7-2D) sont situées sur des versants ou sur des crêtes au tracé plus ou moins régulier, avec quelques changements d'orientation: une des directions d'extension est prédominante.

L'analyse des miroirs montre que les mouvements gravitaires sont toujours postérieurs aux jeux en compression. Ils sont générés par la surrection des Pyrénées et le creusement des vallées à l'origine du processus de décompression au niveau des fractures. Ce phénomène de décompression dans les karsts de haute montagne a déjà été signalé par les karstologues (Maire, 1990; Audra, 1994; Delannoy, 1997).

4. Relation entre la géométrie du réseau fissuré, la tectonique et la karstification

Il est important de pouvoir relier les grandes familles de fractures mesurées sur le massif à l'histoire tectonique régionale.

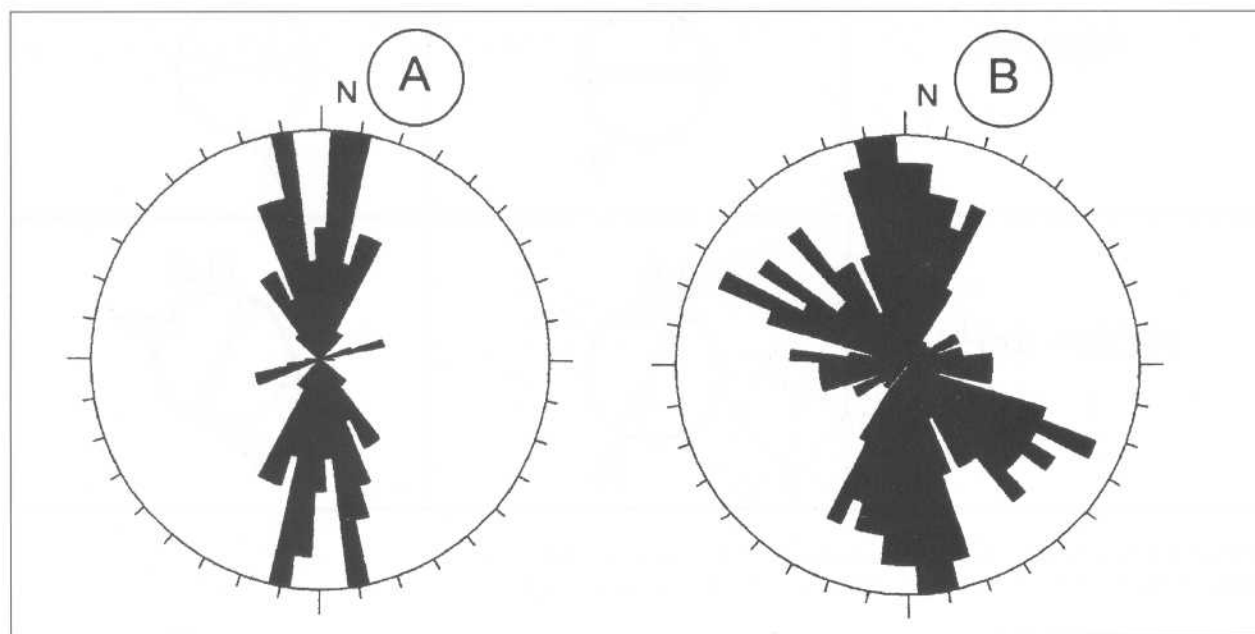


Figure 8: Rosaces directionnelles des failles des stations Hounrède (A) et Jaout (B).

Figure 8: Rose diagram of faults. A: Hounrède; B: Jaout.


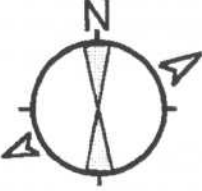
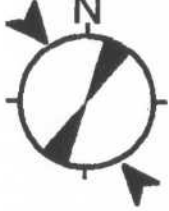
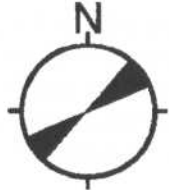

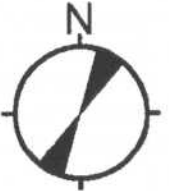
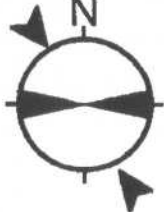
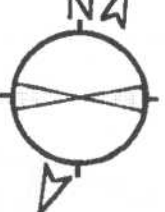
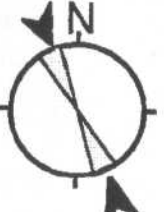

FAMILLES	état en profondeur	état en surface en altitude
N000°		
N020°-040°E		
N040°-060°E		
N090°E		
N150°-160°E		

Tableau 2: État actuel des fractures, fermées (en noir) ou ouvertes (en gris).

Table 2: Present state of the fracturation, closed (in black) and opened (in grey).

- (1) La famille sub-méridienne (Tabl. 2) est prédominante sur le massif du Jaout (Fig. 4 et 8). C'est une direction de fractures ouvertes issues du rifting du golfe de Gascogne au Crétacé inférieur et/ou de la compression pyrénéenne sub-méridienne. Actuellement, elle est ouverte en altitude par les phénomènes distensifs (Fig. 7-2 C et D, Fig. 8) et vraisemblablement fermée en profondeur par la compression NNW-SSE actuelle.
- (2) La famille E-W (Tabl. 2) correspond à une direction de fractures issues de l'extension nord-sud albienne (Martin, 1992). Ces fractures sont vraisemblablement fermées lors de la compression majeure pyrénéenne. Actuellement, elle a le même comportement que la famille subméridienne
- (3) Les familles N020°E à N040°E et N150°E à N160°E (Tabl. 2) représentent un système de décrochements conjugués issu de la compression majeure pyrénéenne. Pourtant, ces deux familles semblent avoir des rôles différents en ce qui concerne les écoulements: la famille N020°E à N040°E, oblique par rapport à la compression actuelle, est caractérisée par des fractures fermées et la famille N150°E à N160°E, sub-parallèle à cette compression, est caractérisée par des fractures ouvertes (Umbhauer *et al.*, 1994). En altitude la famille N020-040°E demeure fermée: elle n'est pas utilisée par la distension gravitaire (Fig. 7-2 C et D).
- (4) La famille N030°E à N060°E est issue de la compression majeure pyrénéenne et de la phase compressive ENE-WSW (phase post-pyrénéenne). Actuellement, elle a le même comportement que la famille N020-040°E (Tabl. 2, Fig. 7-2 C et D).

L'importance des phénomènes gravitaires en altitude permet la ré-ouverture des fractures pré-existantes. Ces phénomènes tiennent un rôle important dans l'écoulement des eaux au niveau de l'exokarst. L'orientation NNW du gradient hydraulique à partir de la perte d'Hounrède, où la famille N150-160°E est prédominante, vers la Source aux Fées peut être expliquée par l'addition de deux phénomènes: en surface les fractures NNW-SSE sont ouvertes par de l'extension gravitaire généré par la surrection du massif et le creusement d'une vallée parallèle à ces fractures; en profondeur, la compression actuelle NW-SE participe à leur ouverture pour en faire un chemin privilégié.

5. Conclusion générale

Le massif du Jaout, essentiellement composé de roches carbonatées, réunit les trois conditions indispensables

pour qu'agisse le processus de karstification: précipitations abondantes, massifs carbonatés intensément fissurés, dénivelé important entre la surface de l'impluvium et le niveau de base de part et d'autre du massif (gave d'Ossau, Ouzom). En épaississant la croûte continentale, les différentes phases compressives vont permettre le soulèvement du massif et l'élaboration d'un réseau de fractures conséquent. Les conditions climatiques régionales jointes à un couvert de terre végétale omniprésent dans l'axe du synclinal où s'ouvrent de nombreuses dolines permettent l'infiltration dans le karst d'une eau agressive. Au niveau du lapiaz du versant de Males Ores, le massif du Jaout fait figure de karst de haute montagne. Il rejoint ainsi les massifs calcaires étudiés depuis de nombreuses années par les karstologues (Quinif, 1976, 1978; Maire, 1990; Audra, 1994; Delannoy, 1997) qui ont définis et décrits les karsts d'altitude en relevant le rôle important de la fracturation dans leur genèse et leur développement.

Les divers images dont nous disposons (image SPOT, photographies aériennes) couplées aux mesures de la fracturation acquises sur le terrain nous ont permis de déterminer précisément le réseau fissural du massif du Jaout. L'analyse de l'état des contraintes permet ensuite d'identifier les fractures ouvertes, utiles et donc propices à l'écoulement des eaux souterraines.

La majorité des fractures issues de l'histoire complexe des Pyrénées est reprise en altitude par des phénomènes récents d'extensions gravitaires. Ils tiennent un rôle important dans l'écoulement des eaux au niveau de l'exokarst, la contrainte régionale intervenant au niveau de l'endokarst. Les fractures tectoniquement actives sont préférentiellement karstifiées. Ainsi, sur le massif du Jaout, la fracturation active (tectonique vivante) et la karstification semblent étroitement liées à l'image de la Pierre Saint Martin (Hervouët, 1997) ou de massifs plus anciens (Ardennes; Quinif *et al.*, 1997) réactivés par des mouvements posthumes.

6. Bibliographie

- ANGELIER, J., 1979. Determination of the mean principal stresses for a given fault propagation. *Tectonophysics*, 56 : 17-26.
- ANGELIER, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103 : 363-376.

AUDRA, Ph., 1994. Karsts alpins. Genèse des grands réseaux souterrains. *Kartologia*, Mém. n° 5, 279 p., 119 fig.

- BAUER, J., 1994. Compte rendu du traçage Jaout - Port de Castet. Document du Comité Départemental de Spéléologie 64, 3 pages, inédit.
- CANÉROT, J. & LENOBLE, J.-L., 1993. Diapirisme crétacé sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales: exemple du Pic de Lauriolle: comparaisons avec l'Aquitaine, les Pyrénées centrales et orientales. *Bulletin Société géologique de France*, 164, 5 : 719-726.
- CASTÉRAS, M., 1970a. Notice explicative et carte géologique au 1/50 000: Feuille d'Oloron Sainte Marie (coupure XV-46). *Bureau Recherche Géologique et Minières*, 19 pages.
- CASTÉRAS, M., 1970b. Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000: Feuille de Lourdes (coupure XVI-46). *Bureau Recherche Géologique et Minières*, 19 pages.
- DELAITRE, E., 1997. Le massif du Jaout (base de données). Document du Comité Départemental de Spéléologie 64, 105 p., inédit.
- DELANNOY, J. J., 1997. Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karst. Thèse Doct. État, Institut Géographie Alpine, Univ. Joseph Fourier, Grenoble I, 677 p.
- DÉRAMOND, J., SOUQUET, P., FONDECAVE-WALLEZ, M.-J. & SPECHT M., 1993. Relationship between thrust tectonics and sequences stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). In: Williams & Dobb Eds., *Tectonics and seismic sequences stratigraphy*, - *Geological Society Special Publication*, 71 : 194-215.
- ETCHECOPAR, A., VASSEUR, G. & DAIGNIÈRES, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal Structural Geology*, 3: 51-65.
- GAGNEPAIN, J., MODIANO, T., CISTERNAS, A., RUEGG, J.C., VADELL, M., HATZFELD, D. & MEZCUA, J., 1980. Sismicité de la région d'Arette (Pyrénées Atlantiques) et mécanisme au foyer. *Annales de Géophysique*, 36, 4 : 499-508.
- GODECHOT, Y., 1962. Contribution à l'étude géologique des Chaînons Nord-Pyrénéens aux confins du Béarn et de la Bigorre. Thèse Doct. 3ème cycle Univ. Toulouse, 145 pages.
- GRANDJEAN, G., DAIGNIÈRES, M., GALLART, J. & HIRN, A., 1994. Répartition de la sismicité dans la partie occidentale des Pyrénées. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 319, II, 527-533.
- GRELLET, B., COMBES, P., GRANIER, T., PHILIPP, H. & MOHAMMADIOU, B., 1993. Sismotectonique de la France métropolitaine. *Mémoire de la Société géologique de France*, 164, 1, 76 p. ; 2, 24 pl., 1 carte.
- HERVOUET, Y., KLARICA, S. & RODDAZ, B., 1996. Compressions cénozoïques et extensions gravitaires récentes des Pyrénées occidentales (France). 16ème Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Orléans, 1p., Livre en dépôt à la Société géologique de France.
- HERVOUET, Y., 1997. Déformations alpines, inversion tectonique négative et karstogenèse: exemple de la Pierre Saint-Martin (Pyrénées Atlantiques, France). *Bulletin Société géologique de France*, 168, 5 : 663-674.
- KLARICA, S., 1997. Etude pluridisciplinaire de deux aquifères du Piémont Pyrénéen. Thèse Univ. de Pau et des Pays de l'Adour, 263 pages.
- KLITGORD, K. & SCHOUTEN, H., 1986. Plate Kinematics of the Central Atlantic. In: Vogt P. R. et Tucholke B. E. (eds), *The Western North Atlantic Region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, vol. M, 351-377.
- LABAUME, P., 1983. Evolution tectono-sédimentaire et mégaturbidites du bassin turbiditique éocène sud-pyrénéen (entre les transversales col du Somport-Jaca et Pic d'Orhy-Sierra de Leyre). Thèse 3ème Cycle, U.S.T.L. Montpellier, 170 p., 65 fig., 2 annexes, 1 carte h.t.
- LABAUME, P., SÉGURET, M. & SEYVE, C., 1985. Evolution of a turbidite foreland basin and analogy with an accretionary prism. Example of the Eocene South-Pyrenean basin. *Tectonics*, 4 : 661-685.
- MAIRE, R., 1990. La Haute Montagne calcaire. *Karstologia*, mém. n° 3, 731 p., 394 fig.
- MANGIN, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse d'état Univ. de Dijon. in: *Ann. de Spéléologie*, 1974, n°29 (3) : 283-332; 1974, n°29 (4) : 495-601; 1975, n°30 (1) : 21-124.
- MARTIN, R., 1992. La fracturation dans les domaines chevauchants et leurs avant-pays: comparaison entre le Wyoming (Etats-Unis) et le Béarn (France). Conséquences sur la diagénèse. Thèse Univ. Paris Sud XI, 286 pages.
- MIROUSE, P., 1980. Les Pyrénées. In: *Bulletin Centre Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Mém. 3, Chapitre 5, p. 28-39.

- QUINIF, Y., 1976. Contribution à l'étude morphologique des karsts algériens de type haut-alpin. *Revue de Géographie. Physique et Géologie Dynamique*, (2), XVIII, 1 : 5-18.
- QUINIF, Y., 1978. Contribution à l'étude des cavités karstiques du Djurdjura (Algérie). Description morphohydrogéologique et cadre évolutif. *International Journal of Spéleology*, 10 : 113-155.
- QUINIF, Y., VANDYCKE, S. & VERGARI, A., 1997. Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarsts crétacés du Hainaut (Belgique). *Bulletin Société géologique de France*, 168, 4 : 463-472.
- RITZ, J. F. & TABOADA, A., 1993. Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods.). *Bulletin Société géologique de France*, 164, 4 : 519-531.
- ROCHER, M., LACOMBE, O. & ANGELIER, J., 1998. Tectogenèse pyrénéenne dans le bassin flexural d'Aquitaine: apports de la reconstitution de paléocontraintes. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, II, 326, 2 : 129-135.
- RUEGG, J.C. & KASSER, M., 1983. Mouvements verticaux dans la région d'Arudy (Pyrénées occidentales). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, II, 296, 443-448.
- SOUQUET, P. & DÉRAMOND, J., 1989. Séquence de chevauchements et séquences de dépôt dans un bassin d'avant-fosse. Exemple du sillon crétacé du versant sud des Pyrénées (Espagne). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, II, 309 : 137-144.
- THOMAS, G. & DELFAUD, J., 1990. Mise en évidence de décrochements dextres NW-SE contemporains de la sédimentation oligo-miocène dans le bassin de Jaca-Pampelune (Pyrénées sud-occidentales, Espagne). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, II, 310, 6 : 801-806.
- UMBHAUER, F., MASSONAT, G. & MICHEL-NOEL, G., 1994. Caractérisation et modélisation des différentes familles et échelles de fracturation utile. Application au gisement de Meillon-Saint Faust (France). *Bulletin Centre Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Mém. 18, 1, 231-256.
- VERGES, J. & MUNOZ, J.A., 1990. Thrust sequences in the southern central Pyrenees.). *Bulletin Société géologique de France*, (8), VI, 2 : 265-272.
- VILLEMIN, T., CHARLESWORTH, H. & JAHANS, P., 1993. Stress version 1.6, a program to analyse data from striated faults. G. A. C., Short course, Edmonton, May 14-16.
- VILLEMIN, T., CHARLESWORTH, H. & JAHANS, P., 1999. Stress version 3.3, a program to analyse data from striated faults.

Manuscrit déposé le 31 mars 1998 et accepté pour publication le 06 juin 1999.