

# Observations géologiques dans le massif du Montcalm (Ariège, Pyrénées, France)

Nicolas Tormo

## Résumé

Cette note présente quelques observations tectoniques, lithologiques et stratigraphiques dans le massif du Montcalm (Ariège, Pyrénées, France). Les terrains sont essentiellement silico-clastiques et ne présentent que très localement une sédimentation carbonatée. Ils sont rattachés globalement au membre inférieur de la Formation d'Err (Cambrien basal). Le principal trait tectonique est une organisation en panneaux kilométriques dont la compartimentation est probablement d'origine hercynienne. La tectonique alpine leur impose ensuite une compression de direction SN, marquée par des failles inverses NW-SE et des chevauchements SN. S'ajoutent enfin plusieurs réseaux de failles alpines de plus faible ampleur présentant des directions variées.

**Mots clés** : Massif du Montcalm, Ariège, Pyrénées, Formation d'Err, Cambrien inférieur.

## Abstract

This note describes some tectonic, lithological and stratigraphic observations about the Montcalm Massif (Ariège, Pyrenees, France). The outcrops are mainly siliciclastic, only bearing locally a carbonate sedimentation. They are globally regarded as belonging to the lower member of the Err Formation (Lowermost Cambrian). The main tectonic feature is a kilometric scale panels organization, which compartmentation is of probable hercynian origin. Alpine tectonic then enforces a compression and SN thrusting overlaps, with inverted NW-SE faults. Finally, there are also several alpine fault networks of lower extent and various directions.

**Keywords** : Montcalm massif, Ariège, Pyrenees, Err Formation, Lower Cambrian.

## 1. Introduction

Le massif montagneux du Montcalm (**Fig. 1**) se situe dans la chaîne pyrénéenne (**Fig. 2**), au sud du département de l'Ariège, le long de la frontière avec l'Espagne (Catalogne). Il est majoritairement situé coté ariégeois, seules ses retombées ouest et sud sont situées en Catalogne. Le massif porte le nom du Pic du Montcalm (3077 m) qui est le plus haut sommet visible depuis la vallée d'Auzat/Vicdessos en Ariège. Le point culminant est cependant la Pique d'Estats (3144 m), situé sur la frontière avec la Catalogne, mais qui est caché depuis la vallée.

Le territoire considéré dans cette note est délimité par (**Fig. 3**) :

- Au nord, la ligne allant de l'étang du Pinet au barrage de Soulcem.
- A l'ouest, la frontière franco-espagnole, depuis le Guins de Taps (près du refuge du Pinet), le

Pic du Sullo, la Pique d'Estats jusqu'au Pic de Canalbone.

- Au sud, une ligne reliant le Pic de Canalbone à l'étang de Soulcem.

- A l'est, l'étang de Soulcem.

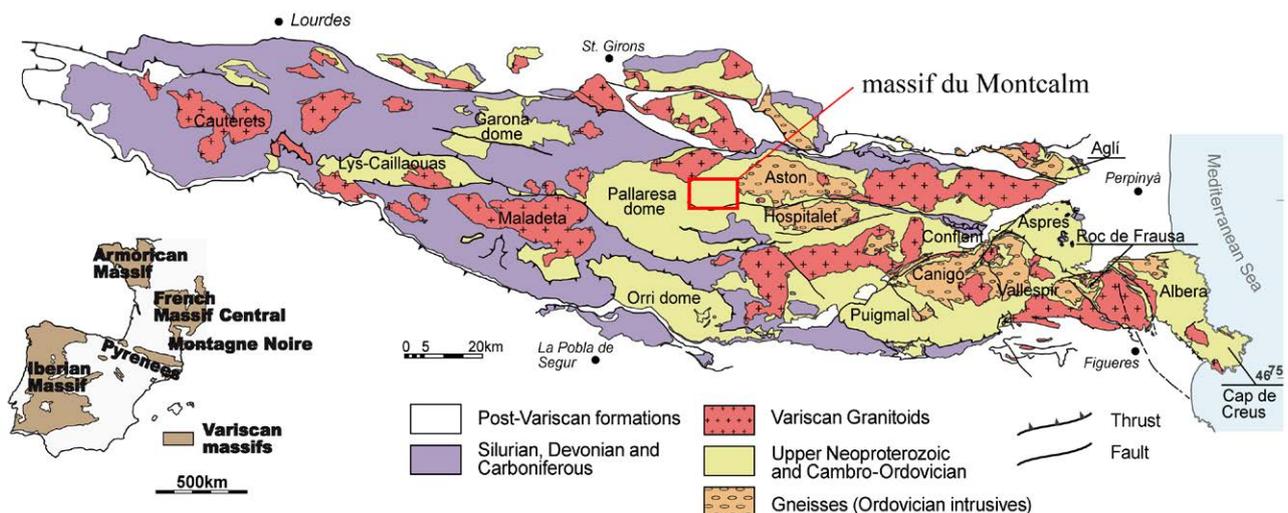
La surface couverte mesure environ 14 km<sup>2</sup>. Les observations peuvent dans une certaine mesure s'extrapoler dans les environs immédiats (sud et ouest) vers la Catalogne.

Il est à noter que la nature du terrain rend les observations géologiques difficiles. Le dénivelé entre le parking et les sommets est de 2000 m. Les itinéraires sont longs, raides, rocaillieux, pour certains relevant même de l'alpinisme. Le terrain est souvent impraticable et dangereux.

Outre les observations sur le terrain, nous avons utilisé des moyens cartographiques informatiques.



**Fig. 1** – paysage dans le massif (partie supérieure du ravin du Riufret).  
 (1) Pic de Canalbone (2973 m), (2) Pointe de Gabarró (3115 m), (3) Pique d’Estats (3144 m).  
 Au premier plan, remarquer la morphologie mamelonnée due à l’abrasion glaciaire.



**Fig. 2** – carte structurale de la zone axiale des Pyrénées et situation du massif du Montcalm.  
 (d’après Padel *et al.*, 2018).

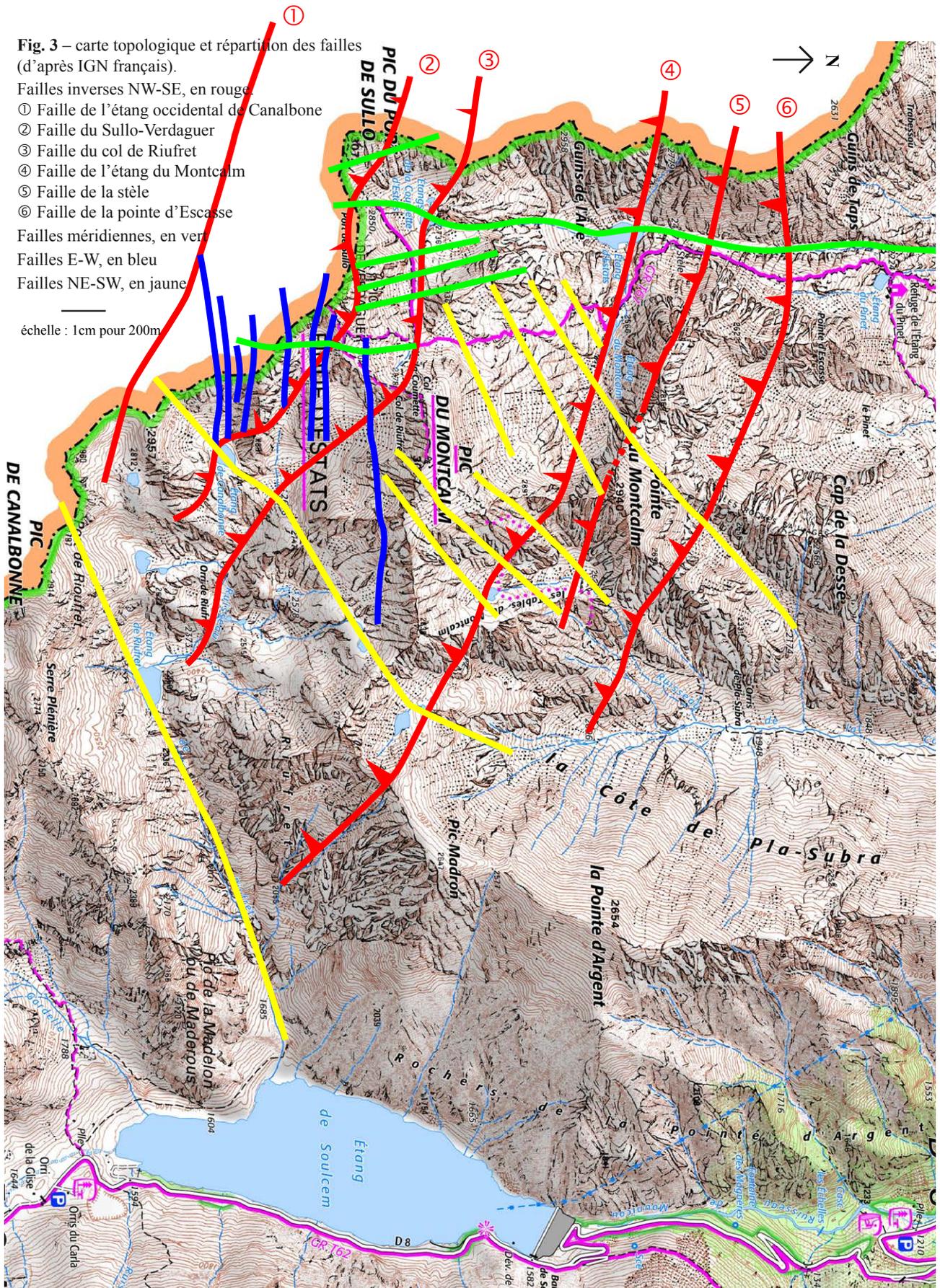
Plusieurs sources de photographies aériennes sont disponibles : googleearth, IGN français, IGN espagnol, et surtout ICGC catalan, ces dernières étant les plus précises. Les cartes topographiques de l’IGN français et de l’ICGC catalan ont été utilisées. Il n’y a pas unité des noms et des altitudes pour certains sommets (le Pic de Canalbone selon la carte française n’est pas le même selon la carte catalane) et il y a des différences linguistiques (Pic de Sotllo en catalan, Pic de Sullo en occitan, côté ariégeois). Nous avons préféré utiliser les dénominations de la carte catalane qui contient plus d’informations, mais en retenant

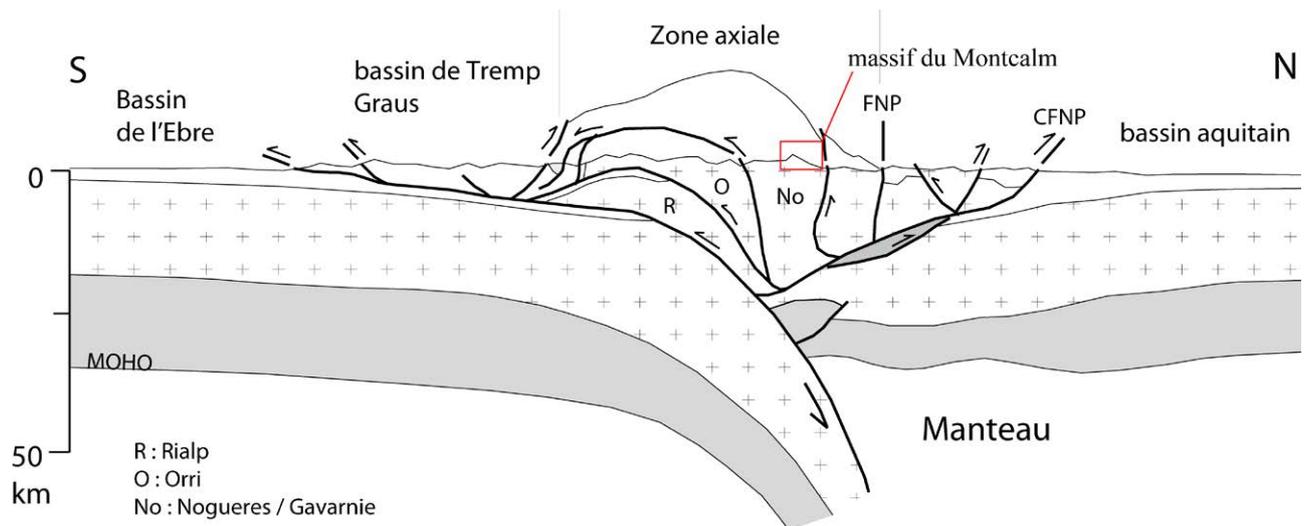
celles en français quand elles sont en usage (ex : Pique d’Estats et non Pica d’Estats).

## 2. Contexte géologique

La géologie de l’Ariège, et plus généralement celle des Pyrénées, est extrêmement complexe (Barnolas & Chiron, 1996). Nous nous contenterons d’une description synthétique.

Le massif du Montcalm se situe au cœur de la zone axiale des Pyrénées (**Fig. 2**). Il fait partie d’une grande structure antiforme de 40 km x 30 km (« Pallaresa





**Fig. 4** – profil structural synthétique des Pyrénées (d'après Fillandeau, 2011).  
FNP : front nord pyrénéen ; CFNP : chevauchement frontal nord pyrénéen.

dome » in **Fig. 2**) au sein de l'Unité de Nogueres (**Fig. 4**). Cette structure est pour l'essentiel située en Catalogne dans la comarque de Pallars Sobirà mais déborde sur l'Ariège. Les roches sont principalement schisteuses et gréseuses et attribuées au Groupe de Jujols (Cambrien/Ordovicien ; Laumonier, 1988 ; Ternet *et al.*, 1997). Dans les Pyrénées orientales, où le groupe est défini, l'âge est déduit des données géochronologiques (Laumonier *et al.*, 2004 ; Padel, 2016 ; Padel *et al.*, 2018). Vers le NW, la structure est recouverte par des nappes de charriage à matériel principalement dévonien (Couserans). Au nord, elle présente une intrusion granitique hercynienne (massif du Bassiès) qui a développé un métamorphisme de contact. À l'est se trouve le massif métamorphique d'Aston (intrusion ordovicienne de migmatites et gneiss), ceinturé au nord par des termes d'âges silurien et dévonien (Ax-les-Thermes, les Cabannes, Siguer). Vers le sud et l'ouest se trouve la suite de la structure, en Catalogne (Pallars Sobirà).

L'essentiel du territoire étudié se situe dans l'angle sud-est de la carte géologique au 1/50000<sup>ème</sup> d'Aulus-les-bains, où les terrains sont notés k1-3 (« Formation d'Évol indifférenciée » soit Cambrien inférieur à moyen). Ces mêmes terrains sont notés « Cambrien métamorphisé » (kξ) sur la carte géologique au 1/50000<sup>ème</sup> de Fontargente, « Cambrien s.l. » et même siluriens sur la carte géologique au 1/50000<sup>ème</sup> de Videssos. Les raccords entre ces trois cartes montrent une totale divergence entre les analyses des auteurs, et donc une grande confusion dans les attributions lithostratigraphiques. Le document le plus récent est la notice de la carte géologique harmonisée du

département de l'Ariège (Genna, 2008). Les terrains y sont notés « Cambrien probable » (293 - Pla de Subra, Riufret, Soulcem) et « Ordovicien inférieur/moyen » (244 - Canalbone, Pique d'Estats, Pinet), sans aucune justification toutefois.

### 3. Observations lithologiques

#### 3.1 Observations globales

N'ayant aucune continuité, repère lithologique ou lithostratigraphique, et vraisemblablement de très forts plissements, il semble en l'état très difficile d'établir la colonne stratigraphique et une cartographie du terrain étudié. Une colonne synthétique de l'Unité de Nogueres est présentée dans Laumonier *et al.* (1996, fig. 4.8 « Massif de la Pallaresa »).

Les roches sont la plupart du temps difficiles à distinguer d'un schiste gréseux, prenant plus l'apparence d'un schiste ou d'un grès selon les lieux, ces faciès se disposant souvent en alternances assez monotones. Les schistes ont en général une patine orange à rouge caractéristique (**Fig. 5**) et présentent une altération glaciaire en surface (abrasion, griffage, polissage) bien visible.

Seuls trois secteurs présentent une lithostratigraphie plus claire : les alentours des sommets (1) du Pic du Sullo, (2) du Pic de Verdaguer et de la Pique d'Estats, (3) la rive gauche du Riufret en amont de l'étang inférieur du Riufret.

**1. Pic du Sullo (Fig. 12).** Dans la face est, on note de grands bancs de grès quartzitiques entrecoupés de schistes. Le sommet même montre une barre



**Fig. 5** – rive gauche du Riufret, en direction du Pic du Montcalm.  
Au premier plan, remarquer la morphologie mamelonnée due à l’abrasion glaciaire.



**Fig. 6** – sommet de la Pique d’Estats depuis le Pic de Verdaguer. Quartzites sommitales.

quartzitique. Le pendage semble sensiblement horizontal.

**2. Pic de Verdaguer (Fig. 13) et Pique d’Estats (Figs. 6, 15).** Les faces nord et ouest du Pic de Verdaguer montrent un banc quartzitique qui se jette dans l’étang de la Coumette d’Estats, puis une masse schisteuse et un épais banc quartzitique. Le

pendage est de 30° vers le N. Ce dernier banc se poursuit et constitue le sommet de la Pique d’Estats (**Fig. 6**). Plus à l’est (**Fig. 15**), on observe la même organisation avec des quartzites à la Pointe de Gabarró (1), la masse schisteuse au col de Gabarró (2) et les quartzites au sommet de la Pique d’Estats (3). La faille de Sullo-Verdaguer ayant un faible jeu, elle ne perturbe pas la lecture du terrain. Le



**Fig. 7** – rive gauche du Riufret depuis la Pique d’Estats.

Cap de la Coma de Riufret (**Fig. 15** au centre ; **Fig. 16** à gauche) est aussi constitué de quartzites.

**3.** La rive gauche du Riufret (**Figs. 7 et 18**), entre l’étang inférieur du Riufret et le Pic du Montcalm, expose de nombreuses alternances de termes schisteux et quartzitiques au pendage presque vertical de direction NW-SE. Cependant la présence de plis serrés n’est pas à exclure pour ce secteur.

Signalons aussi que le pourtour de l’étang de Soulcem montre des affleurements de leucogranites, en particulier au Pic de la Madelon. Ils sortent du domaine de notre étude.

### 3.2 Observations locales

En rive gauche du Riufret, vers la cote 2500 m, affleurent des bancs calcaires qui peuvent atteindre un mètre d’épaisseur. Ces calcaires sont pétris de débris siliceux de taille millimétrique à pluri-centimétriques (**Fig. 8**). Ces débris sont lisses ce qui signifie qu’ils ont été transportés et émoussés. Un bloc éboulé montrant un banc métrique calcaire présente des passées schisteuses extrêmement plissotées (**Fig. 9**). Ces calcaires affleurent dans une falaise en amont mais sont inaccessibles. Ce niveau calcaire est à rapprocher de ceux déjà observés près du sommet coté 2747 m (entre le Pic du Montcalm et le Pic Madron), au nord du Pic Madron et au sud de la Pointe d’Argent (carte géologique au 1/50000<sup>ème</sup> d’Aulus les bains). Ceux-ci sont assimilés à la Formation de Lleret-Bayau (Ternet *et al.*, 1997).

Sous les sommets, les grès quartziteux, lorsqu’ils sont très massifs, sont parfois stratifiés et l’on peut y observer des laminations. Plusieurs secteurs (Canalbone, arête est de la Pique d’Estats, arête ouest du Pic de Verdaguer) montrent des passées argileuses et calcaires (**Fig. 10**). Les recherches de microfossiles par extraction à l’acide dans tous ces affleurements carbonatés se sont révélées infructueuses.

### 3.3 Discussion et datation

L’ensemble des terrains qui affleurent sur le secteur étudié est décrit dans la littérature sous le terme de « série de Pilas-Estats » (Ternet *et al.*, 1997 qui citent des travaux de Zandvliet, 1960 ; Laumonier, 1988 ; Laumonier *et al.*, 1996 ; Monod, 2014), depuis affecté à la Formation d’Évol, organisée en trois membres (Laumonier *et al.*, 1996).

Les terrains les plus anciens, puisque ils couvrent à l’est le dôme de l’Aston (Laumonier, 1988), présents en rive gauche du Riufret, sont vraisemblablement à rattacher au membre inférieur (« Formation d’Alos-de-Isil » des auteurs). Les affleurements calcaires (au mieux métriques) ne sont pas suffisants pour caractériser le membre médian (« Formation de Lleret-Bayau » des auteurs). Quant aux terrains les plus récents, ceux affleurant près des sommets et présentant de grands bancs de grès et de quartzites, ils sont à rapprocher avec doute au membre supérieur (« Formation d’Alins » des auteurs). Ce membre n’est toutefois pas signalé dans ce secteur par les autres auteurs (Laumonier, 1988). La Formation d’Évol a été redéfinie et est maintenant nommée Formation



**Fig. 8** – bloc de calcaire à débris siliceux.  
photo Monceret.



**Fig. 9** – banc calcaire avec niveaux schisteux fortement plissés. Photo Monceret.



**Fig. 10** – grès quartzitique avec laminations, figures de bancs, lentilles et bancs calcaires (marteau). Étang de Canalbhone.

d'Err dans le travail le plus récent (Padel, 2018 ; fig. 2) avec un âge Terreneuvien (Cambrien série 1 ; Padel, 2016). Il n'y a aucune argument en faveur d'un âge ordovicien inférieur/moyen, comme avancé par Genna (2008).

#### 4. Observations tectoniques

##### 4.1 Failles inverses NW-SE

Le territoire est haché par une succession d'accidents tectoniques majeurs (**en rouge sur la Fig. 3**). Ces failles inverses, de direction N120°E, séparent des compartiments kilométriques se chevauchant, résultant d'une compression de direction sud-nord. L'observation des photos aériennes montre que ces accidents se poursuivent vers le NW au-delà de la frontière. Des accidents de la même famille

existent plus au sud, vers la Noguera de Vallferra (hors territoire étudié) : on est donc bien en présence d'un trait tectonique à grande échelle (plurikilométrique). Ces compartiments semblent déjà avoir été remarqués par les auteurs (Lepochat *et al.*, 2018 : fig. 22.108, citant un travail de Soula *et al.*, 1986).

Ces failles sont fortement redressées : les failles du secteur de la Noguera de Vallferra et la faille de l'étang occidental de Canalbhone sont sub-verticales ; la faille du Col du Riufret présente un pendage de 60° ; curieusement, la faille du Sullo-Verdaguer présente un pendage de 45° seulement.

Des crochons d'ajustement peuvent s'observer en face est du Pic du Sullo sur la faille du Sullo-Verdaguer (**Fig. 12**). D'autres sont visibles dans le couloir des Tables du Montcalm, sur la faille de l'étang du Montcalm (**Fig. 14**).

**1. Faille de l'étang occidental de Canalbone (Fig. 11) :** Pic dels Estanys, col au nord du point coté (pc) 2818 m, Estany occidental de Canalbona, Port du Riufred (sur carte catalane, ne pas confondre avec le col du Riufret près du Pic du Montcalm), pic 2811,4 m. Faille située principalement hors secteur, mais très bien visible.

**2. Faille du Sullo-Verdaguer (Figs. 12, 13, 15) :** ravin du Clot de Broate, face est du Pic du Sullo, Port du Sullo, contourne le Pic de Verdaguer (pc 3057,7 m ; 3081,4 m ; 3062,3 m ; 3049,6 m), vallon sans nom au nord de la pointe de Gabarró, étang de Canalbone (côté ariégeois) qu'emprunte un couloir très marqué orienté sud.

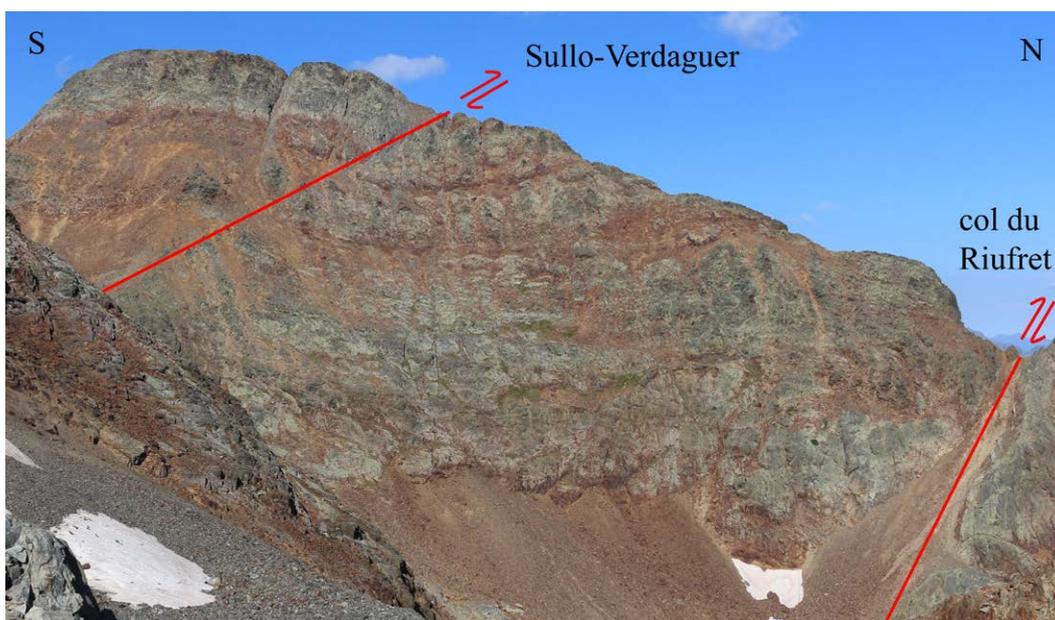
**3. Faille du col du Riufret (Figs. 12, 13, 15) :** col du Guins de l'Ane, étang de la Coumette d'Estats, col du Riufret, vallée du Riufret jusqu'à l'étang inférieur du Riufret. Cette faille est certainement celle qui a le plus joué dans le secteur. Entre les cols du Guins de l'Ane et du Riufret, le plan de faille est particulièrement bien visible (Fig. 13). Il est marqué à l'affleurement par une zone de broyage d'une dizaine de mètres d'épaisseur, érodée en plusieurs couloirs situés de part et d'autre des cols, et qui encaisse le lit du ravin du Riufret. Une composante horizontale du jeu doit aussi être envisagée.

**4. Faille de l'étang du Montcalm (Fig. 14) :** Guins del Taps (2779 m), étang d'Estats, étangs du Montcalm (dont la faille est l'axe), brèche

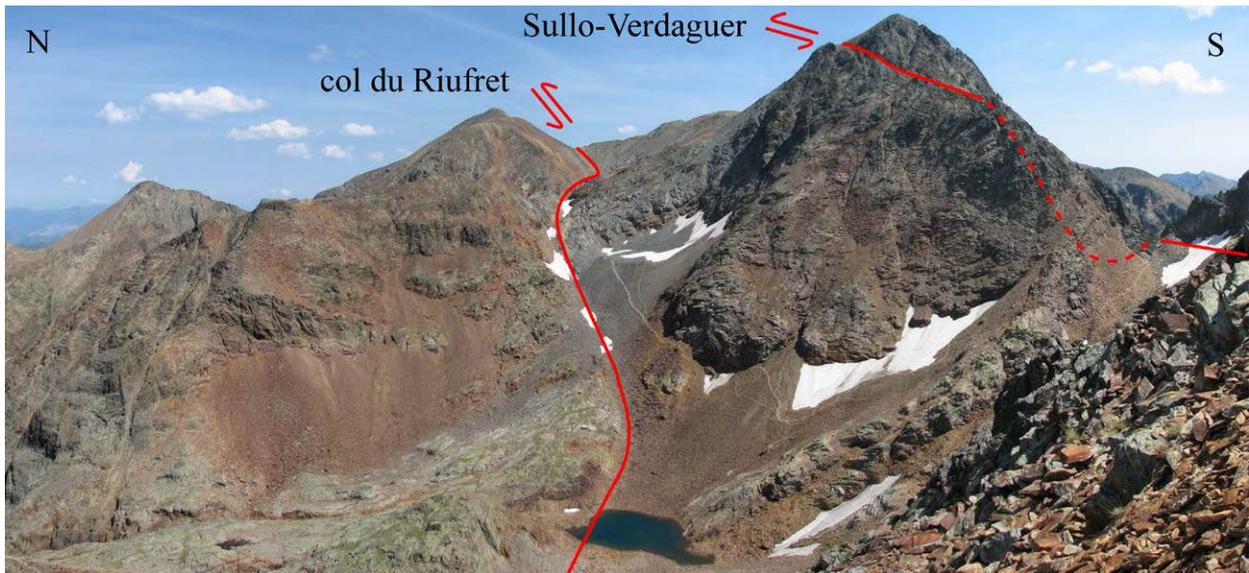


**Fig. 11** – faille de l'étang occidental de Canalbone.

Remarquer les nombreuses autres failles de même direction plus vers le sud (gauche).



**Fig. 12** – face est du Pic de Sullo.



**Fig. 13** – Pic du Montcalm, étang de la Coumette d’Estats, Pic de Verdaguer.

Remarquer le plan de faille bien marqué dans le paysage pour la faille du col du Riufret.

photo : Igertu ; [http://i57.photobucket.com/albums/g205/igertu/20090820\\_PicaEstats/pica\\_93p.jpg](http://i57.photobucket.com/albums/g205/igertu/20090820_PicaEstats/pica_93p.jpg)

(2848 m) entre la Pointe du Montcalm et le Pic du Montcalm, couloir des Tables du Montcalm (crochons observés), étang des Tables, étang anonyme (2557,5 m), col (2647,7 m) au SW du Pic Madron.

**5. Faille de la stèle** : parallèle à la précédente mais située 150 m plus au nord. 100 m au nord de la stèle près de l’étang d’Estats, pic 2816 m près de l’étang du Montcalm, brèche sur l’arête sud de la Pointe du Montcalm, bas des Tables du Montcalm.

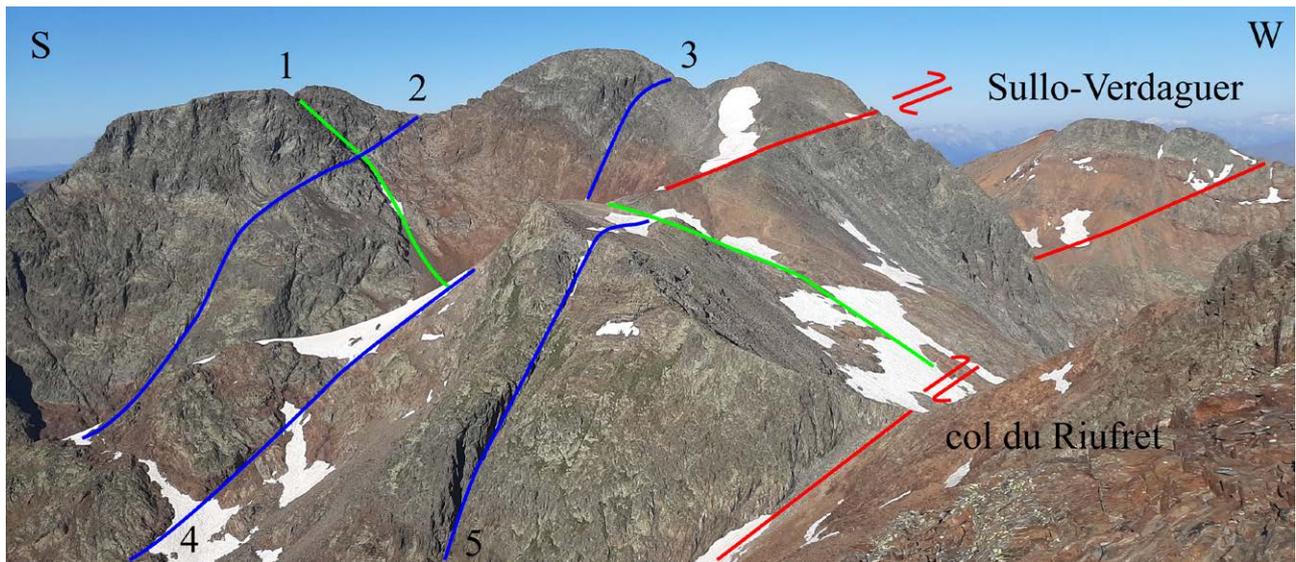
Il s’agit d’un accident secondaire, moins visible que les autres.

**6. Faille de la pointe d’Escasse** : col (2636,2 m) sur la frontière, col 100 m au sud de la Pointe d’Escasse, pic 2697 m au nord de la Pointe du Montcalm, brèche sur l’arête NE de la Pointe du Montcalm vers 2500 m. Chez certains auteurs (Guitard *et al.*, 1996 fig. 10.29 ; carte géologique de l’ICGC), cette faille a une extension bien au-delà du territoire étudié : elle traverse l’étang de



**Fig. 14** – faille de l’étang du Montcalm.

face est du Pic du Montcalm, pointe du Montcalm, Tables du Montcalm.



**Fig. 15** – Pointe de Gabarró, Pique d’Estats, Pointe de Verdaguer depuis le Pic du Montcalm.

1. faille du Pic de Gabarró – 2. faille du col de Gabarró – 3. faille de la Piques d’Estats 4. faille doublant la précédente – 5. faille du Cap de la Coma de Riufret.

Soulcem et se poursuit jusqu’en Andorre, traversant même la faille de Mérens (une des principales failles structurantes hercyniennes de la région).

#### 4.2. Failles méridiennes

Plusieurs failles présentent une orientation sensiblement nord-sud (**en vert sur la Fig. 3**). Elle présentent un pendage sub-vertical :

**Faille du Pinet** : très bien visible sur le terrain car elle canalise le cours du ruisseau d’Estats en passant près de l’étang du Pinet. Au sud de l’étang d’Estats, elle passe par l’étang de la Coumette d’Estats et le Port du Sullo. Dans ce secteur, on retrouve plusieurs failles parallèles dans un couloir de 150 m de large, avec une orientation N10°W.

**Faille de la Pointe de Gabarró (Fig. 15, notée 1)** : la Pointe de Gabarró est séparée d’une antécime par deux couloirs prononcés sur chaque versant. La faille entaille ces couloirs puis se dirige vers le N où elle passe au col (3029,6 m) et le vallon plus au nord (près du Cap de la Coma de Riufret, 3040,3 m).

#### 4.3. Faille E-W

Plusieurs failles présentent une orientation sensiblement est-ouest (**en bleu sur la Fig. 3**) et un pendage sub-vertical. Elles semblent se localiser dans la partie supérieure du vallon du Riufret, mais on peut en observer les prolongements jusque sur le flanc sud du Pic du Sullo.

**Failles du Pic Rodó de Canalbona (Fig. 17)** : à 30 m au nord du Pic Rodó de Canalbona se trouve une brèche où passe une double faille. Suivent deux autres failles en suivant l’arête frontalière vers la Pointe de Gabarró. Toutes ces failles s’étendent de part et d’autre de l’arête frontalière. Côté ariégeois, elles traversent l’étang de Canalbone.

**Faille du Col de Gabarró (Fig. 15, notée 2)** : une faille traverse juste au sud du col de Gabarró (3092 m). Elle entaille la face NE du Pic de Gabarró.

**Faille de la Pique d’Estats (Fig. 15, notée 3)** : cette faille passe immédiatement au nord du sommet. Elle est doublée par une autre située un peu plus au nord (**Fig. 15, notée 4**).

**Faille du Cap de la Coma de Riufred (Fig. 15, notée 5 ; Fig. 16)** : elle passe juste au nord du Cap de la Coma de Riufred (3026,9 m) puis entaille la face sud du Pic du Montcalm en créant deux épaulements bien visibles.

#### 4.4. Failles NE-SW

Plusieurs failles présentent une orientation NE-SW avec un pendage sub-vertical (**en jaune sur la Fig. 3**) :

**Ravin du Riufret** : toute la moitié inférieure du ravin ainsi que son prolongement au-delà de l’étang inférieur du Riufret vers le Port de Canalbona.

**Faille de Canalbone (Fig. 18)** : très bien visible sur le terrain, depuis le Coll Franc et l’étang de



Fig. 16 – Pic du Montcalm depuis la Pique d’Estats. Faille du Cap de la Couma d’Estats.



Fig. 17 – face de l’antécime de la Pointe de Gabarró vers le lac de Canalbone.  
En bleu, les quatre failles du Rodó de Canalbona. A droite, Pli couché vers le NE.

Canalbone (dont elle constitue l’axe), elle traverse toute la partie supérieure du vallon du Riufret jusqu’à un groupe d’étangs sans nom (2669,8 m et 2670,6 m) près de l’arête est du Pic du Montcalm, ruisseau terminal du Pla Subra.

**Failles du Pic du Montcalm** : au moins trois failles qui partent des Tables du Montcalm, passent au droit du dôme sommital et redescendent dans la face sud. Une, en particulier, est bien visible car elle

limite la base du couloir des Tables. Une autre passe par le ruisseau qui sort des tables et le replat entre le couloir des Tables et la brèche (2848,2 m).

**Failles de la Pointe du Montcalm** : au moins quatre failles s’amorcent entre l’étang du Montcalm et le Pic du Montcalm, traversent vers le NE en passant de part et d’autre de la Pointe du Montcalm. Une, en particulier, crée un couloir bien marqué sur l’arête ouest ainsi que le talweg de la face NE.



**Fig. 18** – Etang de Canalbone. Faille de Canalbone.

#### 4.5. Discussion et âge des accidents

Cochelin *et al.* (2017, fig. 3) indiquent un découpage de l'Unité de Noguères (au sud du massif granitique du Bassiès) par des failles hercyniennes jouant en cisaillement. Il faut probablement voir là l'origine des grands compartiments observés, même si leurs mouvements en faille inverse doivent eux être plutôt rattachés à la tectonique alpine.

La plupart des failles situées plus au sud du Massif, vers la Noguera de Vallferra (**Fig. 11** et photos aériennes) ont un pendage sub-vertical correspondant à une phase de serrage SN alpin (Cochelin, 2016 ; figs. 5-16 et 5-21). Dans le massif du Montcalm, on note un pendage fortement incliné vers le SW, avec un jeu inverse, ce qui indique là aussi un serrage avec une poussée SN. La faille du col du Riufret (pendage de 60°) et celle du Sullo-Verdaguer (pendage de 45°) sont nettement moins inclinées que les autres, et pourraient correspondre à des réajustements alpins de type horst pop up.

La faille du Pinet et ses dédoublements entre l'étang d'Estats et le Pic de Verdaguer franchissent le chevauchement de la faille du col du Riufret : elles sont donc alpines mais postérieures au chevauchement. Cependant dans ce secteur on note un léger changement de direction (N10°W au lieu de

N0°E) : il y a vraisemblablement une composante horizontale dans le jeu alpin de la faille du col du Riufret. Les failles E-W et NE-SW se poursuivent de part et d'autre des grands chevauchements, elles sont donc aussi postérieures.

De ces observations, on peut esquisser le schéma chronologique suivant :

##### **Tectonique hercynienne :**

Phases précoces : liée à une tectonique à grande échelle avec mise en place de nappes de charriage (Carreras, Debat *et al.*, 1996).

Phases tardives : découpage du massif en compartiments kilométriques par cisaillement (Cochelin *et al.*, 2017).

##### **Tectonique alpine :**

Phase de serrage SN avec chevauchement des compartiments par réutilisation alpine des compartiments hercyniens.

Morcellement du bâti par plusieurs réseaux de failles secondaires (méridiennes, E-W, NE-SW) qui ont toutes un pendage sub-vertical. Un jeu horizontal ultérieur des compartiments est à envisager (incidence sur la direction de la faille du Pinet décrit ci-dessus).

## 5. Conclusions.

Le Massif du Montcalm est constitué d'une formation très puissante (>1000 m) schisto-gréseuse à la base (ravin du Riufret), et de termes grésos-quartzitiques vers les sommets. Localement des termes carbonatés s'intercalent, soit sous forme de lentilles et bancs minces, soit sous forme plus affirmée de bancs métriques. Un rattachement de l'ensemble de ces terrains au membre inférieur de la Formation d'Err semble le plus probable (d'âge Terreneuvien, Cambrien série 1 ; Padel *et al.*, 2018). La présence du membre supérieur de la formation n'est pas certaine.

Le massif présente une tectonique très complexe, polyphasée, impliquant deux phases tectoniques. La tectonique hercynienne structure le bâti (nappes de charriage) et individualise de grands compartiments kilométriques. La tectonique alpine découpe l'ensemble, notamment selon des failles NW-SE. Les plans de rupture sont fortement redressés et présentent un mouvement inverse : ils indiquent une compression du sud vers le nord. S'ajoute ensuite un découpage secondaire par des failles alpines sub-verticales de directions variées. Ce schéma est compatible avec les études tectoniques générales faites dans les Pyrénées (Fillandeau, 2011 ; Cochelin, 2016) mais appliquées ici à une échelle locale.

**Remerciements.** Nous remercions M. Monceret (Carcassonne) pour une sortie commune dans le vallon du Riufret, où son sens de l'observation a fait merveille, MM. Fauré, Coste et Magontier (Castres) pour leurs nombreuses remarques, suggestions et révisions qui ont fortement amélioré le manuscrit.

## Références

- Barbolas A., Chiron J.C. (1996) – Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées Volume 1: Introduction. Géophysique. Cycle hercynien - Édition BRGM – ITGE.
- Carreras J., Debat P. (coords) *et al.* (1996) – Cambro-Ordovicien. In Barnolas A., Chiron J.C.: «Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées». Édition BRGM - ITGE, vol. 1 : 586-678.
- Cochelin B. (2016) – Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées PhD thesis, *Université de Toulouse*.
- Cochelin B., Chardon D., Denele Y., Gumiaux C. & Le Bayon B. (2017) – Vertical strain partitioning in hot Variscan crust: Syn-convergence escape of the Pyrenees in the Iberian-Armorican syntax *Bulletin de la Société géologique de France*, 188(39). 26 p.
- Fillandeau P.Y. (2011) – Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène: apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique. *PhD thesis*, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Genna A. (2008) – Carte géologique harmonisée du département de l'Ariège. Notice technique. *Rapport final. BGRM/RP-56473-FR*, 423 p., 3 fig., 2 tabl., 3 ann., 3 pl. hors-texte.
- Guitard G. (coord.) *et al.*, (1996) – Métamorphisme hercynien. In Barnolas A., Chiron J.C.: «Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées». Édition BRGM - ITGE, vol. 1: 501-584.
- Laumonier B. (1988) – Les groupes de Canaveilles et de Jujols (“Paléozoïque inférieur”) des Pyrénées orientales – arguments en faveur de l'âge essentiellement Cambrien de ces séries. *Hercynica* 4 : 25–38.
- Laumonier B. (coord.) *et al.* (1996) – Cambro-Ordovicien. In Barnolas A., Chiron J.C.: «Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées». Édition BRGM - ITGE, 1 : 157-209.
- Laumonier B., Autran, A., Barbey P., Cheilletz A., Baudin T., Cocherie A. & Guerrot C. (2004) – Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). *Bulletin de la Société géologique de France*, 175 : 105–117.
- Lepochat G., Razin P. & Teixell A. (2018) – Tectonique alpine in Synthèse géophysique et géologique des Pyrénées - Volume 3 : Cycle alpin : Phénomènes alpins, *Coédition AGSO et BRGM*. 483 p., 286 fig.
- Monod B. (2014) – Carte géologique numérique à 1/250 000 de la région Midi-Pyrénées. *Notice technique. BRGM/RP-63650-FR*. 160 p., 23 fig., 1 pl. hors-texte.
- Padel M. (2016) – Influence cadomienne dans les séries pré-sardes des Pyrénées Orientales : approche géochimique, stratigraphique et géochronologique. *PhD thesis, Université de Lille* 1. 213 p.

- Padel M., Clausen S., Alvaro J. & Casas J.M. (2018) – Review of the Ediacaran-Lower Ordovician (pre-Sardic) stratigraphic framework of the Eastern Pyrenees, southwestern Europe *Geologica Acta*, 16(4) : 1-17.
- Soula J.C., Debat P. & Deramond J. (1986) – Evolution structurale des ensembles métamorphiques, des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8, 11(1) : 79-93.
- Ternet Y., Colchen M., Debroas E.J., Azambre B., Debon F., Bouchez J.L., Gleize G, Leblanc D., Bakalowicz M., Jauzion G., Mangin A. & Soule J.C. (1997) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus-les-Bains (1086). Orléans : BRGM, 146 p. Carte géologique par Colchen *et al.* (1997).
- Zandvliet J. (1960) – The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse geologische mededelingen* 25. 128 p.

**Accepté le 9 décembre 2019**  
**Publié en ligne (pdf) le 25 janvier 2020**