



Evaluation des ressources en eaux souterraines du Plateau de Sault – étude structurale, modèle géologique 3D, acquisition gravimétrique et analyse de la karstification

Rapport final

BRGM/RP-65888-FR
octobre 2016

B. Monod, C. Allanic, V. Bailly-Comte, T. Jacob, JC. Maréchal
Avec la collaboration de
L. Martel, G. Courrioux

Evaluation des ressources en eaux souterraines du Plateau de Sault – étude structurale, modèle géologique 3D, acquisition gravimétrique et analyse de la karstification

Rapport final

BRGM/RP-65888-FR
octobre 2016

B. Monod, C. Allanic, V. Bailly-Comte, T. Jacob, JC. Maréchal
Avec la collaboration de
L. Martel, G. Courrioux

Vérificateur :

Nom : **Thierry Baudin**

Fonction : RSP RGH03

Date : 29/06/2016

Signature :



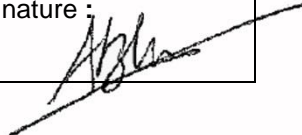
Approbateur :

Nom : Ariane Blum

Fonction : Directrice Régionale
OCCITANIE

Date : 07/12/2016

Signature :



Le système de management de la qualité et de l'environnement est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.



Géosciences pour une Terre durable

brgm



Mots clés : karst, modélisation géologique 3D, gravimétrie, géologie structurale, hydrogéologie karstique, Pays de Sault, Ariège, Aude, Pyrénées

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Monod B., Allanic C., Bailly-Comte V., Jacob T., Maréchal JC. avec la collaboration de **Martel L., Courrioux G.**, (2016) – Evaluation des ressources en eaux souterraines du Plateau de Sault –étude structurale, modèle géologique 3D, acquisition gravimétrique et analyse de la fracturation, Rapport final BRGM/RP-68288-FR, 201 p., 98 ill., 1 tabl., 3 ann..

© BRGM, 2016, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Le projet « Plateau de Sault » est cofinancé par les Agences de l'Eau Adour-Garonne (AEAG) et Rhône Méditerranée Corse (AERMC), les deux Conseils Départementaux de l'Ariège et de l'Aude, le Conseil Régional Occitanie/Pyrénées-Méditerranée, et le BRGM. Son objectif est d'améliorer les connaissances géologiques et hydrogéologiques sur les systèmes karstiques du Plateau de Sault.

Ce rapport fait suite à un premier rapport de synthèse bibliographique et fait état des nouvelles connaissances géologiques acquises dans le cadre de ce projet. Il est décliné sous la forme d'un modèle géologique 3D et d'un modèle hydrogéologique conceptuel.

L'étude intégrée cartographie/tectonique/modélisation géologique/gravimétrie a permis de fournir une vision en trois dimensions la plus à jour possible de la structure des terrains sur toute l'étendue de la zone d'étude. Cette vision 3D tient compte des travaux historiques et y associe de nouvelles acquisitions géologiques et géophysiques qui ont pour but d'améliorer les connaissances sur l'hydrogéologie karstique du Pays de Sault.

La carte géologique à 1/50 000 produite pour le projet synthétise les 343 observations nouvelles de terrain, les données de la carte géologique de la France ainsi que les travaux cartographiques réalisés dans les années 70. La réalisation de quatre coupes géologiques permet d'affiner le style tectonique de la déformation des terrains proposé par ces mêmes travaux. L'intégration des données cartographiques et structurales dans le logiciel 3DGeomodeller 2013 (© BRGM – Intrepid Geophysics) a permis de tester plusieurs scénarii de géométries 3D et, in fine, de proposer une géologie cohérente en trois dimensions. La carte géologique produite par le modèle 3D comptabilise 85% de corrélation avec la carte géologique simplifiée du projet. Afin d'apporter des contraintes en profondeur au modèle géologique 3D, 258 stations gravimétriques ont ensuite été levés sur le plateau de Sault. Ces résultats de gravimétrie, ainsi que les mesures de densités des roches échantillonnées, ont été intégrés dans le modèle géologique 3D. Puis, les calculs directs et calculs d'inversion ont permis de restreindre les possibilités d'interprétation et de mettre à jour ce modèle géologique 3D.

Cette approche intégrée a permis de corréliser les différences d'orientation des structures géologiques cartographiées sur la zone nord-pyrénéenne entre l'Est et l'Ouest du plateau de Sault, avec une dichotomie de l'anomalie gravimétrique résiduelle. Un fort gradient gravifique orienté E-W sous la surface d'Espezet sépare une anomalie positive dans la partie orientale, d'une anomalie négative dans la partie occidentale. Cette limite jusqu'alors non cartographiée a été modélisée comme une faille aveugle d'orientation N040° présente dans le socle antétriasique. L'interprétation structurale propose qu'un socle, correspondant au prolongement vers le Nord du massif de Bessède-de-Sault, structure les terrains placés au-dessus dans la partie orientale, avec une faible intercalation de Trias évaporitique entre les deux. Dans la partie occidentale au contraire, la structure implique une importante épaisseur de Trias évaporitique assurant le rôle d'un niveau de décollement sur un socle peu dense. Des anomalies négatives bien circonscrites sont relevées au niveau de la ZIM (Zone Interne Métamorphique). Celles-ci ont été interprétées comme des surépaisseurs locales de marbre. Une discontinuité majeure de direction N120°, liée à une anomalie gravimétrique fortement négative (-10 mgal), est relevée au Nord-Ouest de la zone d'étude, provenant à la fois d'une importante épaisseur des dépôts sénoniens dans la zone sous-pyrénéenne et de la présence d'un corps granitique dans le substratum.

L'approche KARSYS développée à l'Institut Suisse de Spéléologie et de Karstologie (ISSKA) a été choisie pour valoriser le modèle géologique 3D et le convertir en un modèle hydrogéologique conceptuel en 3 dimensions. KARSYS propose une démarche d'étude des systèmes karstiques qui permet de croiser les informations géologiques et structurales avec des informations hydrogéologiques et spéléologiques. L'application de cette méthode permet dans un premier temps de visualiser l'extension minimale des zones noyées qui se développent dans les formations karstifiables connectées hydrauliquement à l'exutoire du système, puis dans un second temps de définir les bassins d'alimentation de chaque système, en distinguant les zones de recharge directe et indirecte. Les résultats obtenus permettent de préciser les données admises jusqu'ici, tout en apportant des éléments de justification issues de l'interprétation en 3 dimensions de la géologie. La cartographie des zones noyées permet également de comprendre comment s'organise le drainage karstique à l'échelle du système, et permet localement de comprendre la réorganisation des écoulements karstiques en hautes eaux, en lien par exemple avec l'activation de la source de trop-plein du Blau. Enfin, cette méthode a également permis de cibler tout un ensemble d'investigations complémentaires qui permettront d'améliorer la connaissance sur la structure et le fonctionnement hydrogéologique des systèmes karstiques étudiés.

Une synthèse paléogéographique et géodynamique présente les périodes favorables au développement de la karstification. Les plus favorables au développement d'un karst encore actif sont postérieures à l'orogénèse pyrénéenne. Elles succèdent aux périodes d'aplanissement et sont caractérisées par des déplacements verticaux ou des chutes du niveau de base. Il s'agit du Miocène inférieur, du Miocène supérieur, du Pliocène supérieur et du Quaternaire.

Des perspectives d'acquisition de données supplémentaires sont proposées. Les modèles géologique 3D et hydrogéologique conceptuel proposés dans ce rapport pourraient encore évoluer en fonction de nouvelles données (prospection géophysique, sondages de reconnaissance géologique) à acquérir dans la suite du projet.

Sommaire

1. Introduction.....	15
1.1. CONTEXTE GENERAL	15
1.2. APPROCHE GEOLOGIQUE.....	15
2. Géologie du Pays de Sault.....	17
2.1. CARTE GEOLOGIQUE : HARMONISATION DES DONNEES EXISTANTES	18
2.2. CARTE GEOLOGIQUE : ACQUISITION DE DONNEES NOUVELLES	18
2.3. STRUCTURE DES TERRAINS : COUPES GEOLOGIQUES.....	19
2.3.1. Coupe 1	26
2.3.2. Coupe 2	28
2.3.3. Coupe 3	32
2.3.4. Coupe 4	34
2.4. CONCLUSION	37
3. Modélisation géologique 3D	39
3.1. METHODE D'INTERPOLATION DES DONNEES	39
3.2. EMPRISE DU MODELE.....	40
3.3. CONSTRUCTION DU MODELE GEOLOGIQUE	43
3.3.1. Définition de la Pile Stratigraphique du Modèle 3D	43
3.3.2. Système de Réalisation par Blocs et Piles Associées	44
3.3.3. Données d'Entrée	48
3.3.4. Description des Différents Blocs Modélisés	57
3.4. RESULTATS : LE MODELE GEOLOGIQUE 3D	63
3.4.1. Vues en 2D : Carte issue de l'intersection du modèle avec la topographie	63
3.4.2. Vues en 2D : Coupes issues du modèle	66
3.4.3. Vues en 3D.....	68
3.5. DISCUSSION.....	70
3.5.1. Choix de la direction suivie pour la réalisation du modèle géologique 3D	70
3.5.2. Questions soulevées par le modèle géologique 3D.....	71
4. Confrontation du modèle Géologique 3D avec la gravimétrie.....	75
4.1. PROBLEMATIQUE ET ENJEUX DE L'ETUDE	75
4.2. ACQUISITION GRAVIMETRIQUE	76
4.2.1. Mode opératoire et traitement	76
4.2.2. Résultats.....	92

4.2.3. Conclusions.....	109
4.3. ESTIMATION DES DENSITES DES FORMATIONS GEOLOGIQUES MODELISEES	109
4.3.1. Collecte et préparation des échantillons	109
4.3.2. Principe	110
4.3.3. Protocole expérimental.....	111
4.3.4. Résultats	112
4.4. COMPARAISON AVEC LE MODELE GEOLOGIQUE 3D	113
4.4.1. Méthodologie.....	113
4.4.2. Résultats	115
4.5. DISCUSSION SUR LA STRUCTURE DES TERRAINS DE LA ZONE NORD- PYRENEENNE.....	123
5. Développement de la karstification et application de la méthode KARSYS.....	125
5.1. PERIODES FAVORABLES A LA KARSTIFICATION.....	125
5.1.1. Paléogéographie et géodynamique	125
5.1.2. Périodes favorables et potentiel de karstification depuis le Crétacé inférieur	136
5.1.3. Eléments de datation des réseaux karstiques observés	138
5.1.4. Synthèse des périodes favorables à la karstification.....	139
5.2. APPLICATION DE LA METHODE KARSYS.....	140
5.2.1. Présentation de la méthode KARSYS.....	140
5.2.2. Application aux systèmes karstiques du Plateau de Sault	143
5.2.3. Synthèse et discussion sur les résultats de l'approche KARSYS.....	168
6. Conclusions et perspectives	173
6.1. CONCLUSION.....	173
6.2. PERSPECTIVES POUR AMELIORER LE SCHEMA HYDROGEOLOGIQUE	174
7. Bibliographie	177

Liste des illustrations

Illustration 1 – Localisation du secteur d'étude dans le contexte structural général des Pyrénées	17
Illustration 2 – Coupe schématique des Pyrénées le long du profil ECORS (localisé par le trait blanc sur l'illustration 1) modifiée d'après Roure et al. (1989), in Beaumont (2000). La position structurale du Pays de Sault projetée sur la coupe correspond au rectangle rouge.	17
Illustration 3 – Carte géologique du Pays de Sault, localisation des points d'observation sur le terrain et du tracé des coupes réalisées	21

Illustration 4 – Schéma structural du Pays de Sault (FNP : Faille nord-pyrénéenne ; FBM : Faille bordière Méridionale)	23
Illustration 5 – Colonne lithostratigraphique synthétique des terrains du Pays de Sault. Les épaisseurs ne sont pas respectées sur le dessin mais écrites dans la description	25
Illustration 6 – Panorama de l'entrée aval des gorges de la Frau depuis le pas de l'Ours montrant la terminaison méridionale du bassin de Fougax (point n°281)	27
Illustration 7 – Coupe 1 à travers la partie occidentale du Pays de Sault. Symbologie des formations sur l'illustration 5	29
Illustration 8 – Coupe 2 à l'Ouest de la surface d'Espezet. Symbologie des formations sur l'illustration 5	29
Illustration 9 – Panorama montrant le pli en genou s'amortissant vers l'Ouest des calcaires néocomiens du Pic de Sarrasis (point d'arrêt n°396)	31
Illustration 10 – Condition d'émergence de la source de Belfort-sur-Rébenty dans les marnes de Fougax, le long d'une faille décrochante (points d'arrêt n°578). La stratification des marnes est soulignée par les traits noirs sur le dessin à droite.	33
Illustration 11 – Coupe 3 de Nébias au pic d'Ourtiset. Symbologie des formations sur l'illustration 5 ..	35
Illustration 12 – Coupe 4 dans la partie orientale du Pays de Sault, de Ginoles à Fontanès-de-Sault. Symbologie des formations sur l'illustration 5	35
Illustration 13 – Plis disharmoniques à vergence NE soulignés par de petits bancs de calcite dans les calcaires néocomiens de la couverture du massif de Bessède-de-Sault (Point d'arrêt n° 194). Karstification des carbonates parallèlement au plan de stratification (flèches horizontales), et verticalement du haut vers le bas avec remplissage argileux (flèches verticales).	37
Illustration 14 – Carte géologique simplifiée de la zone d'étude (Monod, 2015). En rouge : la zone d'étude. En bleu : la zone d'emprise du modèle géologique 3D	41
Illustration 15 – Log stratigraphique synthétique des formations du Mésozoïque et leurs épaisseurs moyennes associées, réalisé à partir de la notice de la carte au 1/50 000 de Lavelanet (feuille 1076). En rouge, les slashes indiquent les formations géologiques dont l'épaisseur peut varier.	42
Illustration 16 – Pile stratigraphique synthétique des formations modélisées.....	43
Illustration 17 – Variation de la succession des couches en contact normal, entourée en noir, à Belcaire (à gauche) et à Belvis (à droite).....	44
Illustration 18 – Schéma explicatif de la modélisation par blocs. (a) Modélisation des formations du bloc 1. (b) Modélisation de la formation « limite ». (c) Modélisation des formations du bloc 2.....	45
Illustration 19 – Répartition et connexion des 7 blocs modélisés	46
Illustration 20 – Pile stratigraphique totale utilisée pour réaliser le modèle géologique 3D. Pour rappel, toutes les relations entre les formations sont « onlap » et toutes les limites entre les blocs sont « erode ».....	47
Illustration 21 – Cartes géologiques à 1/50 000 du BRGM (Lavelanet n°1076- Quillan n°1077- St Paul n°1089)	49
Illustration 22 – Au Nord-Ouest, minute réalisée par Soulé et al (1996). Au sud-est, carte géologique réalisée par Wallez (1974)	50
Illustration 23 – Carte géologique et localisation des 8 coupes de JP. Bousquet (1975)	50
Illustration 24 – Coupes géologiques de Bousquet (1975). Mise en couleur par EJ. Debroas.....	51
Illustration 25 – Carte géologique et localisation des coupes géologiques issues de Marty (1976)	52

Illustration 26 – Coupes géologiques réalisées par Marty (1976) recolorées par B. Monod	53
Illustration 27 – Carte géologique réalisée par Revelli (2012).....	54
Illustration 28 – Carte géologique simplifiée du Pays de Sault et localisation des coupes de B. Monod (2015).....	54
Illustration 29 – Répartition spatiale de l'ensemble des données d'orientations disponibles classées par auteur	55
Illustration 30 – Localisation des forages profonds présents dans la zone	56
Illustration 31 – Lignes sismiques traversant essentiellement le Nord du Plateau de Sault	57
Illustration 32 – Orientation et pendage de la faille selon Bousquet (1975), représentée en rouge, présente dans le bloc 2	58
Illustration 33 – Agrandissement de la carte géologique simplifiée au niveau du bloc 3 (Monod , 2015)	59
Illustration 34 – Schéma explicatif de la délimitation entre l'Albien et le Barrémien qui est considérée comme une base de Bédoulien	60
Illustration 35 – Illustration des problèmes liés à la localisation de la limite nord de la ZIM. En rose, la limite nord de la ZIM selon Marty et en noir épais, celle définie sur la carte géologique simplifiée. Les hachures bleues représentent la zone où des roches métamorphiques ont été observées.....	61
Illustration 36 – Illustration des hypothèses émises concernant la localisation de la limite nord de la ZIM à l'Est du massif de Bessède-de-Sault.	62
Illustration 37 – Carte issue de l'intersection entre la topographie et le modèle géologique 3D réalisé	63
Illustration 38 – Carte de la corrélation entre la carte géologique simplifiée et la carte issue du modèle 3D. A noter, les alluvions n'ont pas été modélisées et ne sont donc pas prises en compte (en blanc sur la carte).....	65
Illustration 39 – Carte de la localisation des différentes coupes utilisées dans la réalisation du modèle géologique 3D	66
Illustration 40 – Coupes issues du modèle géologique 3D	67
Illustration 41 – Hypothèse du haut fond de Jurassique modélisé au Sud de Bélesta (bloc 3). Les couches sont enlevées les unes après les autres dans l'ordre chronologique du haut à gauche au bas à droite.....	69
Illustration 42 – Vue 3D des barres calcaires urgoniennes	70
Illustration 43 – Schéma explicatif de la direction prise pour réaliser le modèle : présence d'un haut fond de jurassique	71
Illustration 44 – Identification des failles sur la carte géologique simplifiée dans le secteur de Belvis et localisation des coupes de l'illustration 45	72
Illustration 45 – Coupes issues du modèle 3D avec mise en évidence du rejet important bien que la terminaison soit cartographiée 1km plus loin (voir carte sur Illustration 44).....	73
Illustration 46 – Carte d'implantation des stations gravimétriques acquises lors de cette étude (croix noires). Les croix bleues marquent l'emplacement des stations mesurées par les universités de Toulouse et de Montpellier. Les triangles rouges marquent l'emplacement des stations de la base gravimétrique française. Le trait gris marque la limite de la zone d'intérêt, sur fond topographique IGN au 25000 ^{ème}	77
Illustration 47 – a) photographie de situation de la base gravimétrique principale, située sur le perron de l'église d'Espezet. b) détail du positionnement du trépied du CG5 au niveau du perron, les côtes sont en cm.	79

Illustration 48 – Carte des densités obtenues par la méthode de Nettleton cartographique.	81
Illustration 49 – histogramme des densités obtenues par la méthode de Nettleton cartographique, situées au sein de la zone d'étude.	83
Illustration 50 – Corrections topographiques (mGal) pour une densité 2.66.....	85
Illustration 51 – histogramme des reprises gravimétriques en valeur absolue et pourcentage cumulé (courbe rouge). Les traits verts horizontaux et verticaux indiquent le pourcentage cumulé à 68% et la valeur de l'erreur associée	88
Illustration 52 – histogramme des reprises du positionnement vertical en valeur absolue et pourcentage cumulé. Les traits verts horizontaux et verticaux indiquent le pourcentage cumulé à 68% et la valeur de l'erreur associée	89
Illustration 53 – histogramme des reprises du positionnement horizontal en valeur absolue et pourcentage cumulé. Les traits verts horizontaux et verticaux indiquent le pourcentage cumulé à 68% et la valeur de l'erreur associée	90
Illustration 54 – histogramme des écarts entre les positions GPS et le MNT à 5 m	91
Illustration 55 – Anomalie de Bouguer pour une densité de 2.66 (mGal). Les courbes d'isovaleur sont tous les 1 mGal.	95
Illustration 56 – Anomalie régionale obtenue par prolongement vers le haut de 4000 m.de l'anomalie de Bouguer	97
Illustration 57 – Anomalie résiduelle.....	101
Illustration 58 – anomalie résiduelle surimposée de son angle d'inclinaison hyperbolique (traits épais rouges foncés). Les axes positifs sont numérotés (tirets rouges) de P1 à P10, les axes négatifs (tirets bleus) de N1 à N11	103
Illustration 59 – Carte géologique synthétique (Monod, 2015), avec superposition des axes (Illustration 14) et discontinuités gravimétriques (lignes noires parallèles aux axes), et des contours de l'anomalie résiduelle (mGal).....	105
Illustration 60 – Distribution géographique des échantillons prélevés pour les mesures de densité ...	110
Illustration 61 – Installation permettant l'estimation des densités des échantillons	112
Illustration 62 – Masse volumique (g.cm ³) des formations géologiques échantillonnées sur le terrain (en considérant les pores remplis d'air)	113
Illustration 63 – Calcul de l'anomalie gravimétrique à partir du modèle géométrique. Les densités dans chaque cellule sont affectées en fonction de la formation géologique à laquelle elles appartiennent.....	114
Illustration 64 – Cartes gravimétriques avant les mises à jour, de 1) l'anomalie résiduelle, 2) du modèle (sans Trias) et 3) de la différence entre les deux. L'échelle de couleur, valable pour les 3 cartes est donnée en mgal.....	116
Illustration 65 – Blocs utilisés pour la modélisation géologique.	117
Illustration 66 – Coupe Sud-Nord (le Sud étant à gauche) à travers le modèle de distribution de densités, résultat d'une inversion gravimétrique pour laquelle la géométrie du modèle a été considérée fixe (seules les valeurs de densité s'ajustent au sein de chaque formation selon leur loi probabilistique de densité).....	118
Illustration 67 – Secteur de Quillan (bloc 1) : modèle de distribution de densités, résultat d'une inversion gravimétrique pour laquelle la géométrie du modèle a été considérée fixe (seules les valeurs de densité s'ajustent au sein de chaque formation selon leur loi probabilistique de densité). En haut : carte ; En bas : coupe	120
Illustration 68 – Intersection du modèle géologique avec la topographie après les mises à jour effectuées.....	121

Illustration 69 (page suivante) – Cartes gravimétriques de 1) la Résiduelle, 2) du modèle 3D et 3) de la différence entre les deux. L'échelle de couleur, valable pour les 3 cartes est donnée en mGal.....	122
Illustration 70 – Carte de puissance, faciès et milieux de dépôt au Bathonien (168-164 Ma), modifié d'après Debrand-Passard (non publié). La zone d'étude est signalée par le rectangle rouge	126
Illustration 71 – Paléogéographie du secteur pyrénéen au début de Crétacé (122 Ma), d'après Canérot (2008) modifié de Dercourt et al.(2000). Etoile rouge : position du Pays de Sault	127
Illustration 72 – Carte de puissance, faciès et milieux de dépôt au Barrémien (130-125 Ma), modifié d'après Razin et Robador (non publié) La zone d'étude est signalée par le rectangle rouge	128
Illustration 73 – Carte de puissance, faciès et milieux de dépôt à l'Aptien (transition Bédoulien-Gargasien : 117 Ma), modifié d'après Razin et Robador (non publié). La zone d'étude est signalée par le rectangle rouge	129
Illustration 74 – Paléogéographie du secteur pyrénéen à l'Aptien (113 Ma), d'après Canérot (2008) modifié de Dercourt et al.(2000). Etoile rouge : position du Pays de Sault	130
Illustration 75 – Paléogéographie du secteur pyrénéen à l'Albien supérieur (100 Ma), d'après Canérot (2008) modifié de Dercourt et al.(2000). Etoile rouge : position du Pays de Sault	130
Illustration 76 – Carte de puissance, faciès et milieux de dépôt au Cénomaniens moyen à supérieur (96-93,5 Ma), modifié d'après Razin et Robador (non publié). La zone d'étude est signalée par le rectangle rouge	131
Illustration 77– Carte de puissance, faciès et milieux de dépôt au Danien (65-61 Ma) montrant l'extension des dépôts du faciès Garumnien au Nord de la zone d'étude, modifié d'après Alabouvette et al. (non publié). La zone d'étude est signalée par le rectangle rouge	132
Illustration 78 – Paléogéographie du secteur pyrénéen à l'Oligocène inférieur (30 Ma), d'après Canérot (2008) modifié de Dercourt et al.(2000). Etoile rouge : position du Pays de Sault	133
Illustration 79 – Carte des aplanissement des hauts massifs, modifié d'après Calvet (1996). Trait gris : localisation de la coupe de l'illustration 80	134
Illustration 80 – Position des surfaces planes sur le versant nord des Pyrénées du Carlit au Plantaurel	134
Illustration 81 – (page suivante) Synthèse de l'évolution du karst des Corbières depuis le Crétacé, modifié d'après Aunay et Le Strat (2002)	137
Illustration 82 – Localisation et altitude des entrées de cavités karstiques. Position des surfaces planes d'après Calvet (1996). S1 : surface fondamentale du Miocène moyen ; S2 : surface d'aplanissement du Mio-Pliocène, d'après Calvet, 1996.	138
Illustration 83 – Les 4 étapes de l'approche KARSYS (© ISSKA).....	141
Illustration 84 – Représentation selon une coupe 2D des résultats obtenus lors de l'étape 3.....	142
Illustration 85 – Vue en perspective du modèle 3D sous Cinema 4D mettant en évidence les différentes coupes géologiques et la possibilité de retirer des éléments géologiques (bloc 2 retiré).	145
Illustration 86 – Cartographie des zones noyées du système karstique de Fontmaure-Ginoles	151
Illustration 87 – Cartographie des zones noyées du système karstique de Fontestorbes	153
Illustration 88 – Cartographie des zones noyées du système karstique de Contes.....	158

Illustration 89 – Cartographie de la zone noyée du système karstique de la Fago	159
Illustration 90 – Cartographie des zones noyées du système karstique de Cailla	161
Illustration 91 – Carte de l'impluvium de la source de Fontmaure	163
Illustration 92 – Carte de l'impluvium de la source de Fontestorbes	164
Illustration 93 – Carte décrivant l'impluvium de la source de Contes	165
Illustration 94 – Carte décrivant l'impluvium de la source de la Fago	166
Illustration 95 – Carte décrivant l'impluvium de la source de Cailla	167
Illustration 96 – Carte de l'impluvium de la source de Belfort-sur-Rébenty	168
Illustration 97 – Tableau de synthèse des résultats obtenus sur la délimitation des impluviums des systèmes karstiques du plateau de Sault	169
Illustration 98 – Histogrammes et courbes cumulées des classes d'altitudes des secteurs d'infiltration directe pour les systèmes de Fontestorbes et de Fontmaure	170

Liste des tableaux

Tableau 1 – Origine des données d'orientation utilisées pour les formations géologiques du modèle 3D. « Carte Géol. » regroupe les données d'orientation des cartes géologiques de Lavelanet et de Quillan	64
--	----

Liste des annexes

Annexe 1 Légende de la carte géologique du projet plateau de Sault	183
Annexe 2 Tableau descriptif des échantillons prélevés pour les mesures de densité.....	187
Annexe 3 Tableau des points d'arrêts des observations géologiques de terrain.....	191

1. Introduction

1.1. CONTEXTE GENERAL

Le projet « Plateau de Sault » est cofinancé par les Agences de l'Eau Adour-Garonne (AEAG) et Rhône Méditerranée Corse (AERMC), les deux Conseils Départementaux de l'Ariège et de l'Aude, le Conseil Régional Occitanie/Pyrénées-Méditerranée, et le BRGM. Son objectif est d'améliorer les connaissances géologiques et hydrogéologiques sur les systèmes karstiques du Plateau de Sault.

Le secteur est actuellement desservi en eau potable par de nombreux captages souvent faiblement productifs et vulnérables aux contaminations. Il apparaît donc nécessaire d'améliorer la connaissance sur les eaux souterraines afin d'identifier, à l'échelle du secteur, une ressource structurante tant du point de vue de la quantité que de la qualité.

Le projet comprend une synthèse bibliographique qui a fait l'objet d'un premier rapport (Bardeau et al. 2015) faisant l'état des connaissances géologiques et hydrogéologiques sur le secteur. Ce deuxième rapport fait état des nouvelles connaissances géologiques acquises dans le cadre de ce projet. Il est décliné sous la forme d'un modèle géologique 3D et d'un modèle hydrogéologique conceptuel. Ces derniers pourraient encore évoluer en fonction de nouvelles données (prospection géophysique, sondages de reconnaissance géologique) à acquérir dans la suite du projet.

1.2. APPROCHE GEOLOGIQUE

Afin d'acquérir de nouvelles connaissances sur le fonctionnement, la structure et la localisation des réserves en eaux souterraines de systèmes karstiques dans une zone géologiquement complexe comme le Pays de Sault, il est nécessaire de faire une étude de géologie structurale approfondie en trois dimensions. Cette étude permet de contraindre la géométrie des formations carbonatées, donnée de base pour identifier les trajets possibles des écoulements karstiques et la position des réservoirs.

Pour répondre à cette problématique, le rapport s'articule en six parties. Il présente la carte géologique et les coupes structurales des terrains (partie 2), le modèle géologique 3D (partie 3) construit à partir de l'étude géologique et des résultats d'une étude microgravimétrique (partie 4) apportant une contrainte supplémentaire pour la structure profonde. Une discussion sur la structure des terrains est proposée en partie 5. Une analyse de la karstification est proposée en partie 6, intégrant une étude bibliographique sur la paléogéographie, la géodynamique et les périodes favorables à son développement. Enfin, l'approche KARSYS permet de synthétiser l'ensemble des données géologiques et hydrogéologiques disponibles en un modèle conceptuel hydrogéologique en 3 dimensions. Elle propose à cet effet un modèle explicite sur la base des caractéristiques géologiques du site et de principes hydrauliques gouvernant la karstification (et par extension l'hydrogéologie karstique).

2. Géologie du Pays de Sault

Le Pays de Sault est situé sur le versant nord des Pyrénées (Illustration 1 et Illustration 2), immédiatement au Sud de la zone sous-pyrénéenne (ZSSP). Il couvre trois des grandes zones structurales de la chaîne, du Nord au Sud : la zone nord-pyrénéenne (ZNP), la zone interne métamorphique (ZIM) et la zone axiale (ZA).

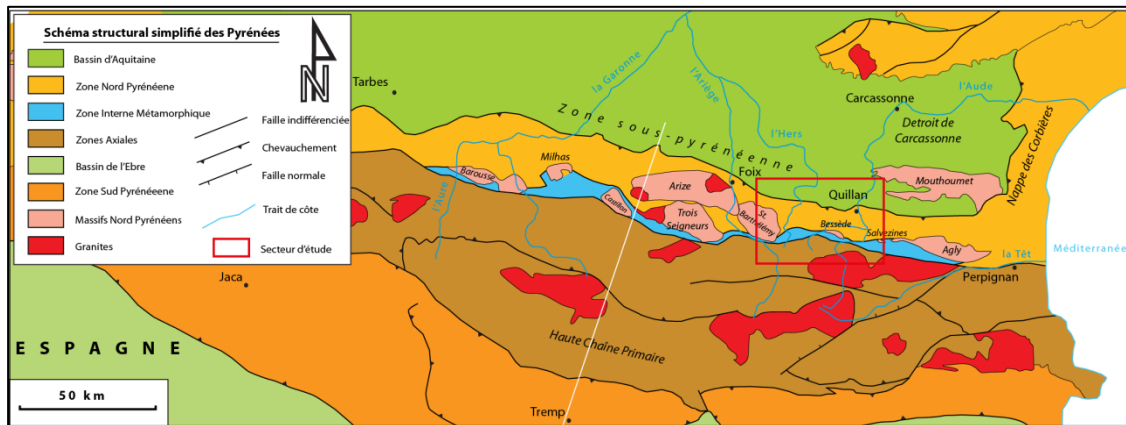


Illustration 1 – Localisation du secteur d'étude dans le contexte structural général des Pyrénées

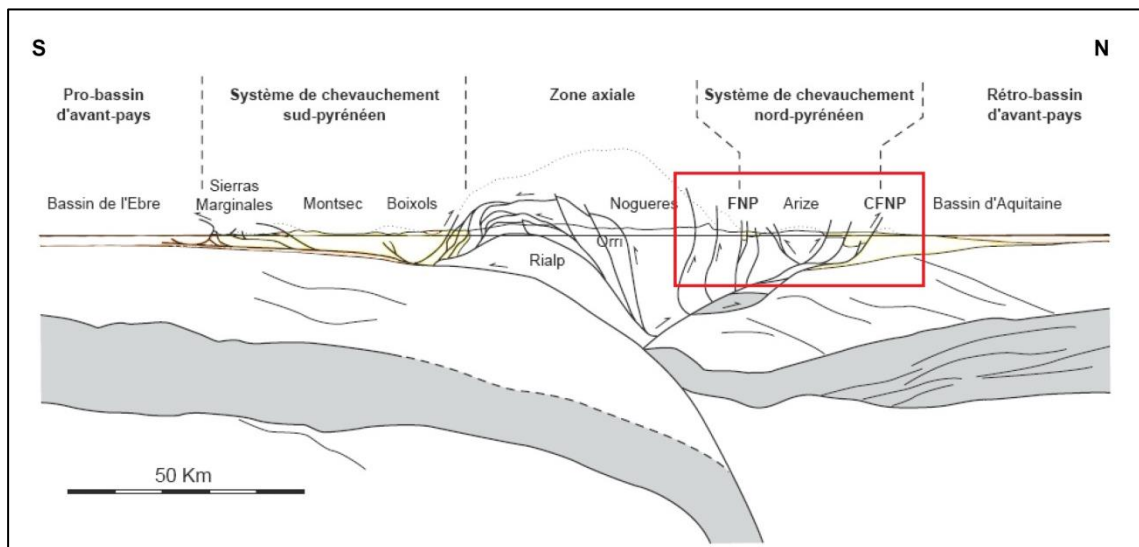


Illustration 2 – Coupe schématique des Pyrénées le long du profil ECORS (localisé par le trait blanc sur l'illustration 1) modifiée d'après Roure et al. (1989), in Beaumont (2000). La position structurale du Pays de Sault projetée sur la coupe correspond au rectangle rouge.

2.1. CARTE GEOLOGIQUE : HARMONISATION DES DONNEES EXISTANTES

Les données cartographiques des anciens auteurs (Bousquet, 1974 ; Wallez, 1974 ; Marty, 1976 ; Raymond, 1982) ont été compilées dans les cartes géologiques à 1/50 000, les feuilles de Lavelanet (1076) et Quillan (1077) pour la partie nord de la zone d'étude, et les feuilles Ax-les-Thermes (1088) et Saint-Paul-de-Fenouillet (1089) pour la partie sud. Ces deux dernières coupures n'étant pas achevées au moment de l'élaboration de la carte géologique du projet (Illustration 3), et afin de limiter le temps consacré à la synthèse des documents cartographiques, il a été décidé d'utiliser les cartes géologiques harmonisées départementales couvrant la zone d'étude, soit celles de l'Ariège et de l'Aude. Ces cartes se sont avérées être cohérentes par rapport aux minutes des feuilles 1088 et 1089 sur la majeure partie de la zone d'étude, avec toutefois quelques imprécisions de tracés dont certaines ont pu être corrigées, en particulier la continuité des alternances de barres de calcaires urgoniens et de marnes dans le coin Nord-Est de la feuille d'Ax-les-Thermes entre Belvis et Quirbajou (Illustration 3). Une légende unique a été créée à partir des deux légendes des cartes harmonisées départementales, comptabilisant 189 caissons. La légende est présentée en Annexe 1.

Le secteur au NW de Comus (cartographié en n1-5 sur l'illustration 3), triangle localisé entre le Pla du Boum, le mont La Frau et le ruisseau de l'Ourza, reste incompris. Les terrains y sont métamorphiques, mais avec un degré plus faible, et souvent bréchiques. Les observations de terrain ont poussé à considérer ce secteur dans les coupes géologiques et le modèle 3D comme appartenant à la ZNP, donc contenant des terrains en continuité stratigraphique et structurale avec le pli anticlinal du bois de la Benague plus à l'Est. Les terrains néocomiens terminent donc le pli et viennent reposer en discordance sur les séries dévoniennes du massif du Saint-Barthélemy. La faille limite entre la ZIM et la ZNP passe au Nord de Comus selon une direction ENE-WSW.

2.2. CARTE GEOLOGIQUE : ACQUISITION DE DONNEES NOUVELLES

Les nouvelles observations géologiques ont été obtenues au cours de 5 semaines de terrain réparties entre 2014 et 2016, au cours desquelles 342 points d'observations ont été acquis. Le récapitulatif des points d'observation est disponible en annexe du rapport (Annexe 3). L'étude géologique a pour but de comprendre la structure des terrains du Pays de Sault par le biais de quatre coupes géologiques intervenant dans la construction du modèle géologique 3D (cf. partie 3). Elles se sont concentrées sur la ZNP et la ZIM qui correspondent aux secteurs hydrogéologiques à enjeux par rapport aux deux sources karstiques majeures (Fontestorbes et Fontmaure). Le tracé des quatre coupes sélectionnées a été choisi pour coïncider avec celui des coupes réalisées par Bousquet (1975) en les prolongeant vers le Sud (Illustration 3). La partie sud des coupes, qui concerne la zone axiale, a été réalisée sur la base des documents cartographiques existants et des écrits de Raymond (1982) sans contrôle de terrain.

L'acquisition de nouvelles données stratigraphiques et structurales dans la ZIM s'est avérée infructueuse en raison du haut degré de métamorphisme des terrains, de leur déformation ductile et cassante et de leur bréchification. Il n'a donc pas été possible de préciser l'âge des roches ni la géométrie des couches. Au contraire, les faciès identifiés dans certains secteurs par les anciens auteurs (Wallez, 1974 ; Marty, 1976) n'ont pu être reconnus, à l'exception des deux synclinaux de marbres noirs décrits par Wallez (1974) près de Rodome. Au lieu de dégrader l'information provenant de données cartographiques aujourd'hui non reconnaissables, il a été décidé de les conserver sur la carte géologique. Sur les coupes en revanche, la ZIM est représentée avec un figuré exprimant la déformation des roches observée sur le terrain, mais sans distinction d'âge, ni valeur de pendage mesuré. L'épaisseur totale de marbres est estimée grâce aux résultats des mesures gravimétriques (cf. partie 4.2).

2.3. STRUCTURE DES TERRAINS : COUPES GEOLOGIQUES

La réalisation de quatre coupes à travers le Pays de Sault permet de contraindre en profondeur la structure des terrains, que ce soit le long du tracé de chacune des coupes ou latéralement, en prolongeant les structures d'une coupe à l'autre. Les coupes traversent les trois grandes unités tectoniques du versant nord des Pyrénées, du Nord au Sud, la zone nord-pyrénéenne (ZNP), la zone interne métamorphique (ZIM) et la zone axiale (ZA) et s'intègrent dans un schéma structural cohérent (Illustration 4). Les coupes représentant les structures sur un tracé faisant plus de 15 km de longueur et devant servir à la construction du modèle géologique 3D, la déformation fragile-ductile représentée a été simplifiée pour ne conserver que les plis de premier ordre.

Les coupes seront décrites du Nord au Sud. La description qui suit est illustrée par la carte géologique (Illustration 3), le schéma structural (Illustration 4), la colonne lithostratigraphique générale (Illustration 5), et le dessin de la coupe pour chaque partie. Le lecteur est invité à consulter ces documents même s'il n'y est pas systématiquement fait référence dans le texte.

L'interprétation structurale en profondeur est également discutée dans cette partie en faisant référence aux résultats de l'étude microgravimétrique réalisée sur le secteur d'étude (cf. partie 4.2).

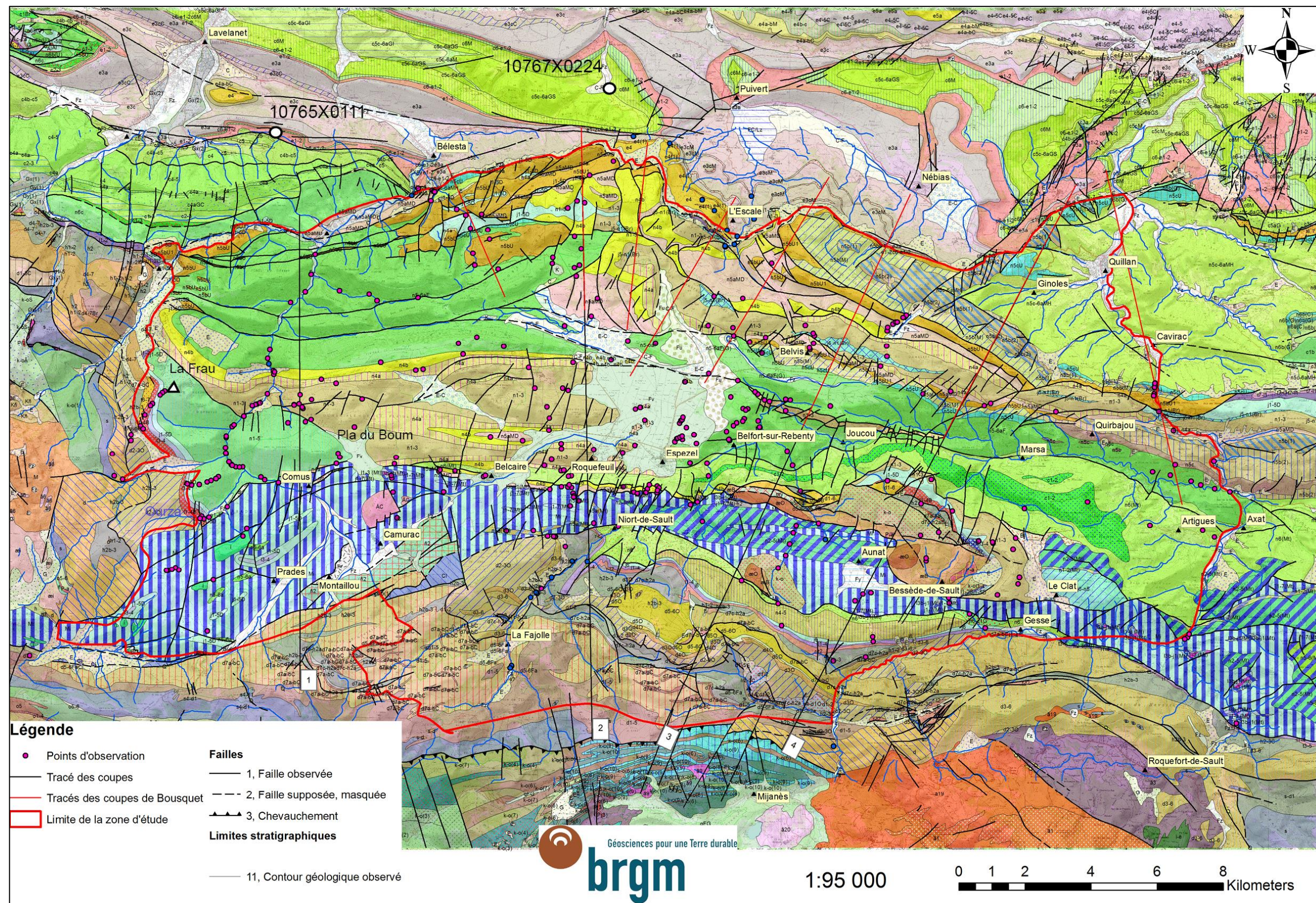


Illustration 3 – Carte géologique du Pays de Sault, localisation des points d'observation sur le terrain et du tracé des coupes réalisées

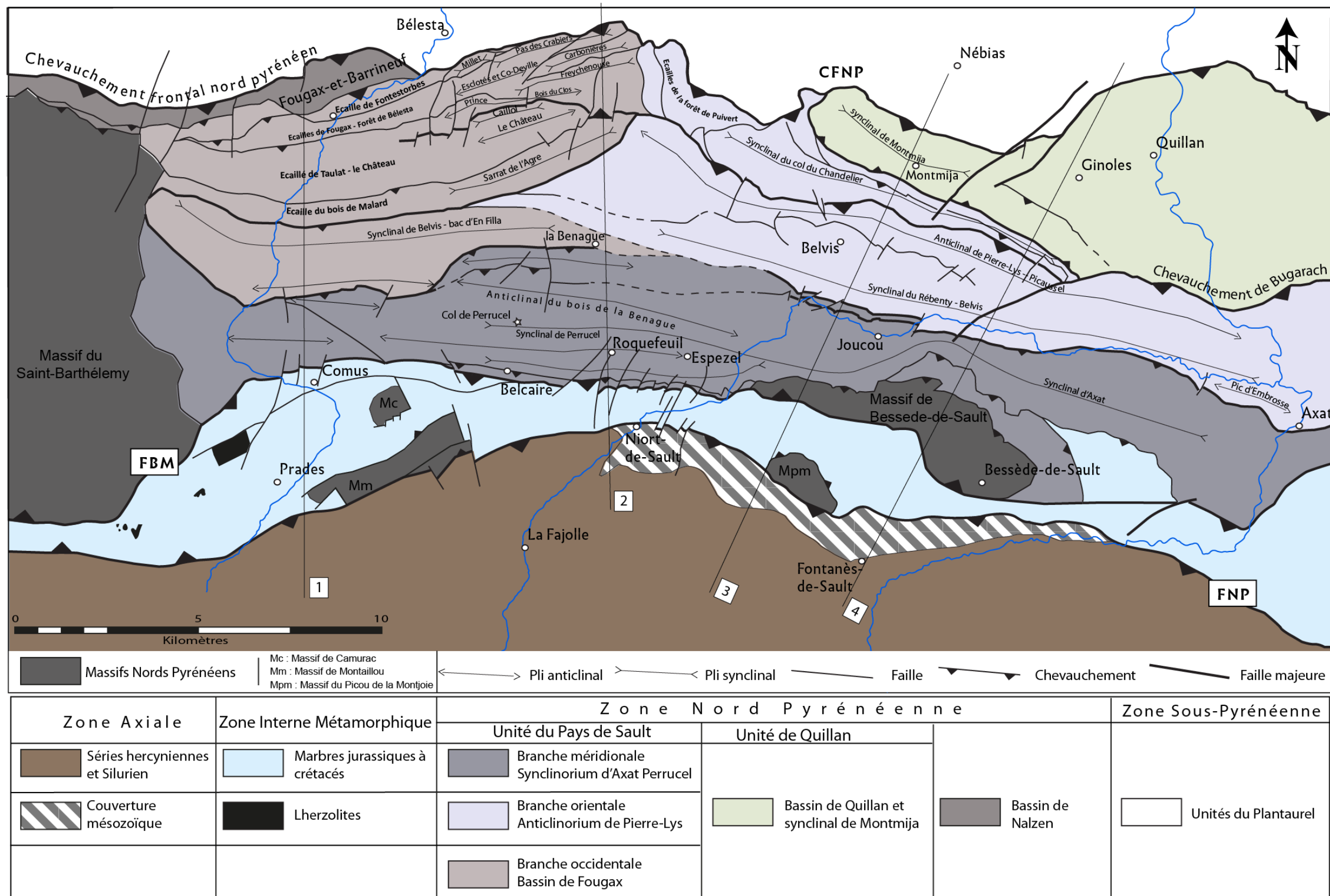


Illustration 4 – Schéma structural du Pays de Sault (FNP : Faille nord-pyrénéenne ; FBM : Faille bordière Méridionale)

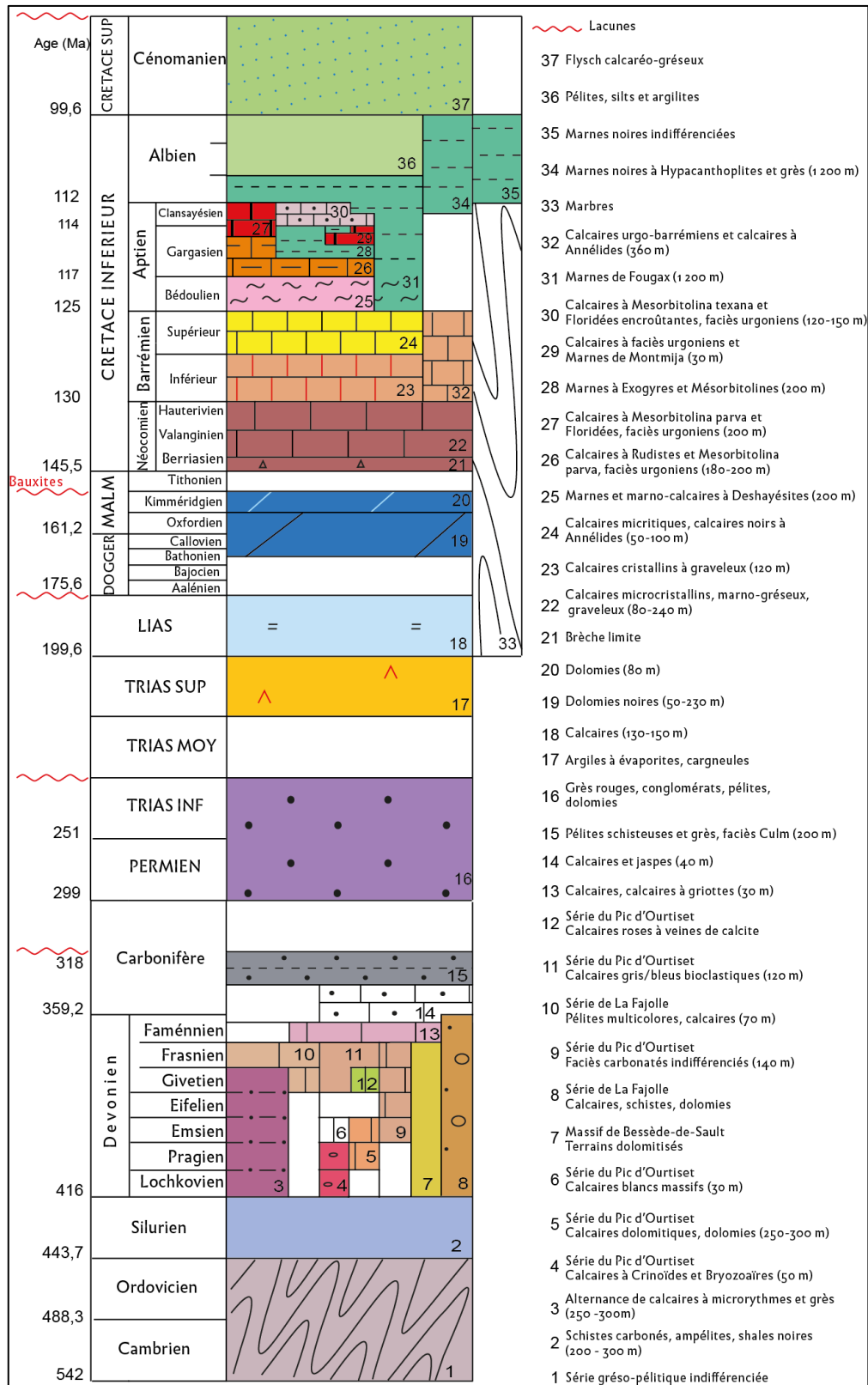


Illustration 5 – Colonne lithostratigraphique synthétique des terrains du Pays de Sault. Les épaisseurs ne sont pas respectées sur le dessin mais écrites dans la description

2.3.1. Coupe 1

Le bassin de Fougax est défini par l'aire de sédimentation où se sont déposées les marnes éponymes, composées de marnes et marno-calcaires noirs datés du Bédoulien à l'Albien inférieur (Illustration 7 et Illustration 5). Si les dépôts de dolomies jurassiques composent l'intégralité du plancher du bassin, les séries suivantes sont discontinues, séparées par des failles, individualisant des écailles dont chacune possède sa pile stratigraphique propre, détaillées dans le rapport de synthèse bibliographique BRGM/RP-64209-FR (Bardeau et al., 2015). La distinction de premier ordre vient donc de l'âge et du type de dépôt recouvrant le plancher. Il s'agit des marnes et marno-calcaires du Bédoulien au Nord dans les écailles de Fontestorbes et de Fougax, des calcaires urgoniens du Gargasien dans les écailles du Château et du bois de Malard, des calcaires néocomiens dans l'écaille du bac d'en Filla. Le bassin de Fougax est plissé et chevauche vers le Nord le bassin de Nalzen le long du chevauchement du Pays de Sault qui se branche sur un niveau de décollement dans les argiles gypsifères du Trias. Le décollement se poursuit vers le Nord où il est impliqué dans le chevauchement frontal nord pyrénéen (CFNP), en dehors de la coupe.

Le niveau de décollement des argiles gypsifères du Trias est la continuité d'un chevauchement de socle faisant remonter le Paléozoïque supérieur sur les sédiments du Sénonien de la zone sous-pyrénéenne. Le bloc de socle constituant le substratum du bassin de Fougax, est limité au Sud par un chevauchement qui correspond à une faille normale majeure inversée qui se prolonge sur la coupe 2 où elle limite au Nord l'anticlinorium de Pierre-Lys.

La structure de la partie occidentale du bassin de Fougax est, dans les grandes lignes, similaire à celle représentée par Marty (1976) étant donné que peu d'informations géologiques de terrain ont été obtenues dans les marnes. En effet une étude stratigraphique et sédimentologique fine aurait été nécessaire, dont l'investissement en temps et les moyens de datations dépassaient le cadre de cette étude. Cependant des différences sont notables. Afin d'expliquer la présence des marnes bédouliennes dans l'écaille de Fontestorbes, celles-ci ont été insérées sous les calcaires gargasiens dans l'écaille immédiatement au Sud, l'écaille de Fougax-forêt de Bélesta. Étant donné que ces marnes ont également été identifiées à l'entrée des gorges de la Frau (Bilotte et al., 1988), mais ne sont pas visibles sur les bords du bassin dans les écailles centrales (bois de Malard, Le Château, Fougax), le centre du bassin devait représenter un haut fond à l'époque du dépôt. Le haut fond devait être présent depuis le Néocomien jusqu'au Bédoulien, avant l'ouverture du bassin à partir de l'aptien moyen.

La partie sud du bassin, écaille du bac d'en Filla, forme un pli synclinal profond empli de plus de 700 m de marnes de Fougax, les couches se redressent au Sud, plongeant de 60° vers le Nord au niveau de l'entrée dans les gorges de la Frau. Dans cette écaille la base des marnes de Fougax, composées des marnes bédouliennes, repose sur la série barrémienne qui doit se terminer vers le Nord soit par un biseau sédimentaire (Marty, 1976). La bordure sud du bassin est donc sédimentaire et concordante, comme observé sur le terrain à partir du panorama sur les gorges de la Frau au Pas de l'Ours (Illustration 6).

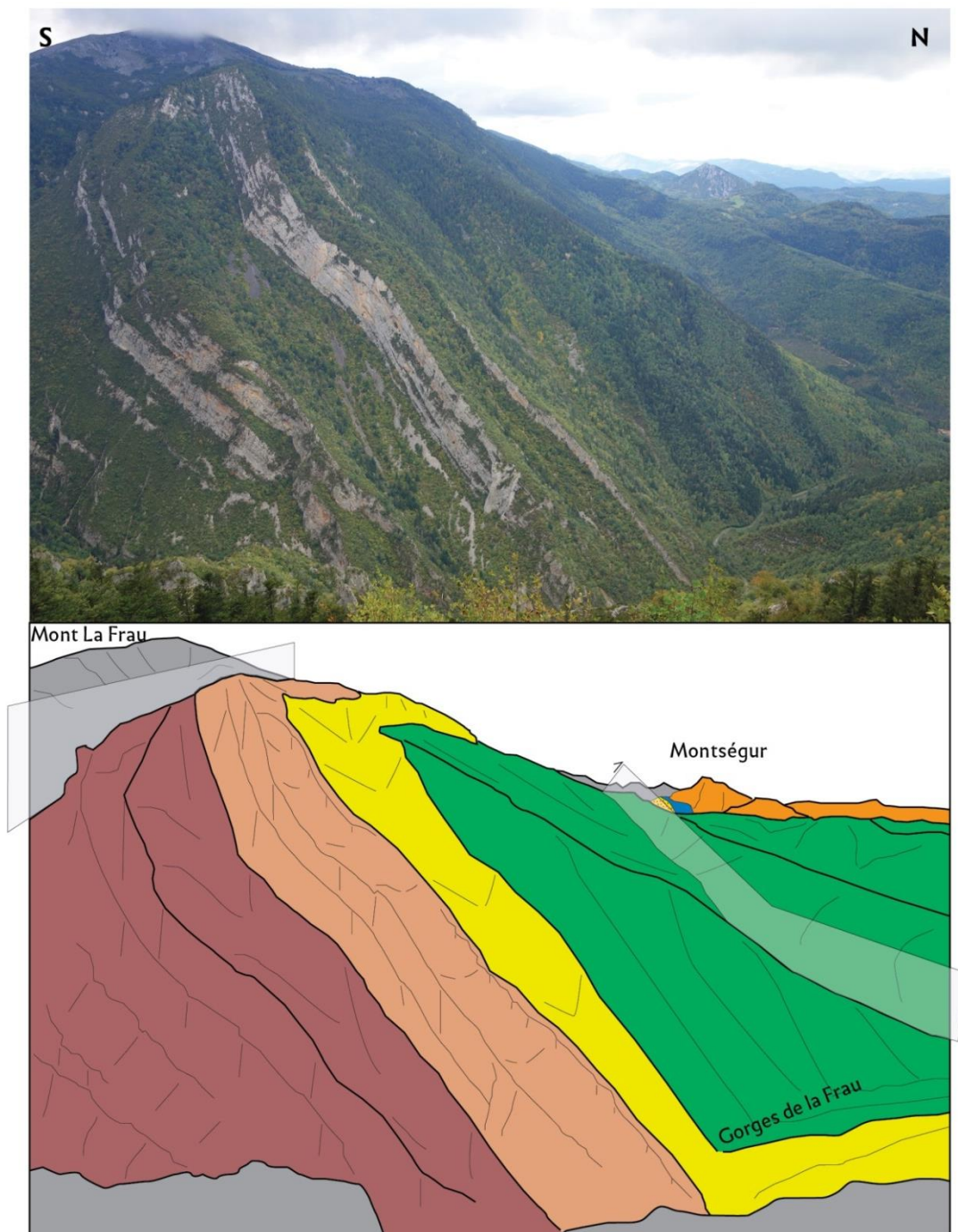


Illustration 6 – Panorama de l'entrée aval des gorges de la Frau depuis le pas de l'Ours montrant la terminaison méridionale du bassin de Fougax (point n°281)

Le bassin de Fougax se ferme vers le Sud par un pli anticlinal à cœur de Néocomien prolongeant l'anticlinal du bois de la Benague (Illustration 4). Celui-ci est vraisemblablement lié à une remontée du socle antétriasique formant un pli frontal. Le pli anticlinal est recoupé par deux failles subverticales à plongement sud, dont la plus septentrionale correspond à la faille de la Joucou. Cette faille est enracinée sur le chevauchement de socle décrit plus haut.

La bordure sud de la ZNP est un contact tectonique vertical, nommé par les anciens « faille bordière méridionale », FBM sur les coupes et le schéma structural, qui la sépare de la ZIM où

les terrains plissés ont subi un raccourcissement important. L'épaisseur des marbres n'est pas très importante (environ 500 mètres) dans ce secteur où pointent les massifs hercyniens de Montailou et Camurac. La ZIM est limitée au Sud par la faille nord-pyrénéenne (FNP) subverticale dans ce secteur. Au Sud de la FNP la couverture sédimentaire paléozoïque, unité autochtone de la Fajolle, composée principalement de carbonates dévoniens, est plissée au-dessus d'un socle dont elle est décollée le long d'un niveau de décollement formé par les pélites noires du Silurien.

2.3.2. Coupe 2

La bordure orientale du bassin de Fougax est caractérisée par un relèvement du plancher qui affleure dans l'anticlinal du Prince – bois du Clos (Illustration 4). Cette disposition confirme la présence d'un haut fond à l'origine du non dépôt des terrains néocomiens. Dans cette écaïlle en revanche, les dolomies jurassiques sont directement recouvertes par les calcaires du Barrémien supérieur, justifiant que le haut fond était déjà immergé à cette époque alors que plus à l'Ouest (coupe 1) l'immersion débute au Bédoulien. Les séries néocomiennes et du Barrémien inférieur réapparaissent dans les écaïlles au Nord : Carbonières, Esclotès et Co-Deville, Pas des Crabiers (Illustration 4 et Illustration 8). Celles-ci exposent à l'affleurement des calcaires urgoniens datés du Gargasien au Clansayésien (deux formations urgoniennes dont les datations ne couvrent pas exactement les mêmes périodes, cf. feuille Lavelanet (Cosson et al., 1984)). Ces derniers forment la falaise (Sarrat de la Catette) qui surplombe les plis du Plantaurel marquant le chevauchement vers le Nord du pays de Sault le long du chevauchement frontal nord pyrénéen. De la même façon qu'à l'Ouest (coupe 1), le chevauchement prolonge un accident de socle. Le relèvement du plancher du bassin de Fougax est donc causé par la présence de socle paléozoïque sous les dépôts mésozoïques. Les argiles à évaporites du Trias jouent le rôle de niveau de décollement entre le socle et la couverture mais il est découpé par des failles d'origine profonde. L'épaisseur des argiles à évaporites du Trias est peu importante mais peut augmenter fortement par bourrage comme sur la coupe 1.

La prise en compte des forages (localisés sur l'illustration 3) de Benaix 1 (10765X0111), à 2,5 km au Nord de la fin de la coupe 1 et Dreuilhe 5 (10767X0224), à 1,5 au NE de la coupe 2, permet de penser que le bassin de Fougax et son substratum paléozoïque chevauchent sur plus de 5 km des sédiments détritiques sénoniens de la zone sous-pyrénéenne, eux même reposant en discordance sur un substratum du paléozoïque supérieur (Illustration 7) ou décollé de ce substratum par un chevauchement plus profond impliquant du Trias (Illustration 8). La présence de ces dépôts sénoniens sous le bassin permet de justifier l'anomalie gravimétrique négative mesurée dans la zone (cf. partie 4.2.2).

Le compartiment des Coumeilles, mettant à l'affleurement les marnes et marno-calcaires bédouliens, n'appartient plus au bassin de Fougax mais à la terminaison périclinale de l'anticlinorium de Pierre-Lys. Il en est de même pour le compartiment directement au Sud, ce qui explique que la série aptienne soit ici plus complète que dans les écaïlles limitrophes appartenant au bassin de Fougax (Illustration 8).

Le bassin de Fougax se ferme au niveau de la Benague où les marnes de Fougax affleurantes reposent sur la série complète depuis le Néocomien au Barrémien. Les calcaires du Néocomien structurés dans l'anticlinal du bois de la Benague affleurent sur une grande surface à l'Ouest du plateau d'Espezet sous lequel ils s'ennoient. Le pli est recoupé par les deux branches de la faille de la Joucou qui s'enracine en profondeur dans le socle. Un deuxième pli à cœur de Néocomiens structure le pic de Sarrasis au Sud (Illustration 9). Sa forme de pli en genoux montre un serrage plus fort à l'approche de la ZIM.

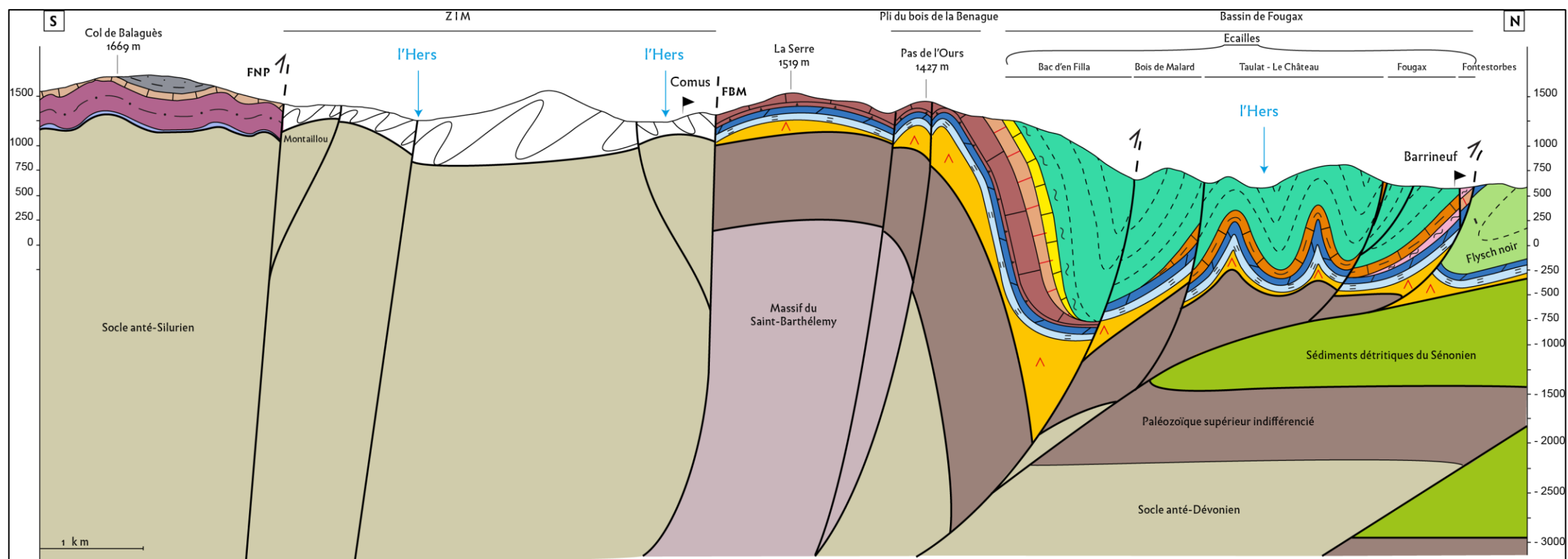


Illustration 7 – Coupe 1 à travers la partie occidentale du Pays de Sault. Symbologie des formations sur l'illustration 5

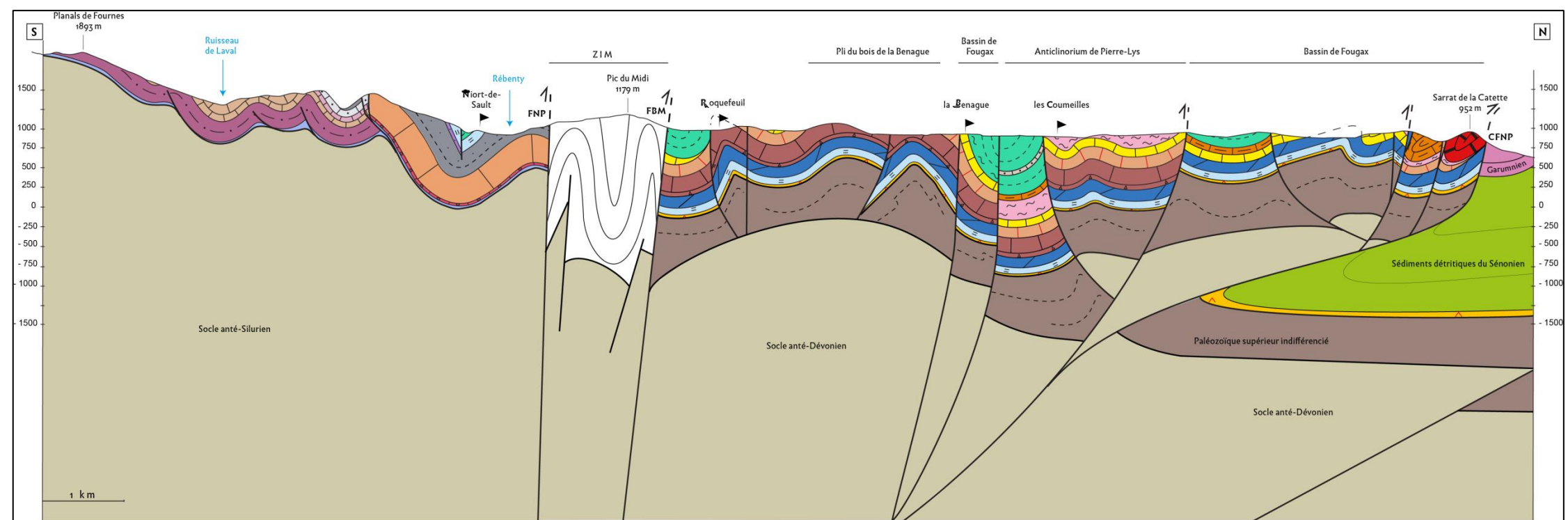


Illustration 8 – Coupe 2 à l'Ouest de la surface d'Espezel. Symbologie des formations sur l'illustration 5

La succession de plis dans la branche méridionale de l'unité du pays de Sault est l'expression en surface d'une remontée du socle en profondeur. Cette écaïlle de socle remonte le long du chevauchement portant le bassin de Fougax sur les dépôts sénoniens. La lithologie du socle de cette écaïlle doit être composée par des roches peu denses, type calcaires dévoniens, pour rendre compte de l'anomalie gravimétrique négative dans cette zone (cf. partie 4.1), en particulier le long de la coupe 2. Cette écaïlle se réduirait vers l'Ouest si l'on considère, comme Marty (1976), le secteur au NW de Comus comme appartenant à la ZIM (cf. partie 2.1).

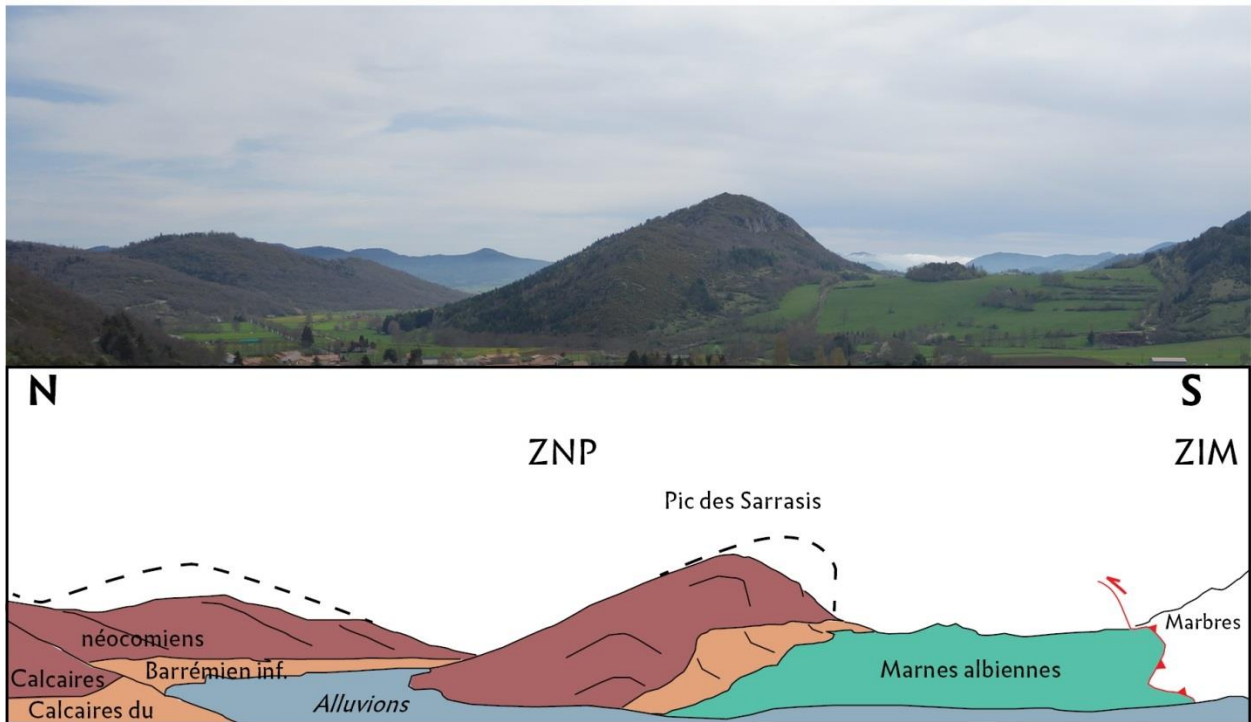


Illustration 9 – Panorama montrant le pli en genou s'amortissant vers l'Ouest des calcaires néocomiens du Pic de Sarrasis (point d'arrêt n°396)

En accord avec Marty (1976) la ZIM chevauche la ZNP le long de la FBM à fort pendage sud qui s'enracine dans le socle. En revanche, l'épaisseur des marbres réduite sur la coupe 1 (Illustration 7) augmente vers l'Est jusqu'à la coupe 2 (Illustration 8). Le Trias, jamais reconnu dans la ZIM sur la zone d'étude n'est donc pas présent sous les marbres.

La FNP montre un fort plongement vers le Sud qui suggère le chevauchement de la ZA sur la ZIM. Dans la ZA, l'unité allochtone de la série du pic d'Ourtiset vient chevaucher vers le Sud l'unité autochtone de la Fajolle. Un bassin carbonifère se superpose à la série du pic d'Ourtiset. Il est lui-même recoupé en discordance par les terrains de la couverture mésozoïque de la zone axiale au niveau du synclinal de Niort-de-Sault.

2.3.3. Coupe 3

Le synclinal perché de Montmija forme l'unité la plus septentrionale appartenant à la ZNP de cette coupe (Illustration 11). Il chevauche vers le Nord les terrains de la zone sous-pyrénéenne (ZSSP) et vers le Sud l'unité du Pays de Sault (Illustration 4). Les chevauchements se branchent sur le niveau de décollement des argiles à évaporites du Trias. Celui-ci se poursuit vers le Nord où vient se brancher le chevauchement responsable du pli anticlinal de Puivert (Illustration 3). Le synclinal de Montmija est caractérisé par une série néocomienne restreinte aux termes les plus basaux associée à une lacune de Barrémien inférieur.

Au Sud, l'unité du Pays de Sault expose le synclinal du col du Chandelier, pincé entre le synclinal de Montmija et l'anticlinal de Pierre-Lys-Picaussel. Cet anticlinal, déversé vers le Nord, est composé en son cœur des calcaires néocomiens et de la « brèche limite ». La remontée d'une écaille de socle en profondeur permet d'expliquer la présence du pli en surface. Au Sud, le synclinal du Rébenty-Belvis est caractérisé par une série sédimentaire complète de plus de 2 km d'épaisseur, depuis le Lias jusqu'aux alternances aptiennes de faciès marneux et de calcaires urgoniens (Illustration 11). Ce pli est limité au Sud par la barre de la Joucou, formée par des calcaires du Néocomien à fort plongement vers le Nord, déformés entre les deux branches verticales de la faille de la Joucou.

La barre de la Joucou limite au Nord le synclinorium d'Axat-Perrucel qui constitue la branche méridionale de l'unité du Pays de Sault. Rempli par des marnes, le synclinorium est affecté par des plis secondaires déversés vers le Nord. Cette structuration permet d'exposer à l'affleurement les termes les plus récents d'une formation équivalente à la formation des Marnes de Fougax, datés du Clansayésien à Albien basal (Wallez, 1974) et considérée comme telle sur la carte géologique réalisée pour le projet. De même, le plissement des terrains devrait faire affleurer les marnes bédouliennes dans la vallée du Rébenty. Cette observation n'a pas été validée sur le terrain par manque de temps. L'axe principal du synclinorium est marqué par les dépôts de flysch du Cénomano-Turonien, derniers sédiments du comblement du sillon albien conservé sur la zone d'étude.

Le village de Belfort-sur-Rébenty, à l'Ouest de la coupe, voit émerger la source éponyme à environs 50 mètres au-dessus du Rébenty. L'eau jaillit le long d'un accident vertical orienté E-W, recoupant les marnes de Fougax. Le jeu de la faille est probablement décrochant, associé à un déplacement inverse imprimant des crochons de faille dans la stratification des marnes bien exprimée (Illustration 10).

Les terrains de l'unité du Pays de Sault sont chevauchés au Sud par le massif de Bessède-de-Sault. Celui-ci correspond ici à une écaille de socle du massif remontée le long de l'accident bordant le Nord de la ZIM (FBM) qu'il chevauche vers le Sud (cf. partie 2.3.4). Le massif de Bessède-de-Sault se prolonge sous couverture, sous l'unité du Pays de Sault et chevauche les terrains du Paléozoïque supérieur formant le substratum du bassin de Quillan (Illustration 11 et Illustration 12). Cette interprétation est argumentée par l'anomalie gravimétrique positive mesurée sur l'unité du Pays de Sault au niveau des coupes 3 et 4 (Illustration 57).

Les marbres de la ZIM atteignent plus de 2500 mètres d'épaisseur (d'après l'anomalie gravimétrique négative, cf. partie 4.2.2) et sont chevauchés par la ZA le long de la FNP. Cette faille majeure fait remonter des écailles de socle non enracinées (cf. partie 4.4.2) comme le massif du Picou de la Montjoie, immédiatement à l'Est du trait de coupe, ou l'écaille de Montailou à l'Est du trait de la coupe 1. Dans la ZA, le niveau de décollement du Silurien se branche sur la FNP et émerge au niveau d'un bassin carbonifère où il fait chevaucher l'unité du pic d'Ourtiset sur l'unité de la Fajolle. L'unité du pic d'Ourtiset est recoupée en discordance par

les terrains mésozoïques du synclinal de Niort-de-Sault. Celui-ci comprend une forte épaisseur de calcaires du Néocomien à l'Aptien couronnés au sommet par des marnes albiennes.

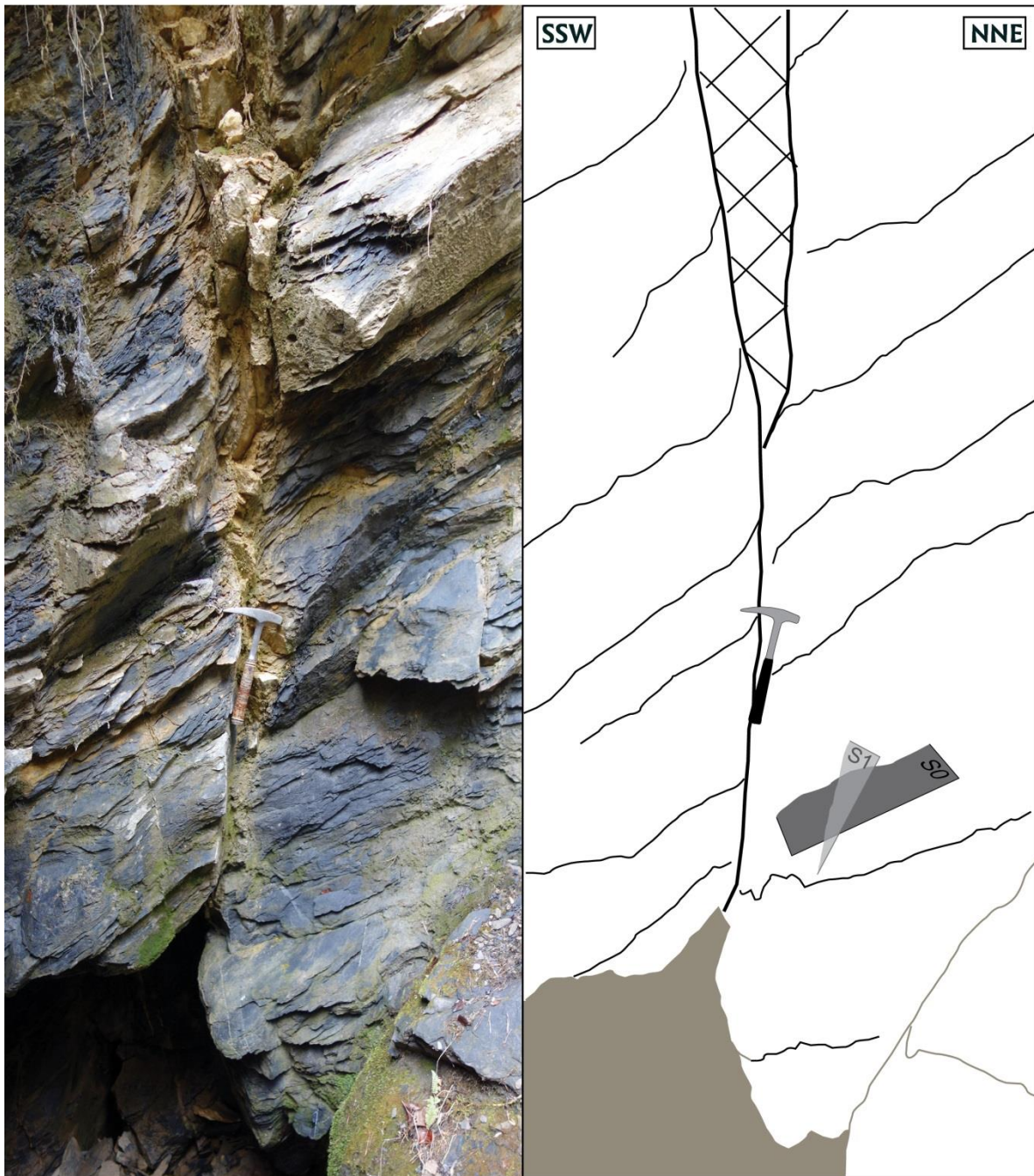


Illustration 10 – Condition d'émergence de la source de Belfort-sur-Rébenty dans les marnes de Fougax, le long d'une faille décrochante (points d'arrêt n°578). La stratification des marnes est soulignée par les traits noirs sur le dessin à droite.

2.3.4. Coupe 4

Le bassin de Quillan est décollé d'un socle composé de roches du Paléozoïque supérieur qu'il chevauche sur plus de 4 km le long d'un niveau de décollement localisé dans les argiles à évaporites du Trias. Celles-ci affleurent le long du tracé du CFNP au Nord du bassin (Illustration 12). Le bassin est comblé par les marnes noires de l'Albien inférieur qui reposent sur les calcaires urgoniens du Clansayésien. La pile stratigraphique se caractérise par la superposition des barres de calcaires urgoniens sans intercalation de marnes et par la lacune de Néocomien et de Barrémien inférieur.

Au Sud-Ouest, le bassin est chevauché par le synclinal de Montmija le long d'un accident qui s'amorti vers l'Est. Le synclinal du col de Chandelier est ici encore plus pincé que sur la coupe 3 et l'anticlinal de Pierre-lys-Picaussel est déjeté vers le Sud avec un fort plongement du flanc méridional et un flanc septentrional très réduit. Cette géométrie serait induite par une remontée du socle de Bessède-de-Sault (cf. partie 4.2.2) sous le cœur du pli le long d'un accident de socle. C'est sur cet accident que viennent se brancher le niveau de décollement charriant le bassin de Quillan et le synclinal de Montmija, et donc le CFNP. L'accident émerge non plus au niveau de la faille de Joucou comme sur les coupes 1 et 2 mais plus au Nord, au niveau du chevauchement qui limite au Nord l'anticlinal de Pierre-Lys-Picaussel, en accord avec les travaux de Bousquet (1975). Il est responsable du chevauchement en profondeur du massif de Bessède-de-Sault sur les séries du paléozoïque supérieur au Nord. La faille de la Joucou viendrait se brancher en profondeur sur ce chevauchement de socle.

Le flanc sud de l'anticlinal et le synclinal du Rébenty-Belvis, qui le prolonge vers le Sud, sont coupés par une faille décrochante orientée N 60° sur laquelle s'arrête le chevauchement de Montmija et commence le chevauchement majeur du Col de Saint-Louis–Bugarach (Illustration 3 et Illustration 4). Au Sud, le pli synclinal s'arrête sur la faille verticale de la Joucou au niveau du Rébenty. La barre de la Joucou est représentée comme étant enracinée entre deux failles verticales sur la coupe 3 (Illustration 11). L'épaisseur totale des terrains du Néocomien étant conservée, ils sont en contact avec les barres urgoniennes plus au Nord. Toutefois aucune donnée de terrain ne permet de rejeter l'hypothèse proposée par Meurisse (1973) du non enracinement local des calcaires de cette barre qui restreindrait alors les points de contact pouvant empêcher les connexions hydrauliques.

Le synclinorium d'Axat-Perrucel forme un pli synclinal déjeté vers le Nord comblé par les flyschs du Crétacé supérieur. Il est chevauché au Sud par le massif de Bessède-de-Sault et sa couverture mésozoïque. La direction de chevauchement vers le NE est imprimée dans les calcaires du Néocomien par des plis dont l'axe est orienté au N150° (Illustration 13). Le massif nord-pyrénéen de Bessède-de-Sault est basculé vers le Nord où est présente la série sédimentaire paléozoïque, alors qu'au Sud affleurent les termes de haut degré de métamorphisme (Illustration 12).

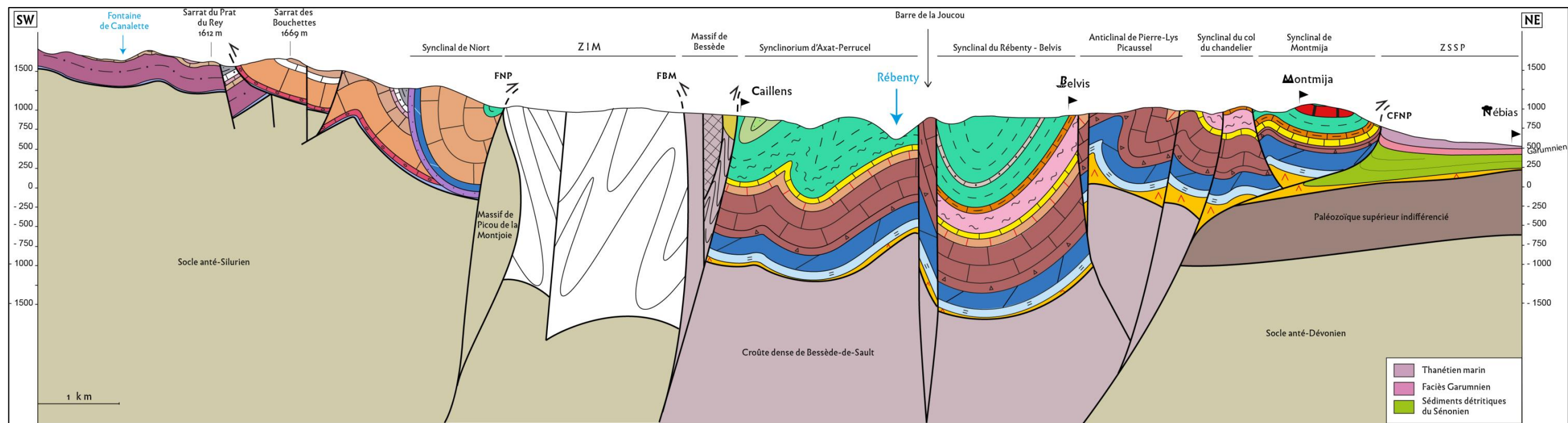


Illustration 11 – Coupe 3 de Nébias au pic d'Ourtiset. Symbologie des formations sur l'illustration 5

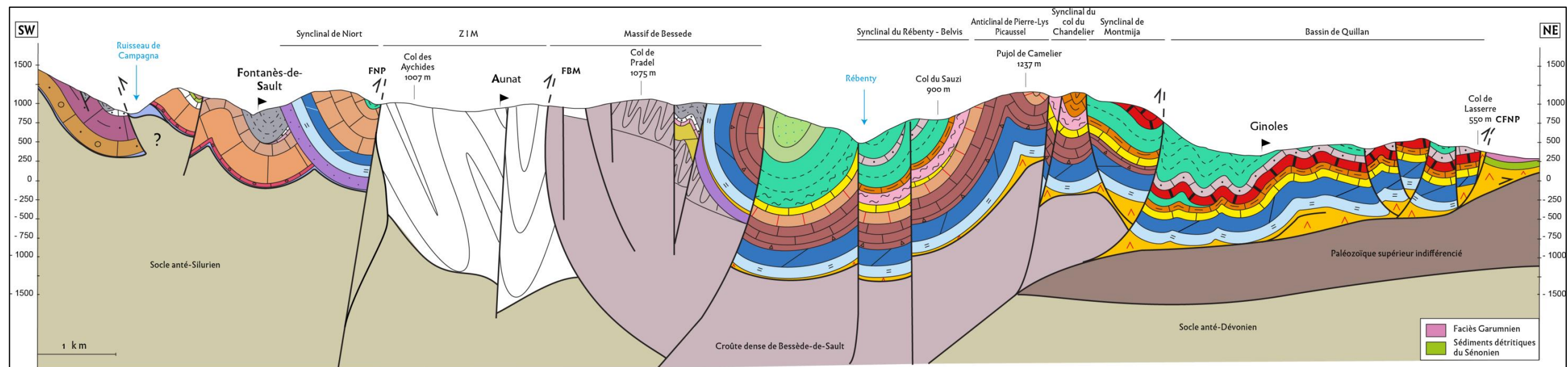


Illustration 12 – Coupe 4 dans la partie orientale du Pays de Sault, de Ginoles à Fontanès-de-Sault. Symbologie des formations sur l'illustration 5



Illustration 13 – Plis disharmoniques à vergence NE soulignés par de petits bancs de calcite dans les calcaires néocomiens de la couverture du massif de Bessède-de-Sault (Point d'arrêt n° 194). Karstification des carbonates parallèlement au plan de stratification (flèches horizontales), et verticalement du haut vers le bas avec remplissage argileux (flèches verticales).

La ZIM présente une importante épaisseur de marbres en accord avec l'anomalie gravimétrique négative (cf. partie 4.2.2). Elle chevauche vers le Nord le massif de Bessède-de-Sault et est chevauchée au Sud par la ZA. L'écaille de socle du massif de Picou de la Montjoie est toujours présente le long de la FNP. Celle-ci montre la même organisation que sur les coupes précédentes avec toutefois une quantité de raccourcissement plus importante dans la série du pic d'Ourtiset.

2.4. CONCLUSION

L'étude géologique et structurale menée pour le projet d'évaluation des ressources en eaux souterraines du Pays de Sault permet de conduire une réflexion sur les écoulements souterrains au sein de terrains karstifiés traversant trois des grandes zones structurales des Pyrénées : la Zone axiale, la Zone interne métamorphique et la Zone nord-pyrénéenne. Pour cela l'étude s'est nourrie des travaux anciens qu'elle a complétés avec des nouvelles données de terrain.

Les quatre coupes réalisées, inspirées des coupes déjà produites sur la zone (Bousquet, 1975 ; Marty, 1976 ; Salic, 1985) proposent une nouvelle interprétation structurale de l'articulation entre la ZSSP, la ZNP, la ZIM et la ZA. Les coupes structurales ont permis la réalisation d'un modèle géologique 3D (partie 3) et rétroactivement ont pu être améliorée grâce aux résultats de la modélisation. L'interprétation en profondeur bénéficie également des données de mesures gravimétriques présentées et discutées en partie 4. La géométrie des couches en profondeur,

les lacunes de dépôts, la lithologie des terrains confrontée à leur aire de dépôts, la compréhension de la structure actuelle des unités apportent des éléments pour la définition des périodes favorables à la karstification (partie 5).

3. Modélisation géologique 3D

Dans le cadre de l'étude hydrogéologique du Plateau de Sault, l'élaboration d'un modèle géologique pour une représentation tridimensionnelle du système géologique a été requise. Ce modèle géologique 3D a été réalisé par Lucile Martel, étudiante en master 2 à l'Université d'Orléans (1^{er} Mai-31 Août 2015) sous la direction de Cécile Allanic et Gabriel Courrioux, tous deux ingénieurs géologues au BRGM. Le modèle avait pour objectif d'améliorer la connaissance géologique et structurale du système et la compréhension de sa géométrie afin de mieux évaluer les transferts de fluides dans le bassin. La partie qui suit correspond à son mémoire légèrement modifié ce qui permet, nonobstant la répétition de certaines parties avec le reste du rapport, de présenter dans les détails toutes les étapes de la construction d'un modèle géologique 3D.

La modélisation géologique consiste à reproduire la géométrie d'un système à un moment donné t afin d'améliorer la connaissance géologique de ce système et de mieux appréhender les propriétés des couches et des structures constituant le système complexe étudié (lithologie, âge, porosité, perméabilité, ...). Le logiciel 3DGeomodeller 2013 © BRGM – Intrepid Geophysics (<http://www.geomodeller.com>) a été utilisé pour la construction du modèle géologique 3D du Plateau de Sault. Cet outil d'aide à la construction de modèle statique est bien adapté à l'intégration de données de sources diverses et à la complexité géologique de la région. Il est particulièrement bien adapté dans le cas du Plateau de Sault où l'essentiel des données est constitué par des mesures structurales de terrain (partie 3.3.3).

D'un point de vue méthodologique, les coupes géologiques présentées en partie 2.3 ont servi de base à la construction du modèle géologique 3D, comme ceci est présenté dans cette partie. La première version du modèle a permis de soulever des incohérences structurales nécessitant d'approfondir l'étude tectonique sur des secteurs clés en retournant sur le terrain et de modifier les coupes. Ainsi, la construction des coupes a également bénéficié des résultats apportés par la modélisation 3D.

3.1. METHODE D'INTERPOLATION DES DONNEES

Dans le logiciel 3DGeoModeller 2013©, la méthode d'interpolation des données est la méthode des champs de potentiel (Lajaunie et al., 1997). Elle est utilisée pour représenter les surfaces et les volumes du modèle statique. Les interfaces géologiques sont définies par la représentation des isovaleurs du champ de potentiel.

La méthode des potentiels permet d'interpoler un champ scalaire tridimensionnel à partir de points connus et de données d'orientations spécifiées. Les interfaces géologiques sont déduites de ce champ par la représentation de surfaces d'isovaleurs (surface implicite).

Selon la méthode implémentée par Lajaunie et al. (1997), le principe est d'interpréter les points de contact comme appartenant à une isopotentielle d'un champ et d'assimiler les données d'orientation aux gradients de ce champ (c-à-d. à la dérivée du potentiel). L'interpolation tridimensionnelle du champ de potentiel et de ses dérivées se fait par co-krigeage.

La pile géologique (chronologie et relation entre les unités cf. partie 3.3.1 p.43) est définie afin de gérer les troncatures entre différentes surfaces modélisées par différents champs de potentiel. La notion de série est introduite de la façon suivante : si deux surfaces sont considérées comme subparallèles, elles sont interpolées au sein d'un même champ de

potentiel et sont considérées comme étant deux isovaleurs différentes du même champ de potentiel. On dit que ces deux surfaces (ou n surfaces) appartiennent à la même série.

Le cas particulier de la prise en compte des failles comme une discontinuité sur la valeur du potentiel est géré par des fonctions de dérive dans la méthode de co-krigeage (Aug, 2004 ; Calcagno et al., 2008).

3.2. EMPRISE DU MODELE

Le modèle géologique 3D du Plateau de Sault recouvre une surface de 40 km sur 30 km sur une profondeur de 2000 m et une altitude de 3000 m. Le bloc 3D est délimité par des points géoréférencés dans la projection cartographique Lambert RGF93 dont les extrémités sont Xmin : 600000.0 ; Ymin : 6182000.0; Xmax : 639000.0; Ymax : 6202000.0 et il est associé au MNT 25 m (Illustration 14).

Afin de limiter les effets de bords et de pouvoir comprendre au mieux les structures géologiques présentes dans la zone modélisée, il a été décidé que l'emprise du modèle géologique serait plus importante que celle choisie pour l'étude hydrogéologique (*en rouge*, Illustration 14) Cette nouvelle emprise traverse 4 des 5 unités structurales pyrénéennes, du Sud vers le Nord) :

- la zone axiale, constituée en majorité de terrains paléozoïques et de socle,
- la zone nord-pyrénéenne, constituée de terrains mésozoïques allant du Trias au Crétacé supérieur,
- la zone interne métamorphique (ZIM), constituée essentiellement de terrains métamorphiques (marbres) datés du Jurassique au Crétacé inférieur,
- la zone sous-pyrénéenne, constituée de terrains mésozoïques à cénozoïques allant du Crétacé supérieur au Paléogène.

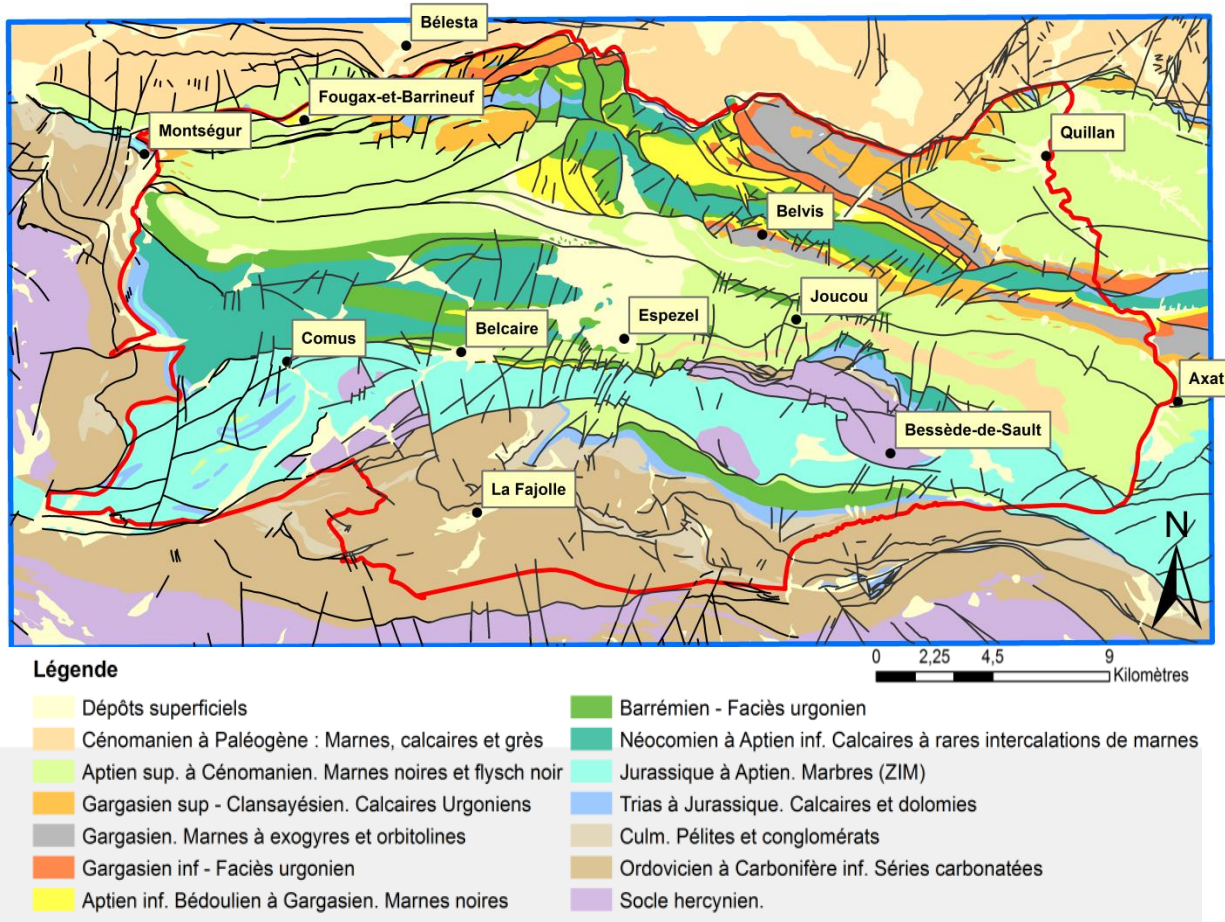


Illustration 14 – Carte géologique simplifiée de la zone d'étude (Monod, 2015). En rouge : la zone d'étude. En bleu : la zone d'emprise du modèle géologique 3D

Ces 3 zones, voire 4 zones si la ZIM constitue une zone à part entière, sont délimitées entre elles par des accidents structuraux majeurs tels que la faille nord-pyrénéenne (FNP), le chevauchement frontal nord pyrénéen (CFNP) ou la faille bordière méridionale (FBM) bordant le Nord de la ZIM (Illustration 4).

Les formations présentes sur l'ensemble de la région constituent essentiellement une alternance entre des bancs de calcaires massifs et des marnes (Illustration 14) - (Bilotte, et al., 1988). Comme énoncé dans l'introduction, les formations ciblées pour le projet Plateau de Sault sont les formations de calcaires à faciès urgoniens du Barrémien, Gargasien et Clansayésien. En effet, leurs lithologies sont favorables au développement de réseaux karstiques importants.

Il est à noter que les épaisseurs de certaines formations varient de manière importante au sein même de la zone, allant jusqu'à la disparition de certaines formations par endroits (Illustration 15, slash en rouge) - (Peybernes, 1979) - (Bilotte, et al., 1988). Ainsi, les formations calcaires du Clansayésien et du Gargasien peuvent voir leurs épaisseurs diminuer de manière si significative qu'il devient difficile de déterminer un contact stratigraphique entre elles et les formations voisines. Elles sont alors regroupées sous forme d'une unité calcaro-marneuse (Bilotte, et al., 1988). Il est à noter que dans la géologie détaillée de la région (Bilotte, et al., 1988), les barres urgoniennes sont au nombre de 4 : Barrémien – Gargasien inférieur-Gargasien supérieur –Clansayésien.

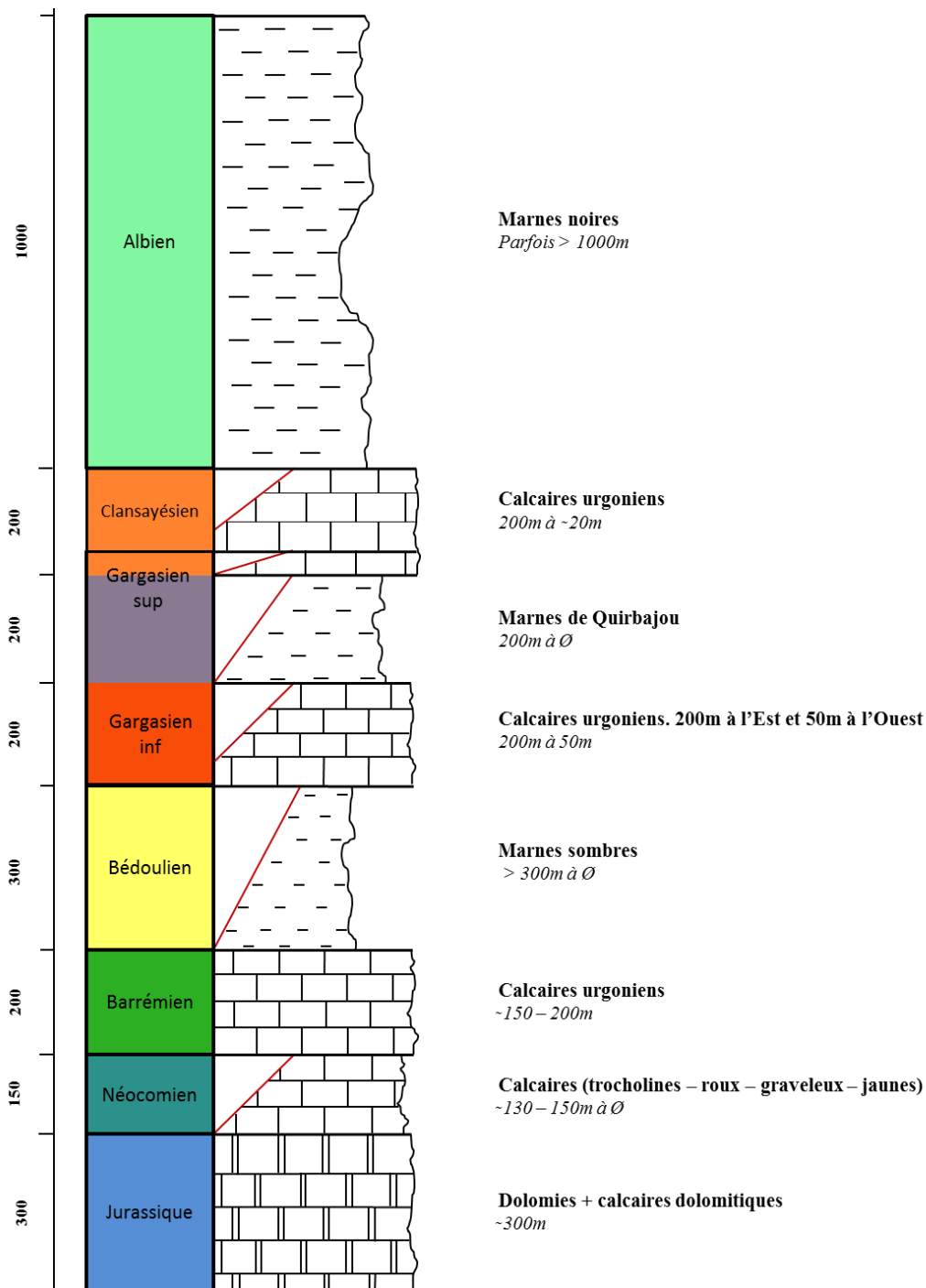


Illustration 15 – Log stratigraphique synthétique des formations du Mésozoïque et leurs épaisseurs moyennes associées, réalisé à partir de la notice de la carte au 1/50 000 de Lavelanet (feuille 1076). En rouge, les slashes indiquent les formations géologiques dont l'épaisseur peut varier.

3.3. CONSTRUCTION DU MODELE GEOLOGIQUE

3.3.1. Définition de la Pile Stratigraphique du Modèle 3D

La pile stratigraphique de chaque modèle géologique 3D dépend prioritairement de l'objectif ciblé (cf. partie 3.1 p. 39). Dans cette étude, la pile stratigraphique est définie afin d'identifier les différentes formations aquifères (formations perméables contenant potentiellement de l'eau) et aquitards (formations peu perméables résistantes au passage de l'eau).

Le modèle géologique de cette étude sera réalisé en base de formations avec une pile stratigraphique contenant les 11 formations suivantes (Illustration 16) :

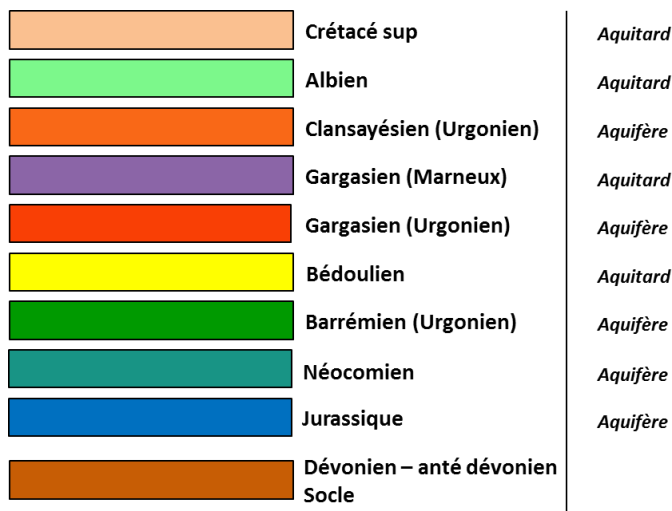


Illustration 16 – Pile stratigraphique synthétique des formations modélisées

Il est à noter que contrairement au log schématique (Illustration 15), seules 3 barres calcaires urgoniennes ont été modélisées. En effet, les barres calcaires du Gargasien supérieur et du Clansayésien se succédant dans la succession stratigraphique, il a été décidé de les réunir en une seule formation géologique nommée « Clansayésien » au sein du modèle géologique 3D.

Un modèle géologique préliminaire a commencé à être réalisé d'un seul tenant. Cependant, en observant la carte géologique plus en détails, on peut remarquer qu'en fonction de la zone observée, les formations apparentes ne sont pas les mêmes. Le Barrémien est parfois en contact normal concordant avec le Bédoulien (comme c'est le cas dans la pile), mais il l'est également avec l'Albien à d'autres endroits (Illustration 17). Cela peut impliquer une discordance ou une disparition de certaines formations.

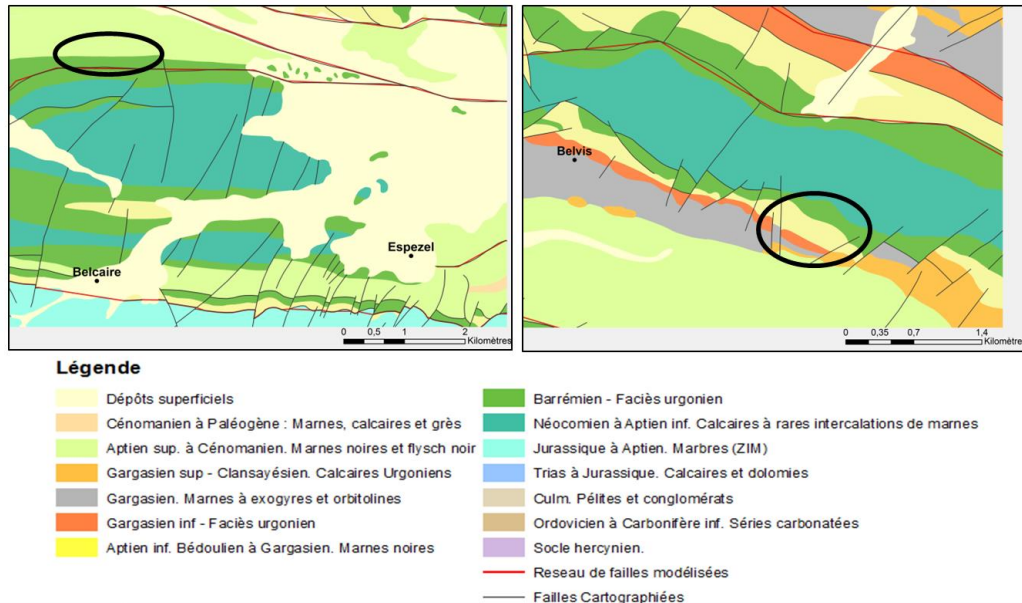


Illustration 17 – Variation de la succession des couches en contact normal, entourée en noir, à Belcaire (à gauche) et à Belvis (à droite)

Pour pouvoir modéliser ces variations dans l'ordre de succession, les formations ne doivent pas être dans la même série. Deux possibilités sont donc envisageables :

- la première consiste à dissocier toutes les formations. Le nombre de séries est donc égal aux nombres de couches. Cependant, cette méthode implique un nombre très important de contraintes. En effet, les formations étant concordantes entre elles, leur structure profonde doit donc être similaire, et cela n'est possible qu'en rajoutant des contraintes en profondeur afin que les couches sous-jacentes suivent le tracé de la première couche contrainte par les données en surface,
- la deuxième possibilité consiste, quant à elle, à dissocier l'emprise du modèle sous forme de blocs distincts. Ainsi, chaque bloc possède sa propre pile avec sa propre succession de formations.

Les deux possibilités ont été expérimentées. Cependant, la méthode par dissociation de toutes les formations a été rapidement abandonnée au vue de la trop grande complexité dans le modèle que cela engendrait. C'est pourquoi, dans un souci d'ergonomie, afin de créer un modèle géologique 3D cohérent, il a été décidé de le réaliser par blocs (Illustration 18).

3.3.2. Système de Réalisation par Blocs et Piles Associées

L'emprise du modèle a été découpée en 7 blocs distincts, orientés globalement Est-Ouest, et possédant ainsi une pile stratigraphique et des séries qui leur sont propres (Illustration 19 et Illustration 20). Les limites des différents blocs ont été calées au maximum sur les grands accidents tectoniques qui traversent la zone, excepté pour la limite ouest du bloc 2 qui n'est pas située sur un accident structural. Cependant, après étude du MNT, un linéament potentiellement d'origine tectonique se distingue dans le relief bien qu'il n'ait pas été cartographié. De plus, les structures présentes à l'Est et à l'Ouest de cet accident sont bien distinctes comme le montre la concordance des formations à l'Est, ce qui n'est pas le cas à l'Ouest (Illustration 17).

Pour réaliser un modèle par blocs, la première étape consiste donc à modéliser les formations présentes dans un premier bloc (Illustration 18a). Celles-ci s'étendent sur toute la zone tant que la formation « limite » ne sera pas modélisée (en pointillé sur l'illustration 18a). En effet, la limite entre deux blocs doit être modélisée par une formation et non une faille, afin de pouvoir lui attribuer un caractère « erode ». C'est le fait qu'elle érodera les formations antérieures qui permettra de créer des blocs distincts. Par conséquent, il est à noter que pour des raisons de contraintes informatiques du logiciel utilisé, les grands accidents définis comme limite de bloc ne seront plus modélisés comme des failles mais comme des formations, afin de mieux modéliser les objets.

Une fois la « limite » créée et positionnée au-dessus des formations du premier bloc dans la pile stratigraphique, ces dernières seront érodées permettant de laisser la place à la modélisation d'autres formations dans le bloc 2 (Illustration 18b).

Une seconde série sera modélisée avec un ordre de succession différent comme c'est le cas sur l'illustration 18c. La couche rose a disparu mettant en contact normal et concordant les couches verte et orange.

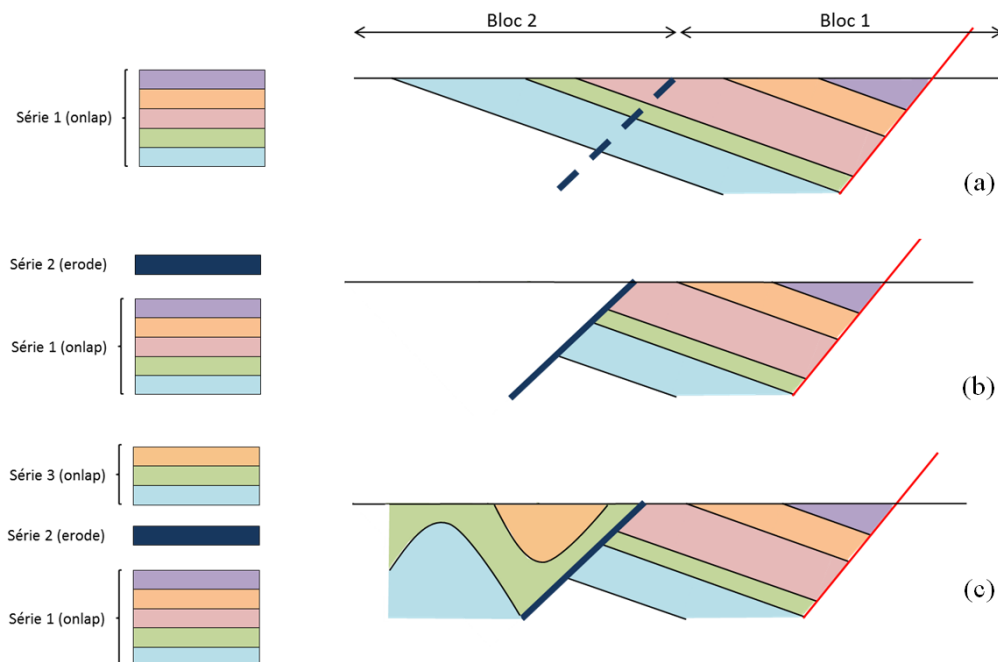


Illustration 18 – Schéma explicatif de la modélisation par blocs. (a) Modélisation des formations du bloc 1. (b) Modélisation de la formation « limite ». (c) Modélisation des formations du bloc 2.

Avec cette méthode, la polarité des couches devient un élément important. En effet, dans le modèle, les grands accidents sont orientés pour la majorité avec un pendage sud mais les terrains les plus récents sont situés au Nord. Par conséquent, il a été nécessaire de mettre les formations « limite de blocs » en polarité inverse. De plus, comme énoncé précédemment, chaque bloc est indépendant, par conséquent, la cohérence/ interactions entre les blocs doit être assurée par le modélisateur. Il doit appliquer des contraintes ciblées afin de, par exemple, maintenir les épaisseurs des formations cohérentes entre les blocs, ajuster les décalages aux limites de blocs....

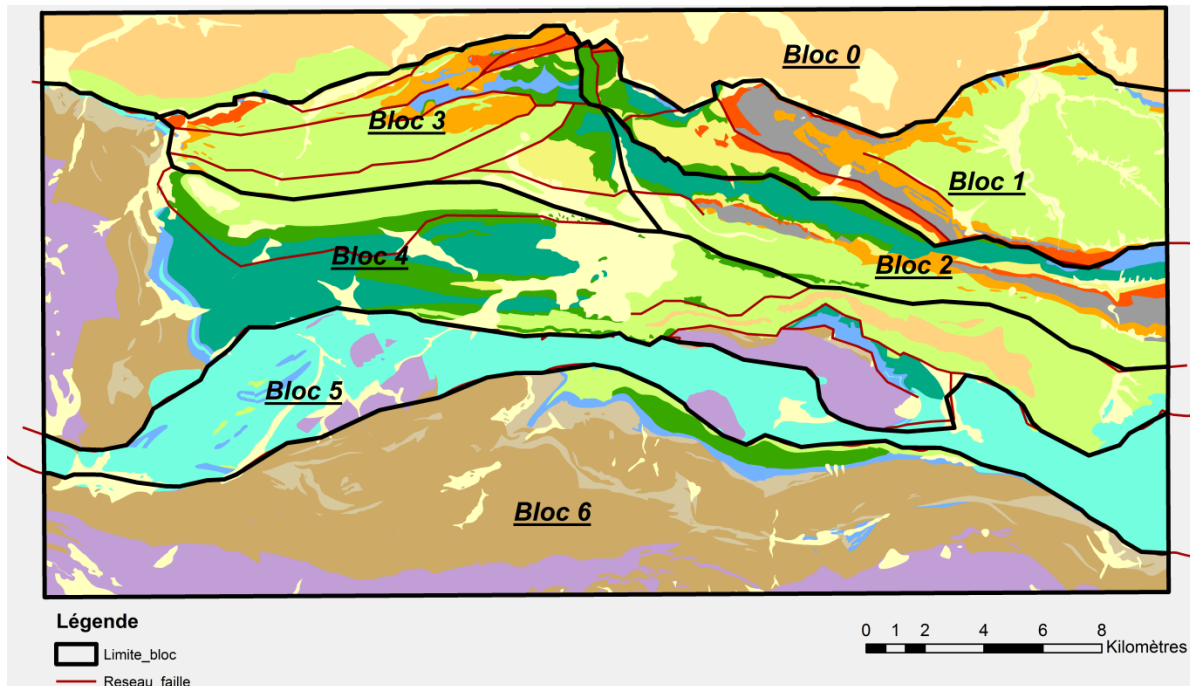


Illustration 19 – Répartition et connexion des 7 blocs modélisés

La pile géologique simplifiée présentée sur l'illustration 16 est donc reprise et adaptée 6 fois pour les 6 blocs afin de donner une pile géologique complète beaucoup plus complexe (Illustration 20). Le 7^{ème} bloc correspond au Bloc 0 qui n'a pas été modélisé dans la 1^{ère} version du modèle, mais sera intégré dans les versions suivantes. En effet, suivant les blocs, les formations modélisées ne sont pas toujours strictement les mêmes. Les variations latérales de faciès rapides (jusqu'à quelques dizaines de mètres) provoquent par endroits des lacunes de dépôt de certaines formations qui, par conséquent, ne figurent pas dans la pile du bloc concerné. De plus, selon les relations géométriques et les variations d'épaisseur des différentes formations, au sein d'un bloc, ces dernières ont pu être localement regroupées dans la même série si elles étaient concordantes (blocs 1, 2 ou 6), ou éclatées en séries différentes, voire individualisées, si elles étaient discordantes (bloc 3 ou 4).

Il est à noter qu'il est plus simple et plus rapide de modéliser le plus de formations dans la même série puisque cela permet de minimiser le nombre de contraintes à imposer.

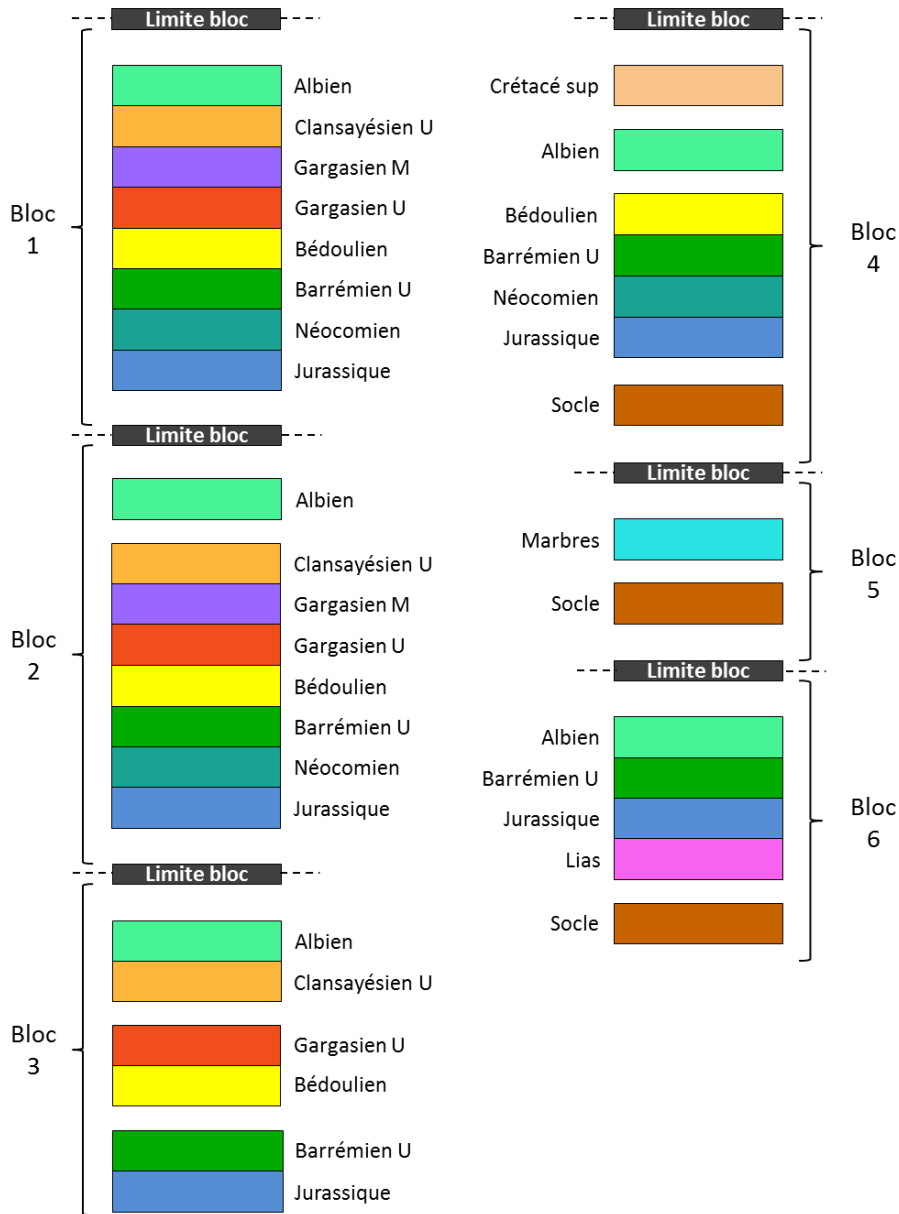


Illustration 20 – Pile stratigraphique totale utilisée pour réaliser le modèle géologique 3D. Pour rappel, toutes les relations entre les formations sont « onlap » et toutes les limites entre les blocs sont « erode »

La formation « socle » regroupe le Trias et les formations ante-mésozoïques et par conséquent, des formations ayant été affectées par la première orogénèse, l’orogénèse hercynienne. Ainsi, les formations mésozoïques reposeront toujours en discordance sur cette formation, ce qui explique qu’elle sera toujours modélisée dans une série à part.

Ainsi, loin d’être figée, la pile stratigraphique évolue donc au cours du processus de modélisation. En effet, la plupart des difficultés, comme les variations d’épaisseurs etc. n’apparaissent qu’après avoir commencé le modèle et, lancé plusieurs simulations. Ces détails non notifiés lors d’un premier examen de la carte ou des coupes géologiques deviennent alors capitaux et incontournables lors de l’extrapolation en 3D.

3.3.3. Données d'Entrée

Dans le cas du projet « Plateau de Sault », un travail de nouvelles acquisitions géologiques a été mené en amont du travail de modélisation. Cependant, bien que ce travail ait permis de regrouper certaines des données susceptibles d'être utilisées durant la réalisation du modèle, la mise en relation de ces données au sein d'un SIG a été réalisée permettant ainsi de :

- vérifier le géoréférencement de chaque donnée et, le cas échéant, de le corriger si cela s'avère possible,
- confronter facilement les différentes hypothèses prises sur les cartes géologiques,
- visualiser rapidement les zones bien renseignées et celles où l'information est lacunaire,
- réaliser, le cas échéant, de nouvelles cartes à intégrer dans le Geomodeller 3D©,
- trier les données afin de ne conserver que celles utiles pour la modélisation.

Ce système d'information géographique constitue également un outil de travail indispensable à utiliser en parallèle du logiciel de géomodélisation 3D.

Cartes géologiques, données d'orientation et coupes géologiques associées issues de la littérature

La carte géologique réalisée pour le projet (Illustration 3) ainsi que les cartes provenant de divers auteurs ont été utilisées. Ces cartes ont servi de support pour la localisation des contacts stratigraphiques et des nombreuses failles. En effet, le Pays de Sault se situe dans un des rares endroits où les cartes géologiques 1/50.000 n'ont pas encore été publiées par le BRGM (Illustration 21).

Ces cartes permettent également de mettre en avant les grandes structures présentes telles que les alternances de grands synclinaux et anticlinaux, orientés pour la majorité Est-Ouest, ainsi que des nombreuses écailles et chevauchements, également orientés globalement Est-Ouest.

A la plupart de ces cartes géologiques ont été associées des coupes, orientées du Sud vers le Nord et couvrant l'intégralité de la zone d'Est en Ouest. Ces coupes permettent d'avoir l'interprétation de l'auteur sur la géométrie des structures en profondeur. Leur véracité peut, par conséquent, être remise en cause. De plus, comme il s'agit de coupes assez anciennes (1975), les hypothèses géologiques sur la région, à la lumière de données plus récentes, ont pu évoluer dans des directions différentes de celles prises par les auteurs tels que Bousquet (1975) ou Marty (1976).

Les données qui ont été collectées et utilisées sont les suivantes :

- la carte géologique et les données d'orientation réalisées par Wallez (1974) dans le cadre de sa thèse portant sur la stratigraphie et la structure du Plateau de Sault (Illustration 22),
- la carte géologique, les données d'orientation et les 8 coupes géologiques réalisées par Bousquet (1975) dans le cadre de sa thèse portant sur la géologie de l'articulation entre le Plateau de Sault et le bassin de Quillan (Illustration 23 et Illustration 24),
- la carte géologique, les données d'orientation et les 3 coupes géologiques réalisées par Marty (1976) dans le cadre de sa thèse portant sur les relations géologiques entre le Saint Barthelemy et le Plateau de Sault (Illustration 25 et Illustration 26),

- la minute de terrain issue du rapport de Soulé et al (1996) concernant un essai de pompage dans la région du Plateau de Sault (Illustration 22),
- les cartes géologiques fournies par le BRGM : Lavelanet n°1076 – Quillan n°1077 – Saint Paul le Fenouillet n°1088 (Illustration 21),
- la carte géologique et les données d'orientation de Revelli (2012) réalisées durant son stage de fin d'étude portant sur le massif de Bessèdes-de-Sault (Illustration 27),
- les données de terrain de T. Baudin et S. Caritg récoltées en 2010 dans le cadre de la réalisation de la carte géologique à 1/50 000 feuille Ax-les-Thermes,
- la carte géologique simplifiée, les données de terrain et les 4 coupes géologiques de B. Monod (2015) réalisée dans le cadre du projet Plateau de Sault (cf. partie 2.3).

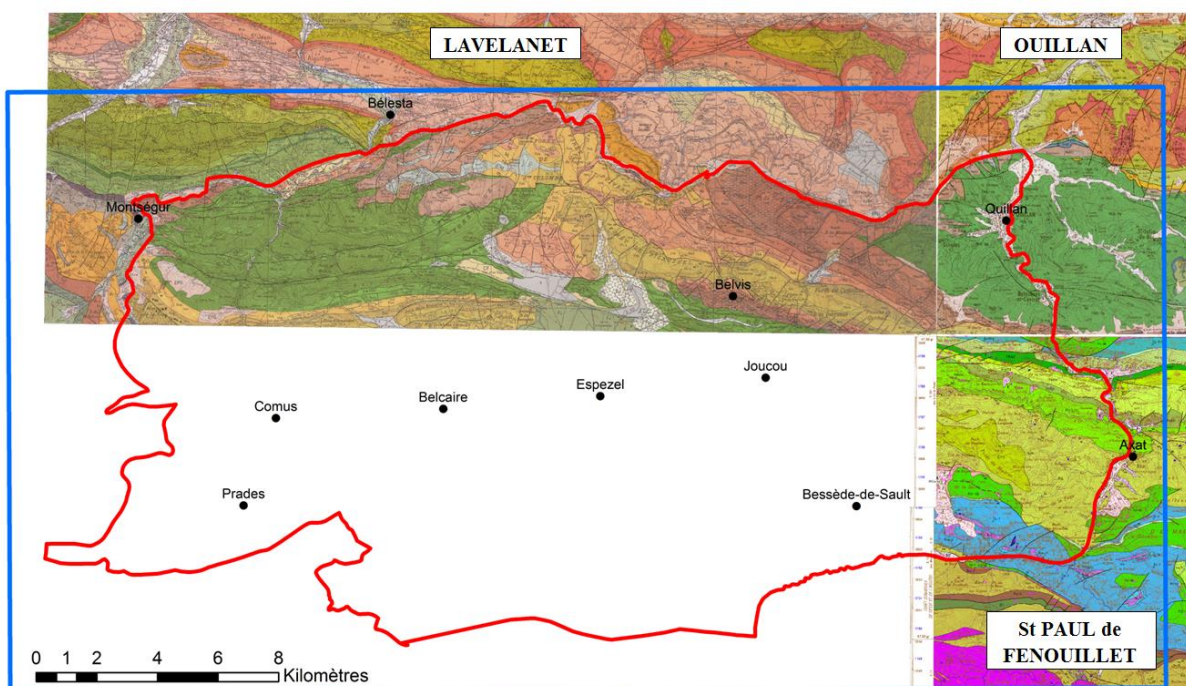


Illustration 21 – Cartes géologiques à 1/50 000 du BRGM (Lavelanet n°1076- Quillan n°1077- St Paul n°1089)

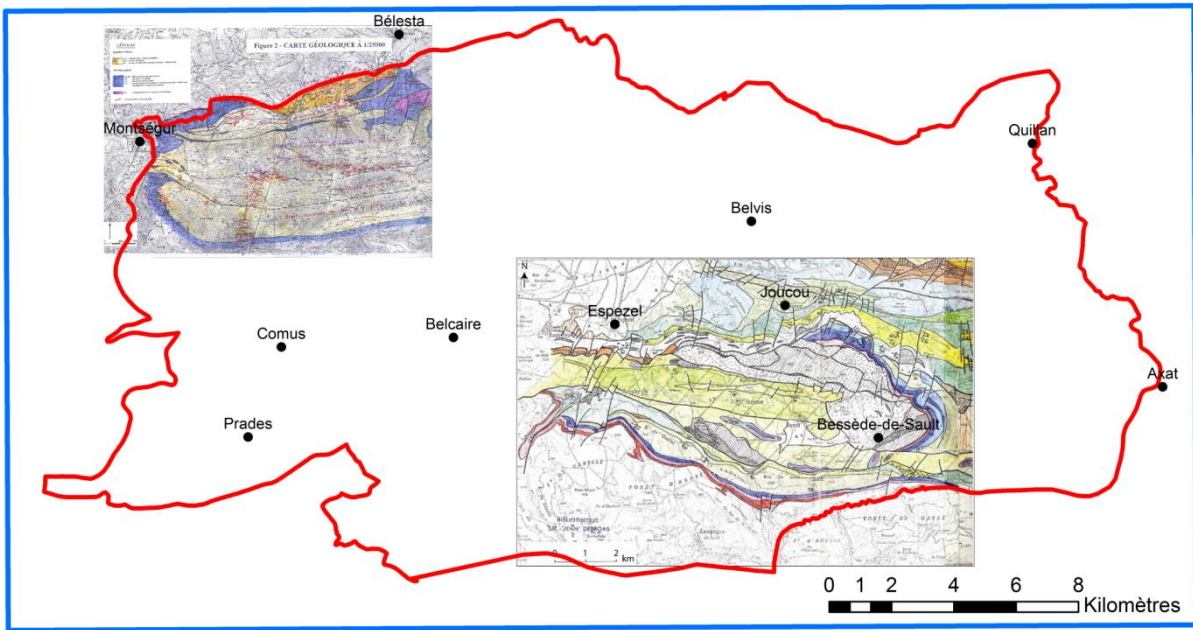


Illustration 22 – Au Nord-Ouest, minute réalisée par Soulé et al (1996). Au sud-est, carte géologique réalisée par Wallez (1974)

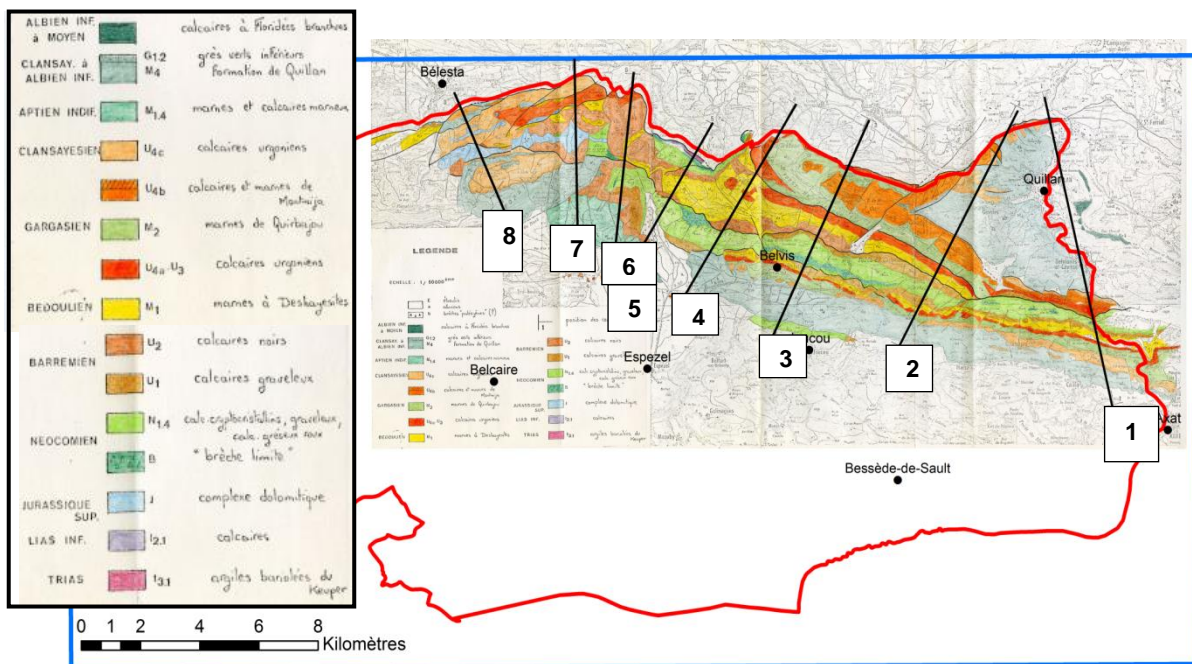


Illustration 23 – Carte géologique et localisation des 8 coupes de JP. Bousquet (1975)

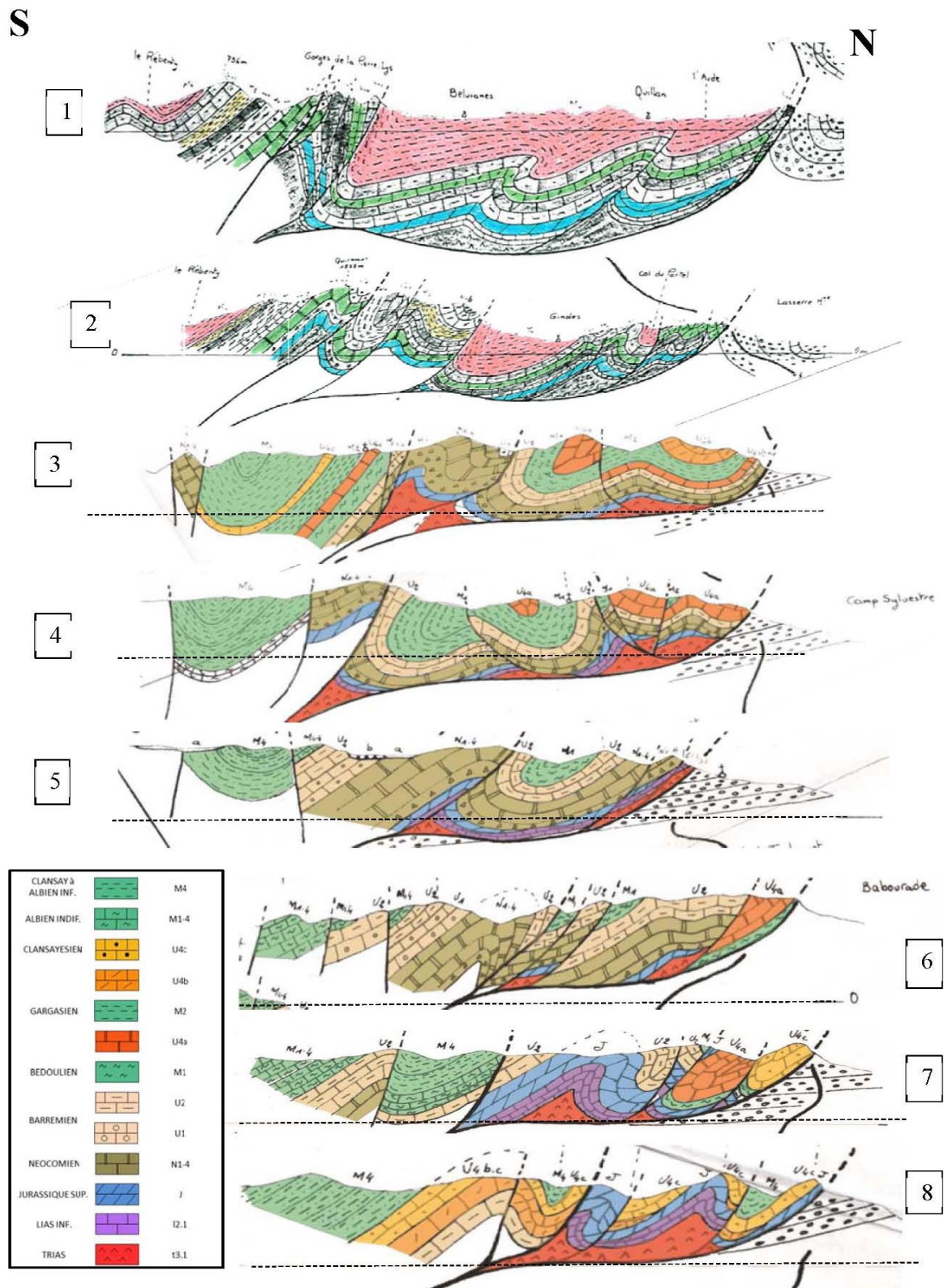


Illustration 24 – Coupes géologiques de Bousquet (1975). Mise en couleur par E.J. Debroas

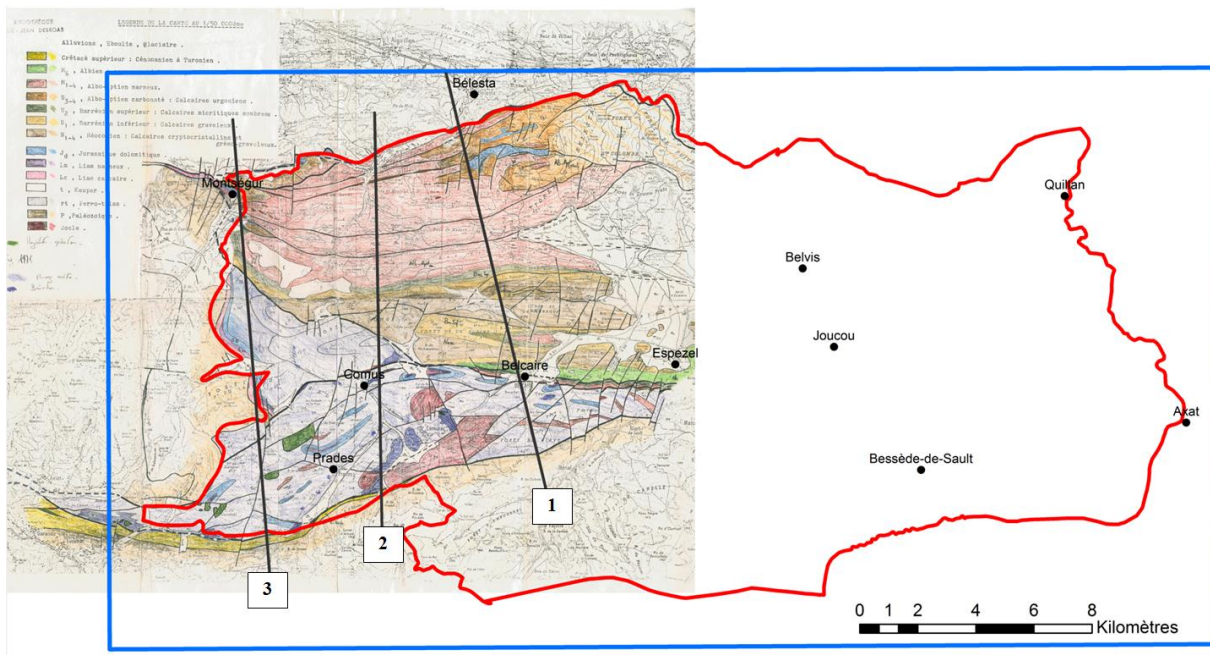


Illustration 25 – Carte géologique et localisation des coupes géologiques issues de Marty (1976)

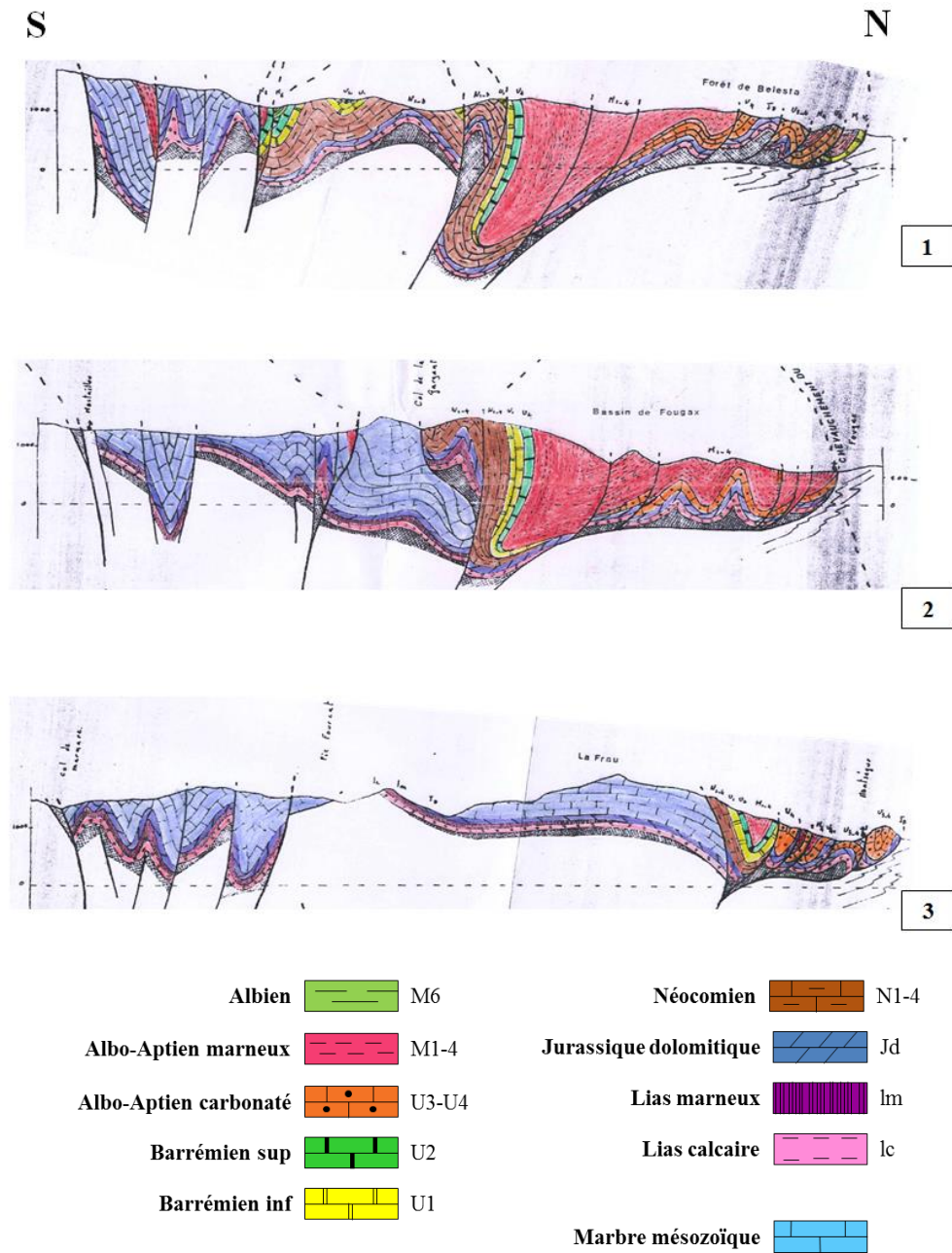


Illustration 26 – Coupes géologiques réalisées par Marty (1976) recolorées par B. Monod

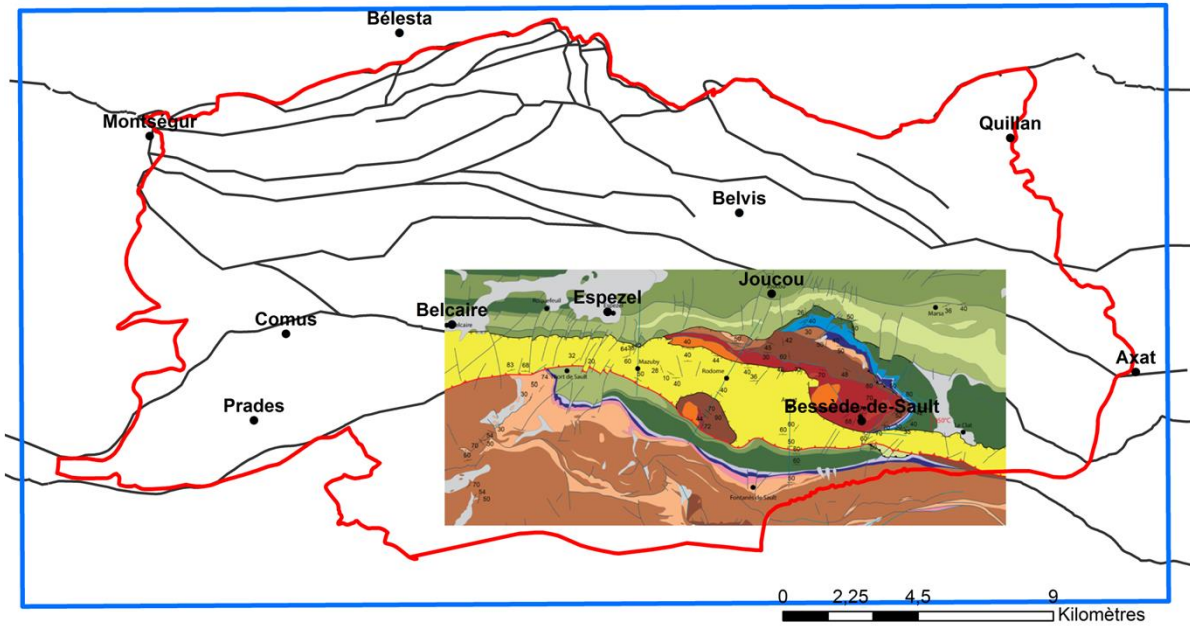
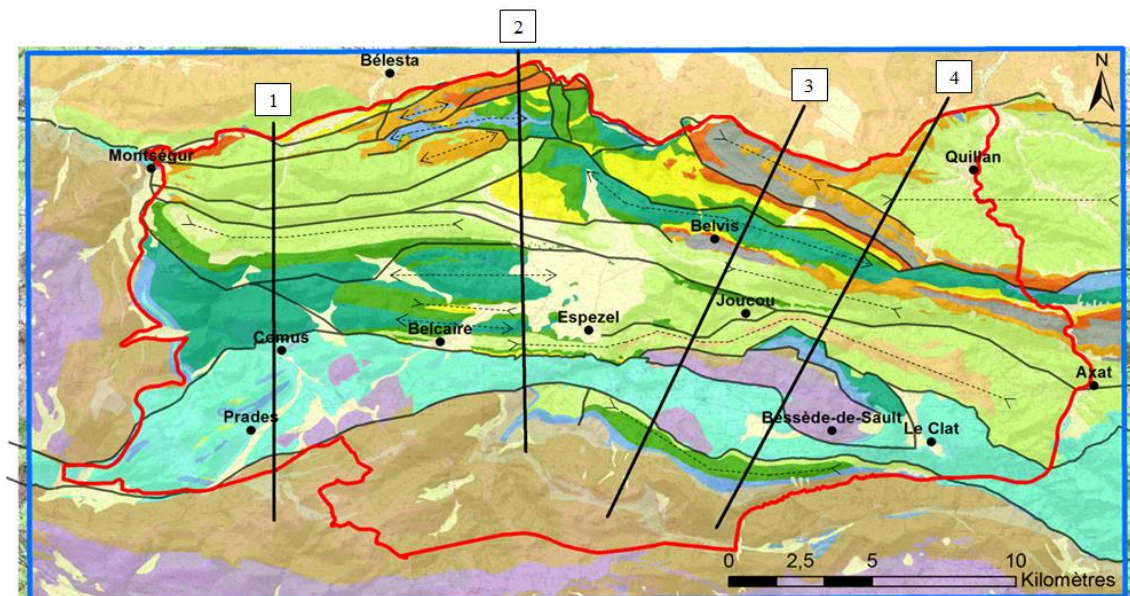


Illustration 27 – Carte géologique réalisée par Revelli (2012)



Légende

- | | | |
|--|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> ■ Dépôts superficiels ■ Cénomaniens à Paléogène : Marnes, calcaires et grès ■ Aptien sup. à Cénomaniens. Marnes noires et flysch noir ■ Gargasien sup - Clansayésien. Calcaires Urgoniens ■ Gargasien. Marnes à exogyres et orbitolines ■ Gargasien inf - Faciès urgonien ■ Aptien inf. Bédoulien à Gargasien. Marnes noires | <ul style="list-style-type: none"> ■ Barrémien - Faciès urgonien ■ Néocomien à Aptien inf. Calcaires à rares intercalations de marnes ■ Jurassique à Aptien. Marbres (ZIM) ■ Trias à Jurassique. Calcaires et dolomies ■ Culm. Pétilles et conglomérats ■ OrdoVICIEN à Carbonifère inf. Séries carbonatées ■ Socle hercynien. | <ul style="list-style-type: none"> — Coupes — Réseau de failles modélisées ■ Emprise du modèle géologique 3D ■ Emprise de l'étude hydrogéologique |
|--|--|---|

Illustration 28 – Carte géologique simplifiée du Pays de Sault et localisation des coupes de B. Monod (2015)

Le nombre total de données d'orientations disponibles sur la zone d'étude est important (Illustration 29) mais issues d'auteurs différents possédant chacun leur approche. Bien que ce nombre soit important, les données d'orientations ne sont pas réparties de manière homogène

sur l'ensemble de la zone : certaines zones restent encore lacunaires. De plus, sur les minutes de terrain, l'affiliation de ces données à des mesures de S_0 (stratification) ou de S_1 (schistosité), ainsi que la polarité (normale ou inverse) des strates ne sont pas forcément spécifiées. Ces données de terrain peuvent aussi bien représenter des structures mineures que des structures majeures. Pour la construction du modèle, seules les structures majeures à l'échelle du modèle, doivent être conservées et donc repérées. Les structures mineures ne feraient qu'entraîner une surcharge de données, non représentatives de la structure majeure, et des perturbations au sein du logiciel. C'est pourquoi un tri a été nécessaire. Les données utilisées en priorité ont été celles reprises des cartes géologiques 1/50 000 du BRGM ainsi que sur celles de Bousquet (1975), Marty (1976) et Wallez (1974). Les autres données ont été utilisées avec plus de précautions.

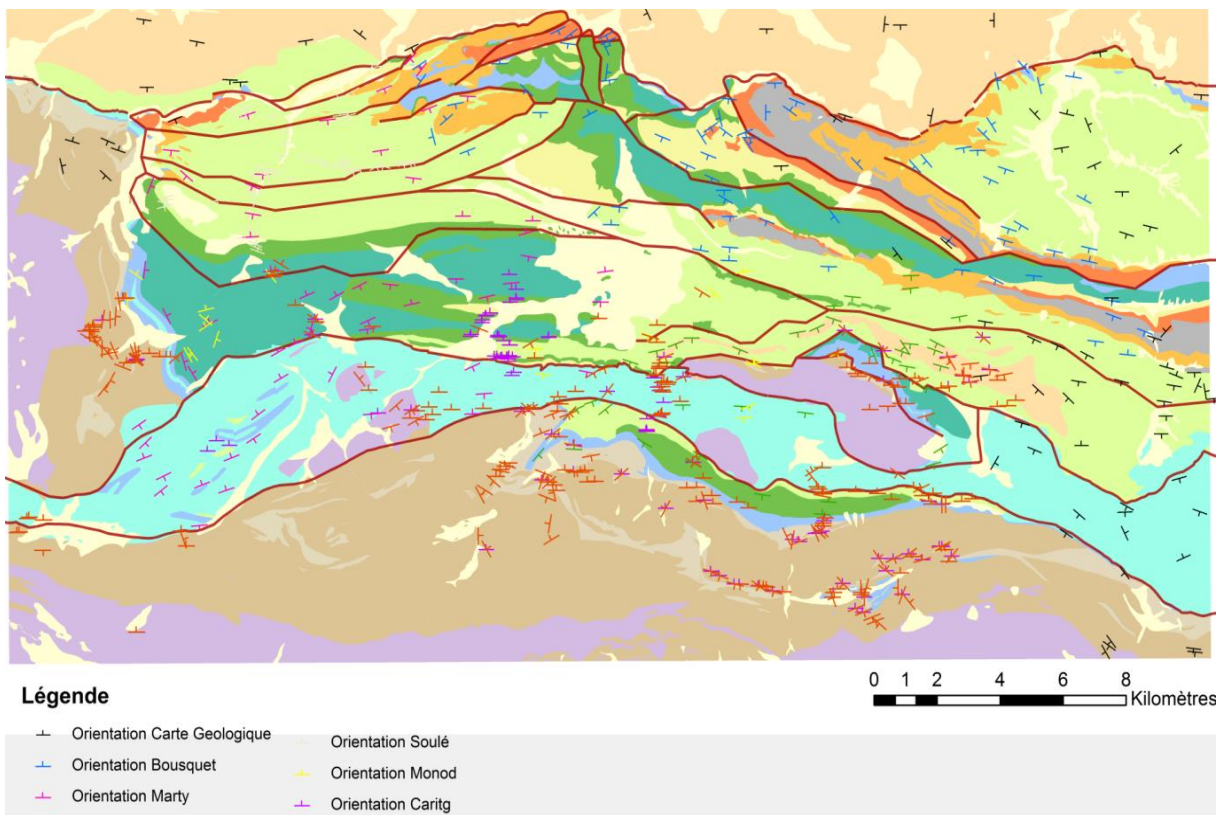


Illustration 29 – Répartition spatiale de l'ensemble des données d'orientations disponibles classées par auteur

Forages profonds

Les données des 7 forages existant dans l'emprise de la zone ont pu être récoltées auprès du BEPH (Illustration 30). Ils contraignent en profondeur l'épaisseur des formations. Cependant, ils sont à prendre avec précaution puisque les informations qu'ils contiennent concernent essentiellement des faciès et non des formations à proprement parler. De plus, la profondeur moyenne des forages est d'environ 100-150m, excepté pour celui au niveau de Quillan qui a

une profondeur de 900m, rappelons que la profondeur du modèle géologique 3D est de 2000m, il s'agit donc de données relativement superficielles.

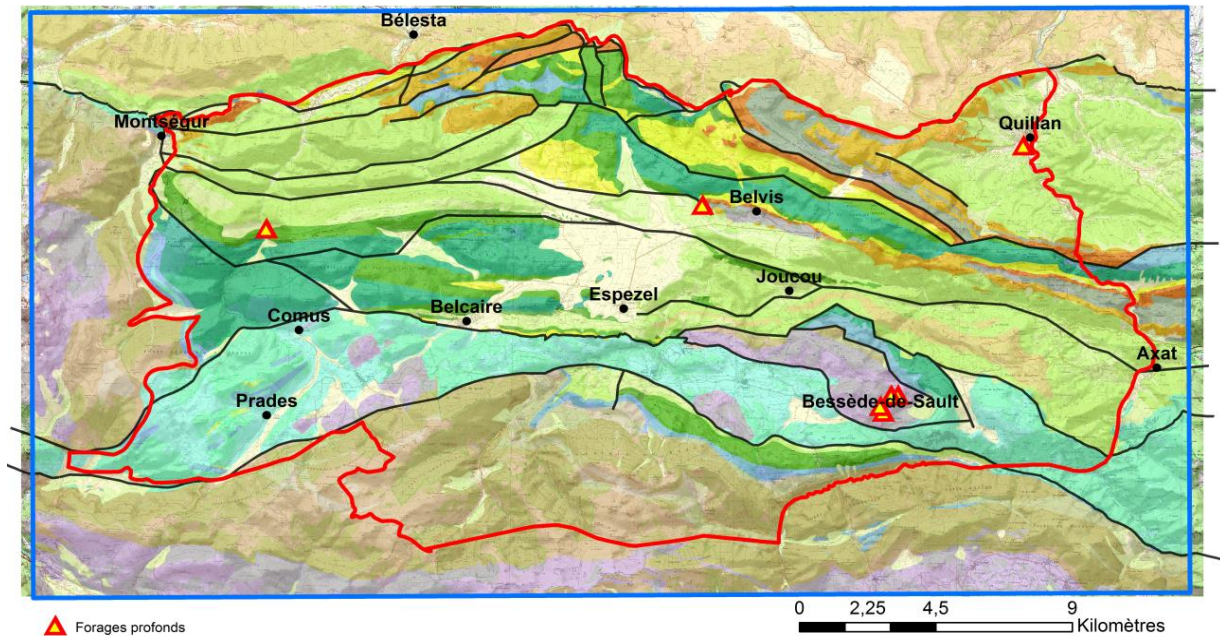


Illustration 30 – Localisation des forages profonds présents dans la zone

Données sismiques

Concernant les données sismiques disponibles sur la zone d'étude, il en existe peu (Illustration 31). Et parmi les lignes disponibles, celles réalisées avant 1970 sont inexploitable car les techniques de relevés étaient différentes et par conséquent, il est très difficile de pouvoir les lire actuellement. La ligne FV1 (*en rose sur Illustration 31*) réalisée entre 1970 et 1979 pourrait être exploitable, malheureusement, même retraité, ce relevé sismique reste trop bruité pour permettre d'extraire des informations sur la géométrie en profondeur. Il n'a donc pas été intégré au sein du logiciel Geomodeller 3D©.

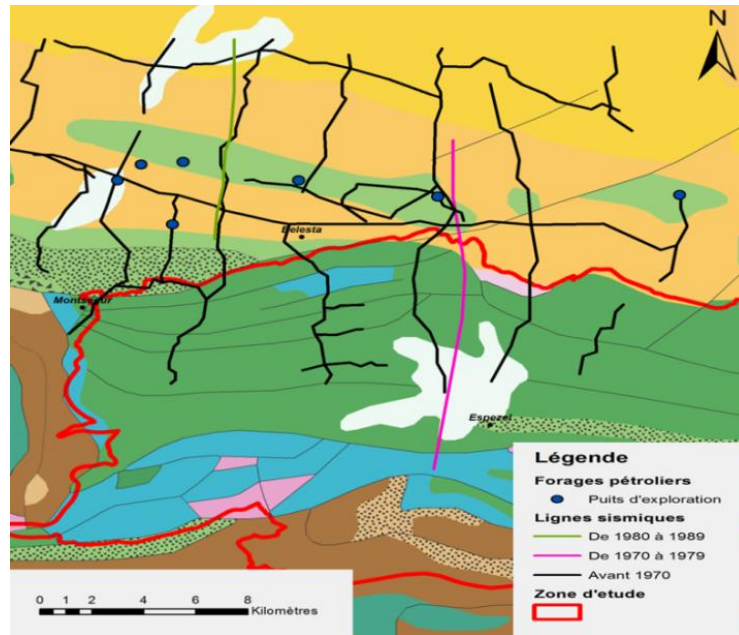


Illustration 31 – Lignes sismiques traversant essentiellement le Nord du Plateau de Sault

3.3.4. Description des Différents Blocs Modélisés

Une fois les limites de blocs définies, les différentes étapes de construction du modèle géologique 3D permettent un approfondissement de la compréhension de chaque bloc et mettent en lumière divers problèmes de cohérence.

Tout d'abord, la carte géologique résultant aussi d'un travail d'interprétation de la donnée, des possibles incohérences cartographiques ont pu être détectées. Le tracé des accidents tectoniques, par exemple, a parfois été affiné en fonction de la topographie, un changement de pentes pouvant être révélateur du passage d'une faille ou d'un changement lithologique.

Ensuite, le chemin de réflexion d'un modélisateur 3D n'est pas le même que celui d'un cartographe, conduisant parfois à des incohérences dans la continuité latérale des géométries des couches. Il faut alors réfléchir à de nouvelles hypothèses et interprétations géologiques permettant d'expliquer et de rendre continues dans l'espace 3D les formations visibles à l'affleurement. Par conséquent, des problèmes spécifiques à chaque bloc ont été rencontrés puis résolus à travers différentes hypothèses détaillées ci-dessous. De même, la dislocation ou non des formations géologiques au sein de plusieurs séries sera explicitée.

N.B. : Concernant les appellations des différentes structures et leur localisation, se référer à l'illustration 4.

Bloc 1

Le bloc 1 est constitué essentiellement par le synclinal de Quillan qui se prolonge à l'Ouest par le synclinal de Montmija. La structure étant a priori relativement simple et la séquence géologique complète, les formations ont toutes été modélisées dans la même série.

Pour la construction de ce bloc, les contraintes en profondeur ont été implantées à l'aide des coupes 1 à 6 de Bousquet (1975) et le forage de la gare de Quillan (point BSS n°10775X0078).

Cependant, il est à noter que ces coupes sont difficiles à géoréférencer par rapport à la topographie, possiblement en raison de projection de coupes obliques sur un trait de coupe rectiligne. Les contraintes en profondeur ont donc été positionnées approximativement sur les coupes en se basant majoritairement sur le relief, l'interprétation des données d'orientation ainsi que les épaisseurs moyennes pour chaque formation.

Bloc 2

Le bloc 2 est constitué de l'enchaînement de l'anticlinal de Pierre-Lys (au Nord) et du synclinal du Rébenty – Belvis (au Sud), tous deux orientés Est-Ouest. L'observation de la carte géologique laisse apparaître des différences significatives dans l'épaisseur du Clansayésien puisque celui-ci est continu à l'Est et en lentilles à l'Ouest du bloc. Pour pouvoir modéliser ces variations d'épaisseur, les marnes albiennes ont été mises dans une série à part de façon à ce que les calcaires clansayésiens puissent avoir une épaisseur variable.

Ce bloc contient 3 failles mais celle située à l'Ouest, à la limite entre l'Albien et le Néocomien/Barrémien, a entraîné des interrogations. L'orientation de cette faille est difficile à déterminer. Il n'y a pas de données de terrain disponibles, et dans ses coupes (*coupes 4 à 6*, Illustration 32), Bousquet la représente avec un pendage d'approximativement 85° tantôt vers le Sud (dans la coupe 4 et 6), tantôt vers le Nord (dans la coupe 5) (Illustration 32). Cependant, si la faille pend vers le Sud, cette géométrie implique soit un jeu normal de la faille (d'environ 600 m) soit l'inversion d'une structure normale héritée (qui aurait eu un jeu normal très important). Le contexte géologique régional en compression/transpression soutient plutôt l'hypothèse d'un pendage au Nord de cette structure. Son pendage peut varier entre sud et nord puisqu'il s'agit d'une faille très verticale, comme la majorité des failles identifiées, mais les observations sur les décalages des formations restent les mêmes.

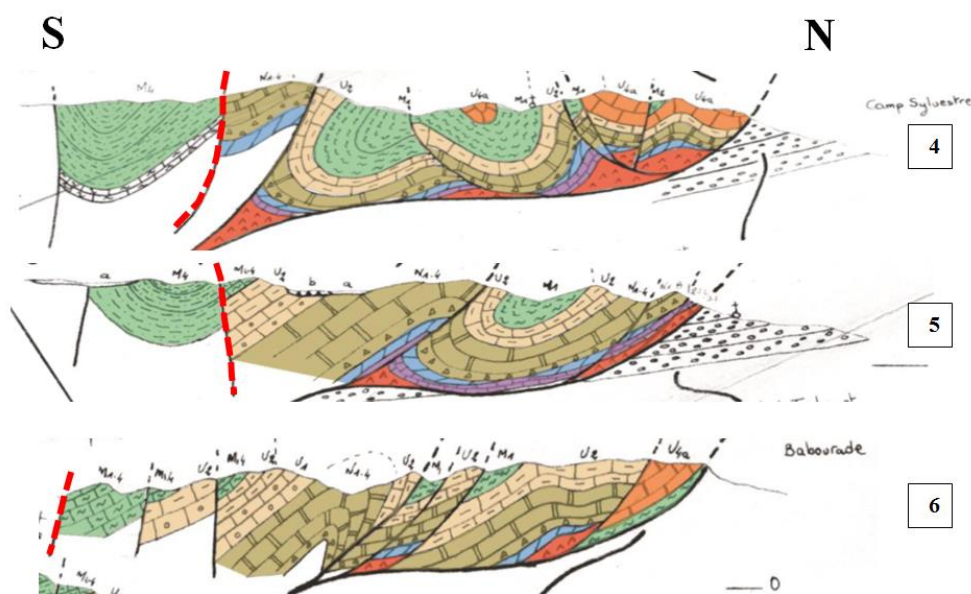


Illustration 32 – Orientation et pendage de la faille selon Bousquet (1975), représentée en rouge, présente dans le bloc 2

Bloc 3

Le bloc 3 est le plus complexe à modéliser, dû à son nombre important de failles et aux grandes variations d'épaisseurs de certaines formations sur de très courtes distances. En effet, l'observation de la carte géologique révèle des contacts normaux/concordants entre le Jurassique et le Clansayésien mais également entre le Barrémien et le Clansayésien ou entre le Barrémien et le Jurassique au niveau de l'anticlinal Prince. Ces contacts concordants impliquent la dislocation de la pile stratigraphique en nombreuses séries constituées d'une ou deux formations. Des biseaux stratigraphiques semblent également présents (Illustration 33) comme c'est le cas au niveau de l'anticlinal de Prince-Bois du clos. La terminaison occidentale de ce pli laissant apparaître un contact normal Clansayésien-Jurassique alors que sa terminaison Est met en contact normal du Jurassique et du Barrémien. Cela implique que le Barrémien et le Bédoulien doivent avoir disparu, (sous forme de lacune sédimentaire puisqu'aucune faille n'est cartographiée). Cette hypothèse est appuyée par la présence de Barrémien de faible épaisseur au Sud de l'anticlinal tendant à démontrer que l'épaisseur du Barrémien diminue d'Est en Ouest.

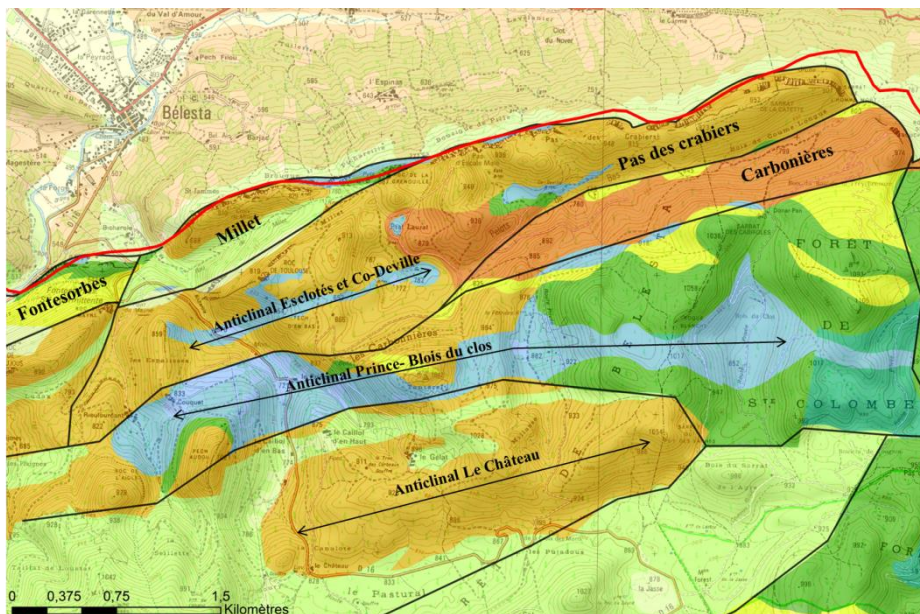


Illustration 33 – Agrandissement de la carte géologique simplifiée au niveau du bloc 3 (Monod , 2015)

De plus, la carte géologique (Illustration 33) montre du calcaire urgonien daté du Gargasien inférieur à l'affleurement au nord-est de l'anticlinal d'Esclotés et Co-Deville, apparemment sans aucune concordance avec le reste des formations. Aucune coupe ne passant par cet endroit, différentes géométries ont été testées par modélisation afin de représenter cet affleurement, sans résultats cohérents, ce calcaire ne sera donc pas modélisé en tant que tel et sera remplacé par du calcaire urgonien du Clansayésien-Gargasien supérieur. Ce problème montre l'approche différente qu'il existe entre la réalisation en 2D d'une carte/coupe géologique et celle en 3D d'un modèle géologique. Cet exemple illustre pourquoi il n'est pas toujours possible de respecter exactement une carte géologique dans un modèle 3D.

Des hypothèses géologiques ont été établies concernant les différentes écailles qui composent ce bloc tel que l'écaille du Millet, du Pas des Crabiers ou des Carbonnières. En effet, l'étude des coupes (*coupes 7 et 8 de Bousquet*, Illustration 24, et *coupe 1 et 2 de Marty*, Illustration 26) montre de nombreux synclinaux droits ou déversés sur ces écailles, alors que les données de terrains semblent plutôt indiquer des monoclinaux avec des pendages normaux vers le Sud.

Ainsi, deux hypothèses sont possibles : soit il existe bien des synclinaux mais ils doivent être tous déversés afin de coller aux données de terrains qui seront passées en pendage inverse, soit les synclinaux en coupe proviennent d'une interprétation propre à l'auteur et peuvent tout à fait être considérés comme des monoclinaux dans notre modèle.

Une autre difficulté de ce bloc réside dans le fait qu'il s'agit d'une des zones les plus fracturées du modèle. Or, la géométrie et les relations de recoupement de ce réseau de failles sont peu contraintes (Illustration 32). Il a donc fallu déduire ce réseau d'après les décalages apparents entre les formations tout en restant cohérent avec le contexte compressif/transpressif régional en conservant des jeux inverses, cohérents latéralement, sur les failles en présence c'est-à-dire en tentant également de respecter les amortissements progressifs des décalages engendrés.

Bloc 4

Le bloc 4 est constitué à l'Ouest par l'anticlinal du bois de la Benague auquel se succède, au Sud, le synclinal d'Axat qui va se prolonger et prendre de l'importance en allant vers l'Est. Les formations urgoniennes de l'Aptien sont complètement absentes de ce bloc, le faciès urgonien présent correspond au Barrémien. Les marnes bédouliennes ne sont affleurantes qu'à un seul endroit, au niveau du synclinal d'Espezel. Cependant, l'observation de la carte géologique et des données de terrains montrent une concordance entre les formations albiennes et barrémiennes. Par conséquent, cette disparition du Bédoulien a entraîné la dislocation de la pile stratigraphique en 2 séries : les formations du Jurassique au Bédoulien dans la première et l'Albien dans la deuxième. Mais comme dit précédemment, les formations albiennes et barrémiennes sont concordantes et en contact normal (ceci s'explique par le fait que la formation dénommée « Albien » dans le modèle, correspond aux Marnes de Fougax datées du Bédoulien à l'Albien inférieur). Pour modéliser cela, nous avons dû modéliser tous les points de contacts, de contraintes et données d'orientations associés à l'Albien en Bédoulien. En effet, comme expliqué sur l'illustration 34 bien que la formation bédoulienne ne soit plus apparente, le contact entre les formations barrémiennes et albiennes reste une base de Bédoulien.

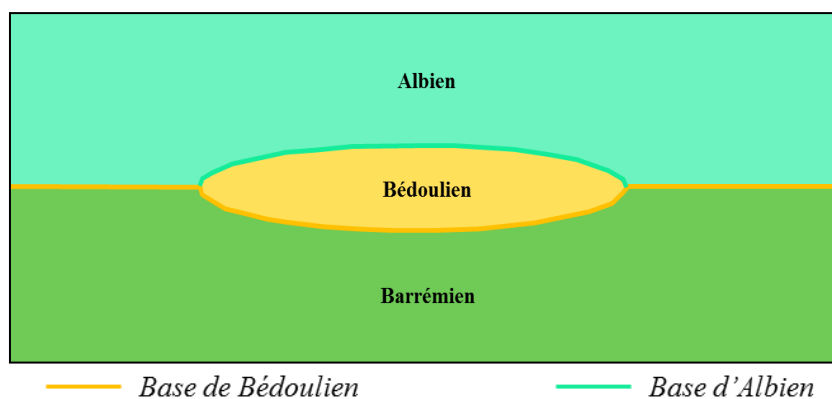
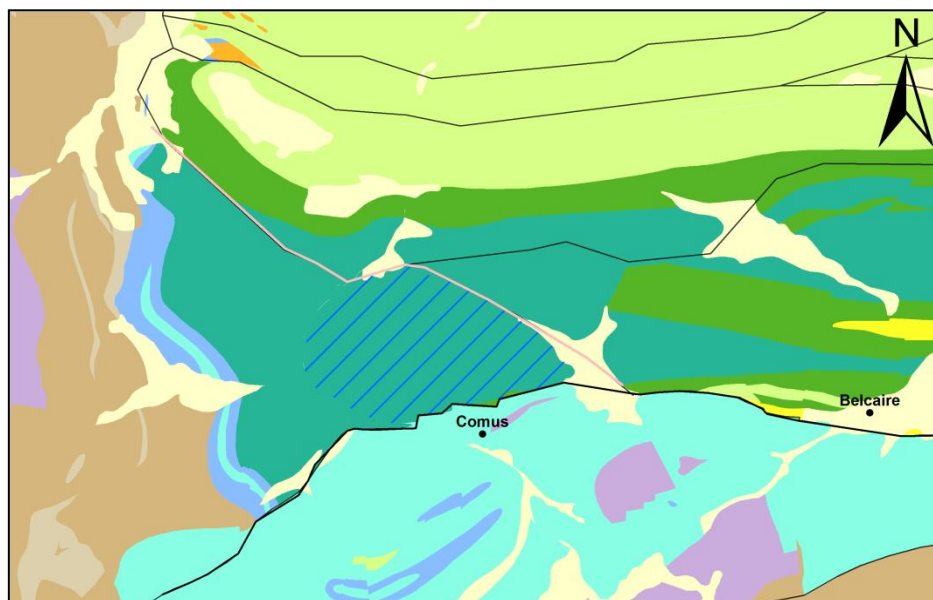


Illustration 34 – Schéma explicatif de la délimitation entre l'Albien et le Barrémien qui est considérée comme une base de Bédoulien

Ainsi aucune donnée en carte n'apparaît comme étant de l'Albien dans ce bloc. Cependant, afin que cela soit pourtant bien cette formation qui affleure, il est nécessaire de mettre des contraintes d'Albien en coupe et de les situer sous les contraintes de Bédoulien. En effet, cela permet ainsi de conserver la base de Bédoulien mais de remplir par de l'Albien.

Le bloc 4 voit aussi apparaître 2 autres formations : le Crétacé supérieur et les formations antépermienne/socle hercynien. Comme expliqué dans le chapitre 3.3.2, les formations antépermienne/socle hercynien sont nécessairement dans une autre série puisqu'elles sont en contact discordant avec les autres formations.

La question de la localisation de la limite nord de la ZIM a été également une grande préoccupation de ce bloc. En effet, l'étude bibliographique réalisée préalablement a montré que pour certains auteurs, tel que Marty, la limite ouest de la ZIM était située plus au Nord (Illustration 25) que celle représentée sur la carte géologique simplifiée (Illustration 28). Après discussion, il s'est avéré que pour les géologues en charge du projet il serait en effet plausible de décaler la limite de la faille plus au Nord en s'appuyant sur la présence de roches métamorphiques (Illustration 35). Cependant, cela ne correspondrait pas à la limite dessinée par Marty, et donnerait à la limite de la ZIM, qui plus est faillée, une géométrie assez peu réaliste. Il a donc été décidé, dans l'attente d'étude plus approfondie, de laisser la limite nord de la ZIM comme celle dessinée sur la carte géologique simplifiée.



Légende

- Limite ZIM après modification
 - - - Limite ZIM supposée
 - - - Limite ZIM supposée
 - /— Roches métamorphiques avérées
 - Néocomien
- 0 0,75 1,5 3 Kilomètres

Illustration 35 – Illustration des problèmes liés à la localisation de la limite nord de la ZIM. En rose, la limite nord de la ZIM selon Marty et en noir épais, celle définie sur la carte géologique simplifiée. Les hachures bleues représentent la zone où des roches métamorphiques ont été observées.

Cependant, la question de la localisation de la limite nord de la ZIM s'est également posée à l'Est. En effet, sur la carte géologique simplifiée, la limite nord de la ZIM contourne le massif de Bessède-de-Sault et remonte légèrement vers le Nord donnant une allure peu réaliste à la faille. De plus, les observations réalisées sur le terrain ont montré la présence de néocomien non métamorphisé à l'Est du massif de Bessèdes-de-Sault (Illustration 36). Par conséquent, la limite de la ZIM passerait plus au Sud, comme c'est le cas sur la carte géologique réalisée par Soulé et al., (1996) et Revelli (2012) (Illustration 22 et Illustration 27). Néanmoins, le problème concernant la géométrie demeure puisque plus à l'Est, au niveau du Clat, sont bien présents des terrains métamorphiques à rattacher avec ceux présents dans la ZIM (Illustration 28).

Ainsi pour respecter une géométrie réaliste de la faille bordant la ZIM au Nord, le mieux serait de suivre un tracé correspondant à la limite bordeaux sur l'illustration 36, cependant cela exclurait de la ZIM les roches métamorphiques pourtant présentes au Nord (symbolisée en rayures bleues). Pour les inclure, la faille devrait suivre un tracé correspondant à la limite rouge, mais ce tracé ne serait pas réaliste pour une faille. La dernière hypothèse étant de créer une troisième faille, en bordure du néocomien, qui décalerait la limite de la ZIM vers le Nord. Néanmoins cette dernière hypothèse sera difficile à réaliser dans le cadre du modèle géologique 3D à cause du système de réalisation par blocs.

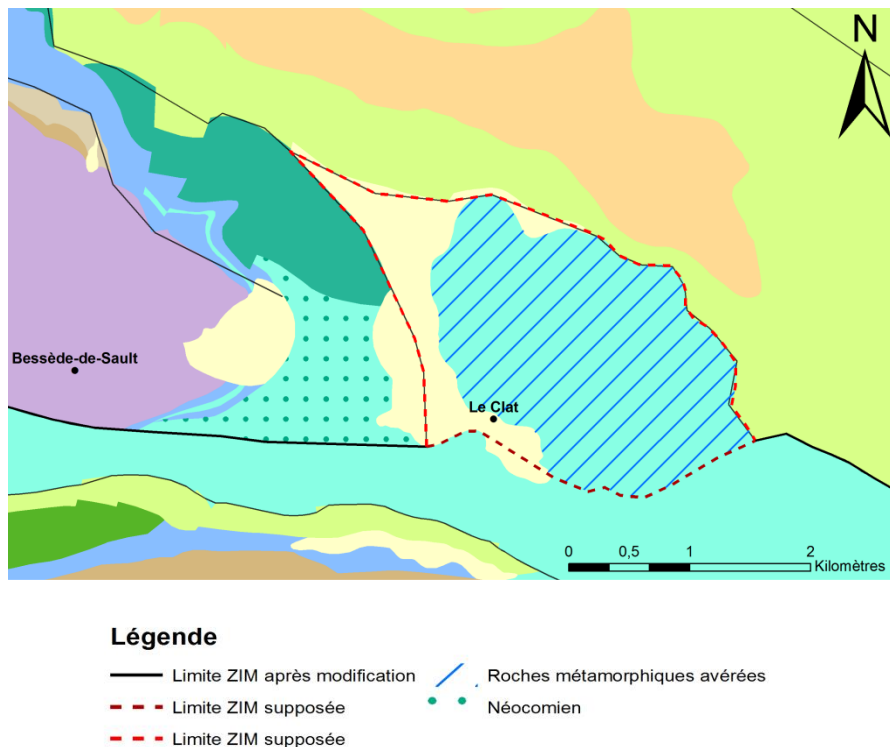


Illustration 36 – Illustration des hypothèses émises concernant la localisation de la limite nord de la ZIM à l'Est du massif de Bessède-de-Sault.

Bloc 5

Le bloc 5 représente la ZIM, il est donc constitué essentiellement de marbres avec parfois des pointements de socle ou de lherzolite. Aucune structure n'est visible à partir de la carte géologique simplifiée et le peu de données d'orientation ne permettent pas non plus de dégager de structures telles que synclinaux ou anticlinaux. Le manque d'information sur cette zone ne permet pas non plus de pouvoir modéliser une structure en profondeur ni d'estimer une épaisseur de marbres. Cela pose la question du rattachement des blocs de socle affleurant. S'agit-il de blocs de socle arrachés ou sous forme d'écaillés ? Ce qui impliquerait que du marbre serait encore présent en-dessous. Ou s'agit-il de blocs de socle enracinés ? Ce qui impliquerait la présence de socle assez proche de la surface, sans portant nous donner une indication de profondeur du toit du socle.

Bloc 6

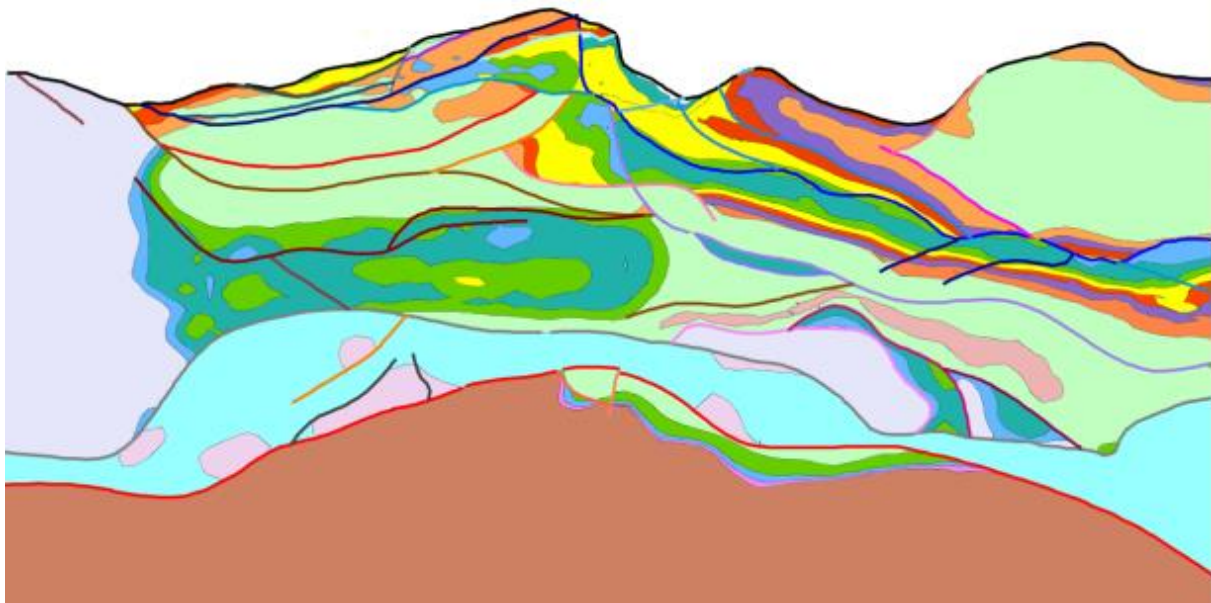
Le bloc 6 correspond à la seule partie du plateau de Sault qui se trouve dans la zone axiale. Par conséquent, il est principalement constitué de terrains hercyniens, à l'exception des

formations présentes dans le synclinal de Niort qui correspondent à la couverture mésozoïque. Il est à noter l'absence des faciès calcaires de l'Aptien ainsi que du Néocomien. Par conséquent, les formations géologiques ont été réparties en 2 séries : les formations mésozoïques d'une part et les formations hercyniennes de l'autre.

3.4. RESULTATS : LE MODELE GEOLOGIQUE 3D

Le modèle géologique Plateau de Sault est fourni dans le CD associé à ce rapport sous forme de PDF3D. Ce fichier interactif sert de « viewer » et permet ainsi à tout un chacun de visualiser le modèle selon ses propres objectifs. L'arborescence située à gauche du fichier permet ainsi de visualiser/cacher chaque formation (volume) ou chaque faille (surface) et de naviguer dans le modèle avec les outils communs (zoom, déplacement, inclinaison). Il est également possible de réaliser des coupes au sein du modèle, dans n'importe quelle direction de l'espace (horizontale, verticale).

3.4.1. Vues en 2D : Carte issue de l'intersection du modèle avec la topographie










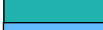





	Crétacé sup		Bédoulien		Permo-Trias
	Albien		Barrémien		Marbres
	Clansavésien		Néocomien		Dévonien
	Gargasien Marneux		Jurassique		Socle
	Gargasien Urgonien				

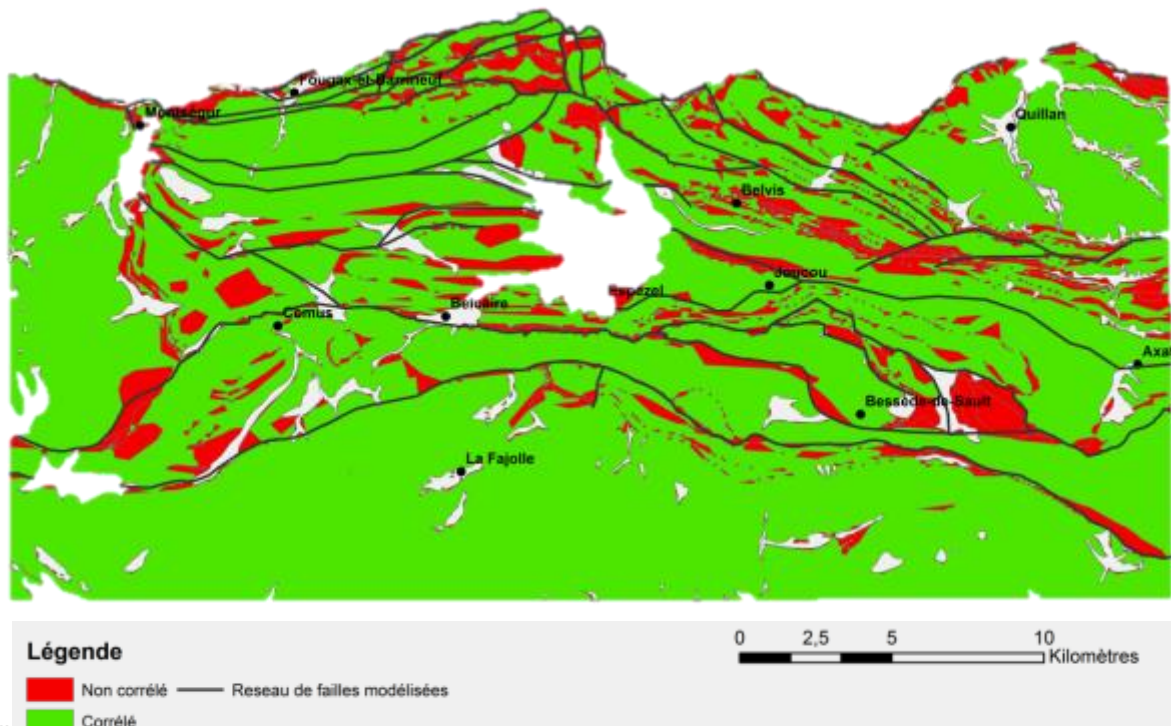
Illustration 37 – Carte issue de l'intersection entre la topographie et le modèle géologique 3D réalisé

Pour réaliser le modèle géologique 3D, 452 données d'orientations ont été utilisées, parmi lesquelles 286 sont des données de contraintes fixées par le modélisateur, 113 pour les failles et 173 pour les formations géologiques. De plus, toutes les données provenant de travaux de terrains n'ont pas été utilisées (Tableau 1), notamment celles présentes dans le socle comme celles de Caritg.

L'illustration 37 représente le modèle géologique 3D final du Plateau de Sault vu en carte. Des différences sont à noter par rapport à la carte géologique simplifiée fournie au départ par le géologue, bien que la corrélation entre les 2 cartes soit relativement élevée, environ 85% (Illustration 38).

Données d'orientation pour les formations géologiques			
Origine	Nbre Total	Nbre Utilisé	% données réelles / fictives
Bousquet	71	39	
Carte Géol.	84	33	
Marty	59	44	
Soulé	59	21	
Wallez	40	23	
Caritg	115	5	
Monod	106	50	
Total données mesurées	534	215	
Fictive	/	173	44%

Tableau 1 – Origine des données d'orientation utilisées pour les formations géologiques du modèle 3D. « Carte Géol. » regroupe les données d'orientation des cartes géologiques de Lavelanet et de Quillan



III

9 3D.

A noter, les alluvions n'ont pas été modélisées et ne sont donc pas prises en compte (en blanc sur la carte).

Les différences observées peuvent être dues :

- Aux variations régionales d'épaisseurs des formations :
 - o Par exemple à l'Ouest de l'anticlinal de Belcaire, des affleurements de Barrémien sont visibles sur le modèle et pas sur la carte géologique. Cela est dû au fait que le relief dans cette zone est important et que le Néocomien (formation qui devrait recouvrir toute cette zone) est indiqué dans la notice comme épais de 150m maximum. Le respect dans le modèle de ces épaisseurs engendre du Barrémien affleurant sur les hauts topographiques et du Jurassique dans les fonds de vallées.
- A la précision de la carte géologique simplifiée. :
 - o Toutes les failles mineures n'ont pas été modélisées. C'est pourquoi les écailles de calcaire urgonien clansayésien n'ont pas pu être représentées au Nord du bassin de Quillan, par exemple.

3.4.2. Vues en 2D : Coupes issues du modèle

Concernant les coupes géologiques, en plus des 15 coupes fournies par la littérature, 8 coupes ont été réalisées afin de pouvoir contraindre le modèle en profondeur (Illustration 39). L'orientation des coupes reste globalement nord-sud afin de pouvoir recouper les structures majoritairement Est-Ouest.

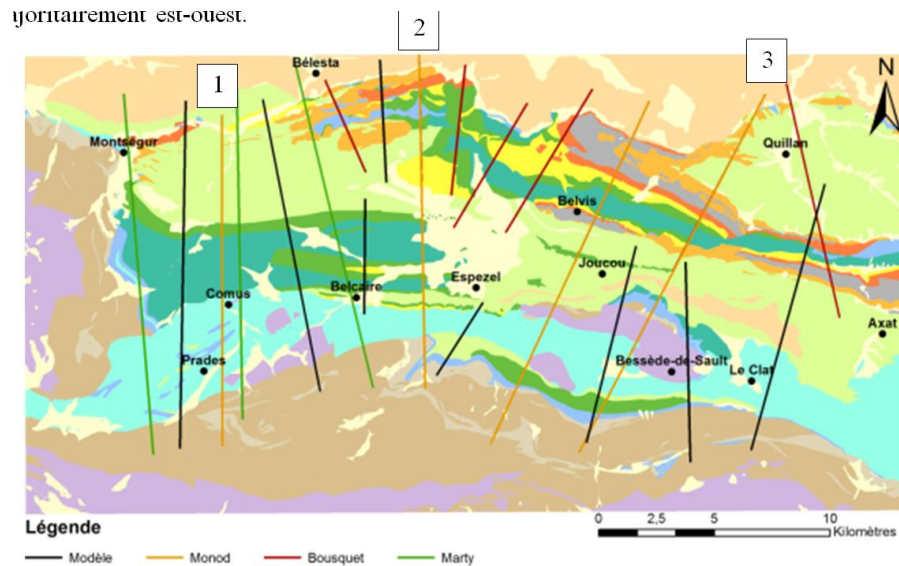


Illustration 39 – Carte de la localisation des différentes coupes utilisées dans la réalisation du modèle géologique 3D

Les coupes suivantes sont extraites du modèle géologique 3D sur les tracés des coupes de B. Monod (en orange sur l'illustration 39). Elles sont orientées du Sud vers le Nord.

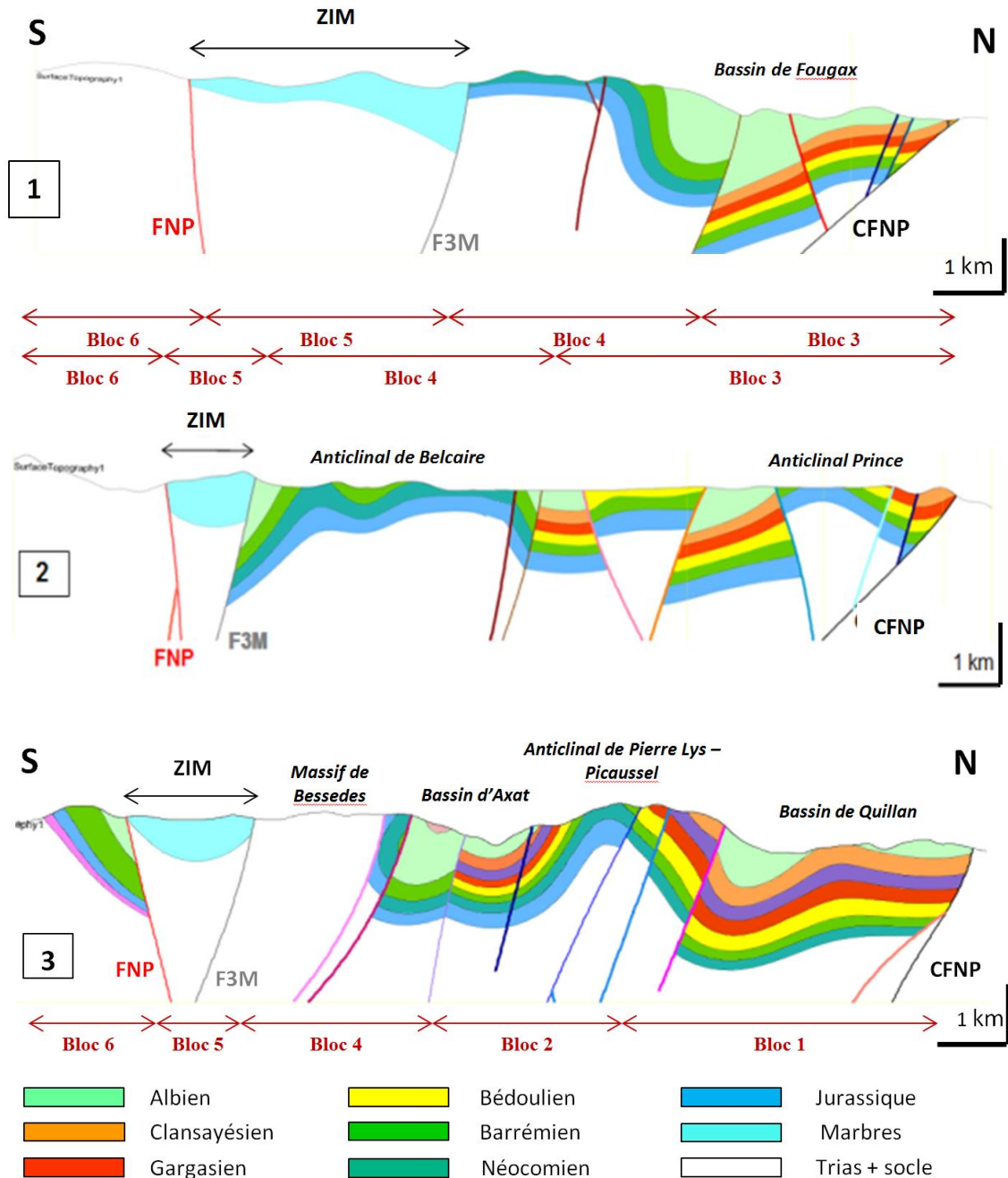


Illustration 40 – Coupes issues du modèle géologique 3D

Plusieurs remarques peuvent être faites concernant ces coupes :

- Tout d'abord, certaines formations telles que le Bédoulien, le Gargasien urgonien et le Clansayésien s'arrêtent sur des failles, ce qui n'est pas représentatif de la réalité (coupes 1,2,3). En effet, notre hypothèse est que ces formations se biseautent vers le Sud sous les bassins crétacés (Fougax et Axat) puisqu'elles sont présentes à l'affleurement au Nord mais pas au Sud. Cependant, étant donné que la localisation de ces biseaux est inconnue et que la modélisation de ces derniers complexifie énormément le modèle, il a été décidé d'arrêter les formations à la limite de bloc (rappelons que chaque bloc possède sa propre pile stratigraphique indépendante, cf. partie 3.3.2 – p.44).

- Cet arrêt d'une formation sur une faille peut également être observé pour le Néocomien dans les coupes 1 et 2 mais pas dans la coupe 3. En effet, nous supposons également la présence d'un biseau de Néocomien vers le Nord, sous le bassin de Fougax, comme nous le laisse supposer son absence à l'affleurement au Nord. Cependant, cela n'est valable que dans la partie ouest de notre zone d'étude. Ainsi à l'Est, coupe 3, le Néocomien est présent tout aussi bien au Sud qu'au Nord. Cela appuie également la différence de structuration entre Est et Ouest.
- Concernant la ZIM, sa profondeur n'est pas contrainte. En effet, compte tenu du peu d'information disponible, aucune contrainte n'a été positionnée en profondeur. Sa géométrie provient uniquement de données de pendage en surface et reste donc ouverte à discussion.
- Sur les coupes 2 et 3, au Nord, peut être observée une structure en fleur positive (contexte transpressif) ou en pop-up (contexte compressif). Cette structure n'était pas présente dans les coupes issues de la littérature (Illustration 24 et Illustration 26) mais permet de mieux respecter latéralement les décalages entre les formations.
- Sur les coupes, le Trias et le socle n'ont pas été différenciés. En effet, tout comme pour la profondeur de la ZIM, l'absence de données en profondeur ne nous permet pas de déterminer si, sous le Jurassique, se trouve le niveau de décollement triasique évaporitique (« thin-skinned tectonic»). Si c'est effectivement le cas, cela impliquerait la présence d'épaisseurs très importantes d'évaporites par endroit (jusqu'à 800m dans la charnière de l'anticlinal Prince, coupe 2 au Nord par exemple). Une autre solution serait que le socle soit directement en contact avec la série mésozoïque induisant une géométrie du socle en « en touches de piano » (« thick-skinned tectonic»).
- L'enracinement des bassins créacés reste également ouvert à discussion. Le manque de données ne permet pas de pouvoir positionner des contraintes en profondeur. Pour réaliser le modèle géologique 3D, il a été décidé de ne contraindre la profondeur de ces bassins qu'avec les données de surface.

3.4.3. Vues en 3D

Parmi les objectifs du modèle géologique 3D se trouvaient : une amélioration de la compréhension géologique de la zone ainsi que la détermination d'une géométrie pour les barres calcaires urgoniennes. C'est donc sur ces 2 points que vont essentiellement se porter les vues 3D.

Tout d'abord, concernant l'amélioration de la compréhension géologique, le modèle apporte une géométrie possible de l'assemblage des couches entre elles avec, par exemple, la présence d'un « paléo » haut-fond de Jurassique sur lequel viennent se biseauter les formations du Barrémien, du Bédoulien et du Gargasien (Illustration 41).

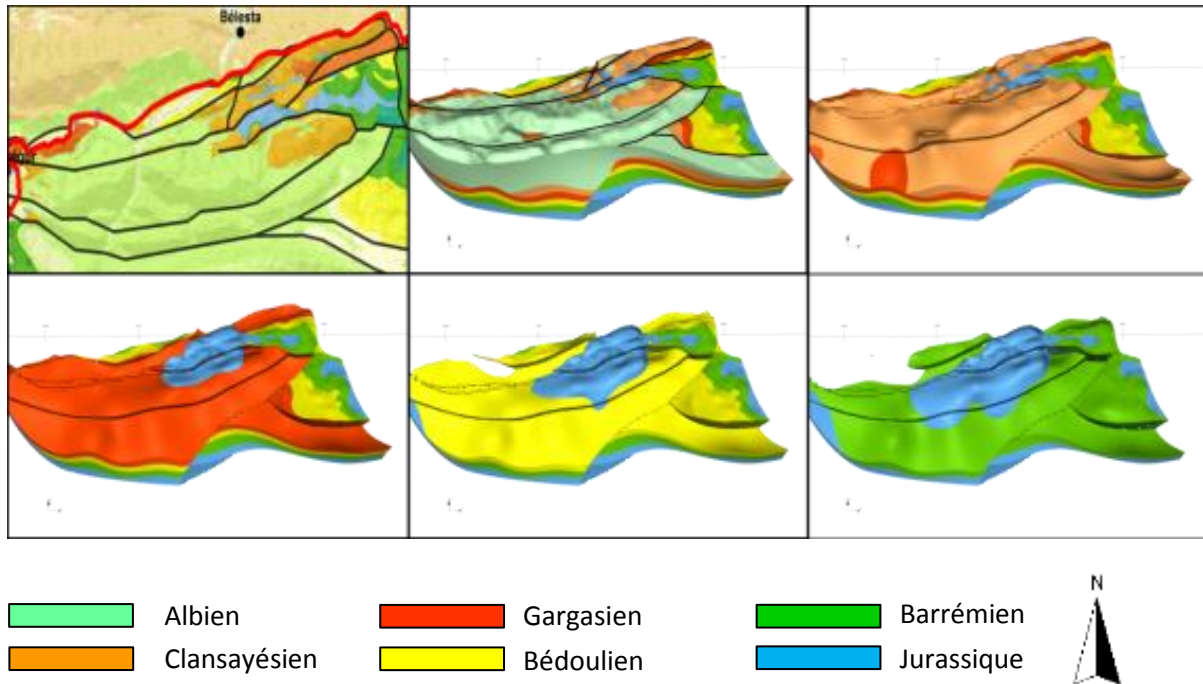


Illustration 41 – Hypothèse du haut fond de Jurassique modélisé au Sud de Bélesta (bloc 3). Les couches sont enlevées les unes après les autres dans l'ordre chronologique du haut à gauche au bas à droite.

Un des autres objectifs du modèle consistait à pouvoir déterminer une géométrie pour les barres calcaires urgoniennes. En effet, ces barres ont un fort potentiel karstique et par conséquent, guident majoritairement les écoulements souterrains. Ainsi, une vue en 3D de leur géométrie (Illustration 42) permet de visualiser les zones de connexions possibles entre ces barres et d'émettre des hypothèses sur le tracé du réseau karstique au sein du Plateau de Sault.

Cette vue permet également de mettre en avant une différence de géométrie entre les bassins à l'Est et ceux de l'Ouest. En effet, les barres calcaires sont situées plus profondément à l'Est qu'à l'Ouest. De plus, l'axe du plongement de ces bassins est vers l'Est pour les bassins Est et vers l'Ouest pour les bassins ouest. Ces deux tendances semblent s'intersecter au centre de la zone d'étude (sous le plateau d'Espezet), le long d'un axe grossièrement N-S qui pourrait éventuellement correspondre à un accident Nord-Sud non carté et aveugle (structure de socle ?) (*en pointillé rouge sur l'illustration 42*). Cet accident pourrait alors être à l'origine d'un soulèvement des terrains à l'Ouest entraînant les directions d'axes de plongement actuelles. De plus, le passage d'un tel accident pourrait expliquer le passage très rapide en carte entre l'anticlinal de Belcaire et le synclinal d'Axat. Ce passage a été difficile à modéliser et a, par conséquent, dû nécessiter l'ajout de nombreuses contraintes pour représenter cette terminaison péri-anticlinale très raide.

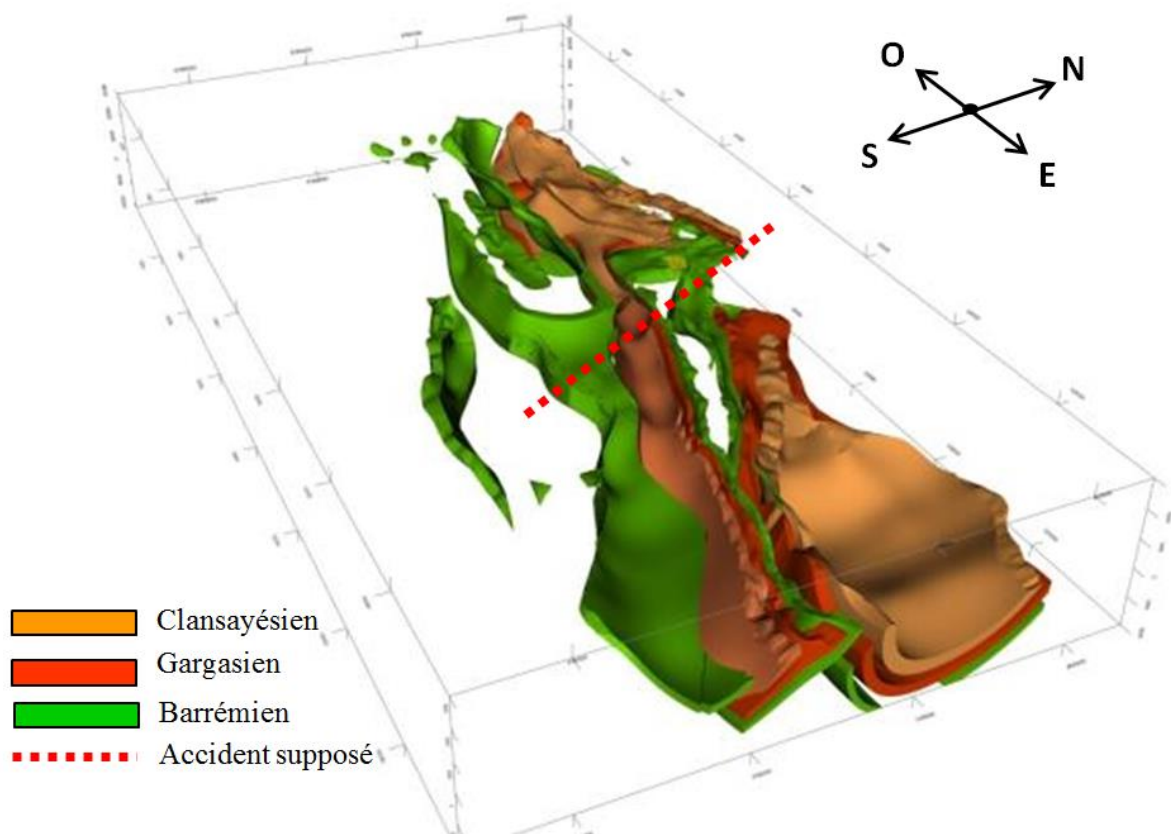


Illustration 42 – Vue 3D des barres calcaires urgoniennes

3.5. DISCUSSION

3.5.1. Choix de la direction suivie pour la réalisation du modèle géologique 3D

Lors de la réalisation du modèle géologique 3D, plusieurs pistes de raisonnement ont été explorées. En effet, un modèle étant aussi le résultat d'interprétations des données, il est, à priori, possible de réaliser plusieurs modèles à partir des mêmes données d'entrée et de discuter, par conséquent, les choix pris par le modélisateur. Ainsi 2 directions ont été testées pour la construction du modèle géologique 3D du Plateau de Sault :

- La première consistait à rester fidèle aux données et aux hypothèses avancées dans des travaux déjà publiés sur la zone comme les coupes géologiques de Bousquet (1975) ou Marty (1976). Dans ce cas, les contraintes imposées dans le modèle étaient positionnées en 2D par rapport au dessin des coupes géoréférencées. L'objectif étant que la coupe réalisée au sein du modèle soit la plus proche possible de celle publiée dans les travaux géologiques. A noter que les auteurs font varier énormément les épaisseurs de leurs formations géologiques ou les arrêtent parfois sur des failles.
- Des problèmes de cohérence latérale des structures nous ont conduits à s'orienter vers une deuxième direction consistant à s'affranchir en partie des interprétations de la littérature et à se baser essentiellement sur les données de terrain et l'histoire géologique régionale. Cela implique de respecter au maximum des jeux inverses sur les failles ainsi que les épaisseurs déterminées dans la littérature.

Pour ce faire, il a fallu émettre des hypothèses concernant la géométrie initiale des couches, permettant, entre autre, de justifier la présence de Jurassique en contact normal avec le faciès urgonien du Clansayésien (bloc 3). L'hypothèse retenue dénoterait la présence de haut fond de Jurassique (*Illustration 43*) entraînant des lacunes localisées du Barrémien, du Bédoulien et du Gargasien puis un contact normal entre Jurassique et Clansayésien.

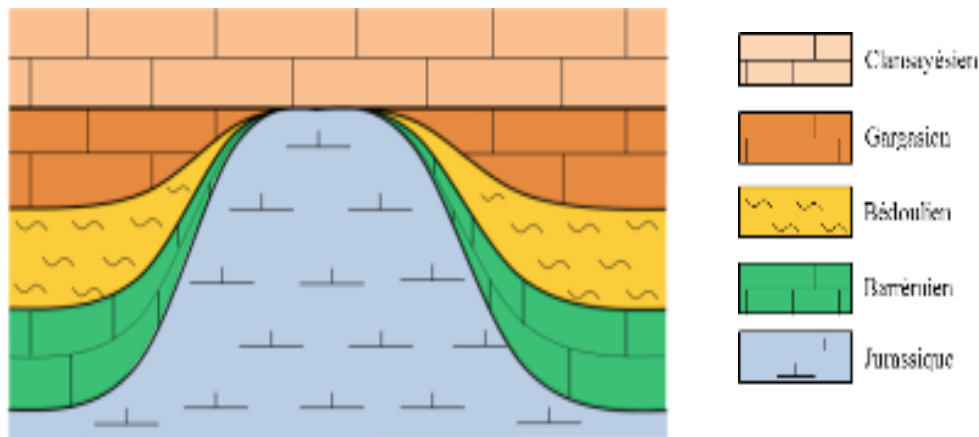


Illustration 43 – Schéma explicatif de la direction prise pour réaliser le modèle : présence d'un haut fond de jurassique

Chaque piste suivie a été présentée et discutée avec les géologues en charge du projet afin d'en déterminer la fiabilité.

Les images fournies dans le chapitre 3.4 (p. 63) proviennent du modèle issu de la deuxième direction, puisque c'est ce modèle qui nous a permis d'atteindre une cohérence régionale du modèle Plateau de Sault.

3.5.2. Questions soulevées par le modèle géologique 3D

La réalisation d'un modèle géologique 3D permet de visualiser l'ensemble d'une zone dans toutes les directions ainsi que la continuité des structures horizontalement et verticalement. Lors de cette phase d'analyse du modèle, des questions peuvent apparaître et rester ouvertes en raison du manque d'informations à disposition actuellement.

Dans le cas de cette étude Plateau de Sault, les points suivants restent à clarifier:

L'évolution du rejet concernant la faille FM1 en limite des blocs 1 et 2.

Le rejet de cette faille est d'environ 1 km au niveau de la coupe 4 mais devient quasiment inexistant au niveau des coupes 2 et 3. Il s'agit d'une différence importante qui s'illustre dans le modèle par la présence à l'Ouest de séries déversées, ce qui n'est pas le cas à l'Est. Bien que ces rejets soient modélisés en tant que tels dans le modèle, il paraît peu probable qu'une telle variation du jeu (1 km) en une distance aussi courte (2 km) ait une réalité géologique fiable, cela entraînerait d'importantes distorsions des unités (non répertoriées par les géologues). Cette observation remet en cause l'importance de la faille en elle-même ou suppose la nécessité d'un complément cartographique pour identifier une structure de transfert N-S, entre les 2 coupes, accommodant latéralement une telle variation du rejet vertical.

Rejet et longueur de faille

L'analyse de la carte géologique au sein du bloc 2 montre que la faille CH3 met en contact les marnes albiennes et les calcaires néocomiens avant de s'amortir puis de disparaître dans les marnes (Illustration 44). Afin de respecter cette cartographie au sein du modèle géologique 3D, le logiciel GeoModeller a dû attribuer à la faille un rejet pouvant atteindre le kilomètre (Illustration 45). Il s'agit d'un rejet très important pour une faille cartographiée plutôt comme mineure surtout à l'aplomb en carte de sa terminaison dans les marnes. Un complément d'acquisition sur le terrain serait nécessaire pour élucider cette structure.

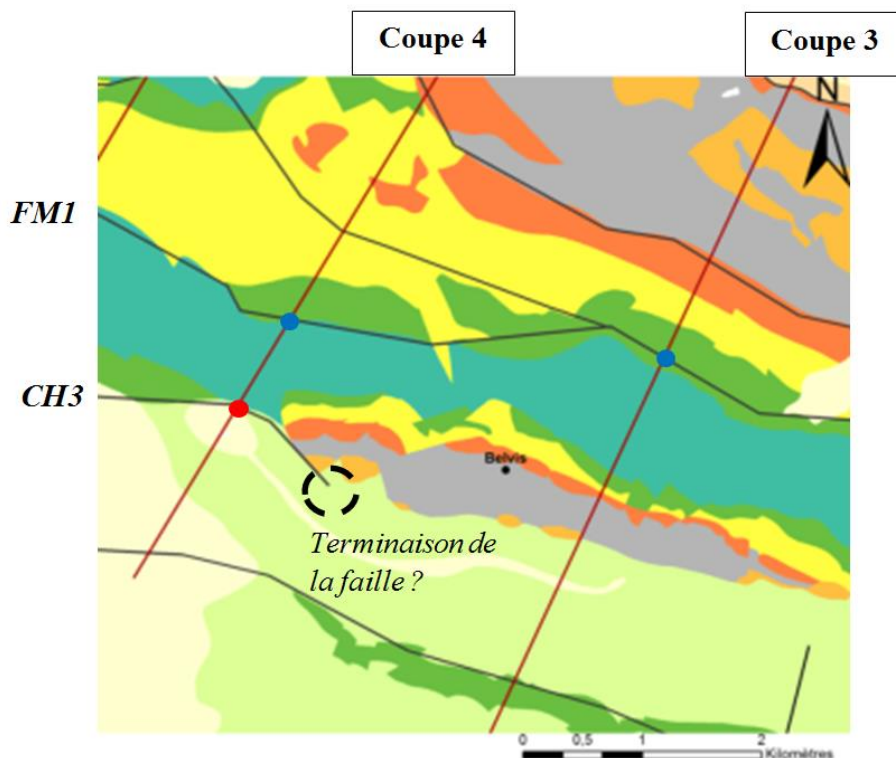


Illustration 44 – Identification des failles sur la carte géologique simplifiée dans le secteur de Belvis et localisation des coupes de l'illustration 45

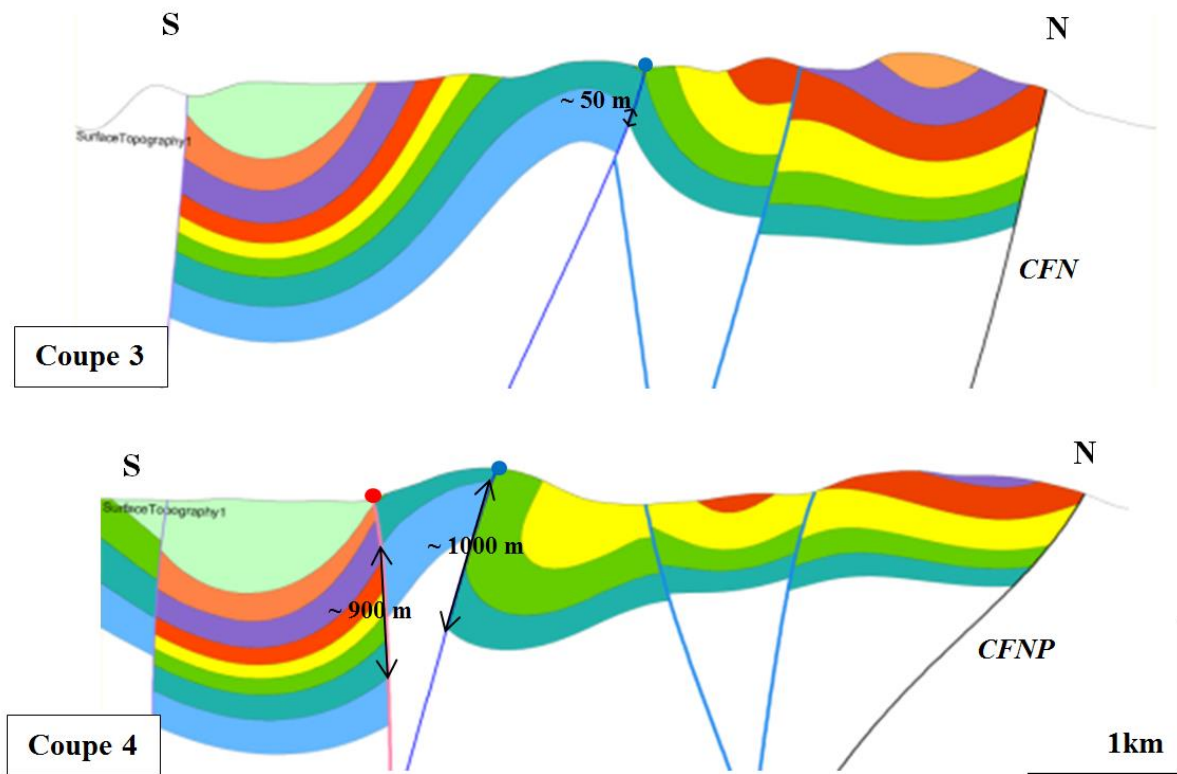


Illustration 45 – Coupes issues du modèle 3D avec mise en évidence du rejet important bien que la terminaison soit cartographiée 1km plus loin (voir carte sur Illustration 44)

4. Confrontation du modèle Géologique 3D avec la gravimétrie

4.1. PROBLEMATIQUE ET ENJEUX DE L'ETUDE

La cohérence géologique et géométrique du modèle géologique 3D a été atteinte mais une phase importante manque : la question de la validité du modèle.

L'inversion gravimétrique, implémentée dans le GeoModeller3D®, permet cette validation/invalidation. En effet, la gravimétrie consiste à mesurer les variations spatiales de l'attraction de la pesanteur à la surface terrestre. Elle permet de caractériser la distribution de la densité dans le sous-sol sous forme cartographique. Des anomalies négatives, dites légères, peuvent signaler des zones fracturées, altérées, poreuses, karstifiées ou des formations moins denses, tandis que des anomalies positives, dites lourdes, signaleront des formations plus denses. De plus, les accidents géologiques de type faille (normale, inverse ou décrochante) décalent les formations géologiques, ce qui peut se traduire par des contrastes de densité latéraux, qui influent sur le champ de pesanteur terrestre. La gravimétrie permet donc de cartographier ces accidents structuraux et constitue ainsi un outil de premier ordre pour la compréhension de la structuration géologique d'une région.

La phase de construction du modèle a permis de mettre en évidence le manque de contrainte en profondeur. La couverture gravimétrique sur la zone d'étude avant l'acquisition du projet ne permettait pas d'apporter des informations supplémentaires sur la structuration profonde car celle-ci était trop lacunaire. Par conséquent, une campagne d'acquisition gravimétrique a été réalisée fin Octobre – début Novembre 2015.

Dans un premier temps, la réponse gravimétrique directe du modèle géologique sera comparée à l'anomalie gravimétrique mesurée sur le terrain. Pour cela, seront nécessaires :

- la répartition spatiale des unités géologiques (fournie par le modèle 3D issu de cette étude) (cf. partie 3.4),
- l'anomalie résiduelle du champ gravimétrique (cf. partie 4.2),
- les densités de chacune de ces unités (mesurées sur les roches échantillonnées lors de la mission gravimétrie) (cf. partie 4.3).

Puis, la répartition des écarts entre la gravimétrie calculée et la gravimétrie mesurée sera analysée et la géométrie du modèle sera mise à jour dans les zones où l'incertitude est la plus élevée, suite à une inversion stochastique (méthode de Monte Carlo par chaîne de Markov).

Cette confrontation du modèle géologique avec les données gravimétriques permettra d'améliorer le schéma de la répartition des masses en profondeur avec comme questions principales :

- surépaisseur de Trias évaporitique sous les charnières anticlinales ? ou hauts de socle ? (tectonique de couverture vs. tectonique impliquant le socle).
- enracinement des bassins créacés ?
- passage d'un accident sous le Plateau d'Espezet ?
- profondeur de la ZIM ? nature du soubassement ?

L'enjeu de cette deuxième phase sera donc de confronter le modèle géologique 3D aux données gravimétriques acquises afin de vérifier si ces nouvelles données invalident ou non le modèle, et le cas échéant, cibler les zones en désaccord modèle 3D/gravimétrie, et procéder aux mises à jour du modèle géologique

4.2. ACQUISITION GRAVIMETRIQUE

Cette section du rapport décrit les travaux mis en œuvre, le traitement et l'interprétation des données gravimétriques acquises sur le plateau de Sault, sous forme de schéma structural.

4.2.1. Mode opératoire et traitement

Acquisition des données

258 stations gravimétriques ont été implantées et mesurées en gravimétrie et au GPS différentiel sur la zone d'étude (Illustration 46) entre le 27 octobre et le 9 novembre 2015.

Thomas Jacob, ingénieur géophysicien, et Lucile Martel, étudiante stagiaire, ont réalisé l'ensemble des mesures.

Un gravimètre de terrain Scintrex CG-5 (le CG5 #028) a été utilisé pour effectuer les mesures gravimétriques. Le coefficient de calibration du gravimètre est de 0.999872. Il a été établi entre deux bases absolues IGN lors de la mission : Camurac I et Bouriege A, pour une différence de 205.493 mGal. Ce coefficient a été pris en compte lors de la réduction des données.

L'ensemble des mesures gravimétriques a été effectué en 13 programmes journaliers, dont la durée de chacun d'entre eux n'a pas excédé 9h00. Un programme de mesures, pendant lequel 20 à 25 stations gravimétriques sont typiquement mesurées, débute et se termine par une mesure à une base gravimétrique pour contraindre la dérive instrumentale temporelle du gravimètre relatif Scintrex CG-5. Cette dérive est approximée comme étant linéaire avec le temps.

Le mode d'acquisition du gravimètre utilisé a été le suivant :

- 6 à 10 mesures de 50 s à la base,
- 3 à 5 mesures de 50 s à chaque station.

Si l'inclinaison de l'instrument dépassait +/- 10 arcs sur la composante X ou Y, une nouvelle mesure a été systématiquement réalisée avec des inclinaisons réajustées. De même, si l'écart entre l'avant dernière et la dernière mesure était supérieur à 0.005 mGal, une nouvelle mesure était effectuée.

Les mesures ont été réalisées sur trépied bas et la hauteur du gravimètre a été systématiquement mesurée avec un mètre ruban. Cette hauteur a été utilisée pour projeter au sol les valeurs de g en utilisant un gradient vertical usuel de 0.3086 mGal m⁻¹.

28 stations gravimétriques ont été reprises une fois, totalisant 11 % de stations reprises.

Le positionnement des stations gravimétriques a été réalisé à l'aide d'un GPS Trimble Geo 7X centimétrique avec une antenne externe Zephyr II sur canne de 2 mètres, utilisé en mode différentiel. A chaque occupation de station, 3 à 5 mesures de 60 s ont été effectuées, au pas d'acquisition de 1s. Les données enregistrées ont été post-traitées à l'aide du logiciel PathFinder Office v5.65, à partir des données de la base Mercus-Garrabet du réseau Teria, située à moins de 50 km du terrain.

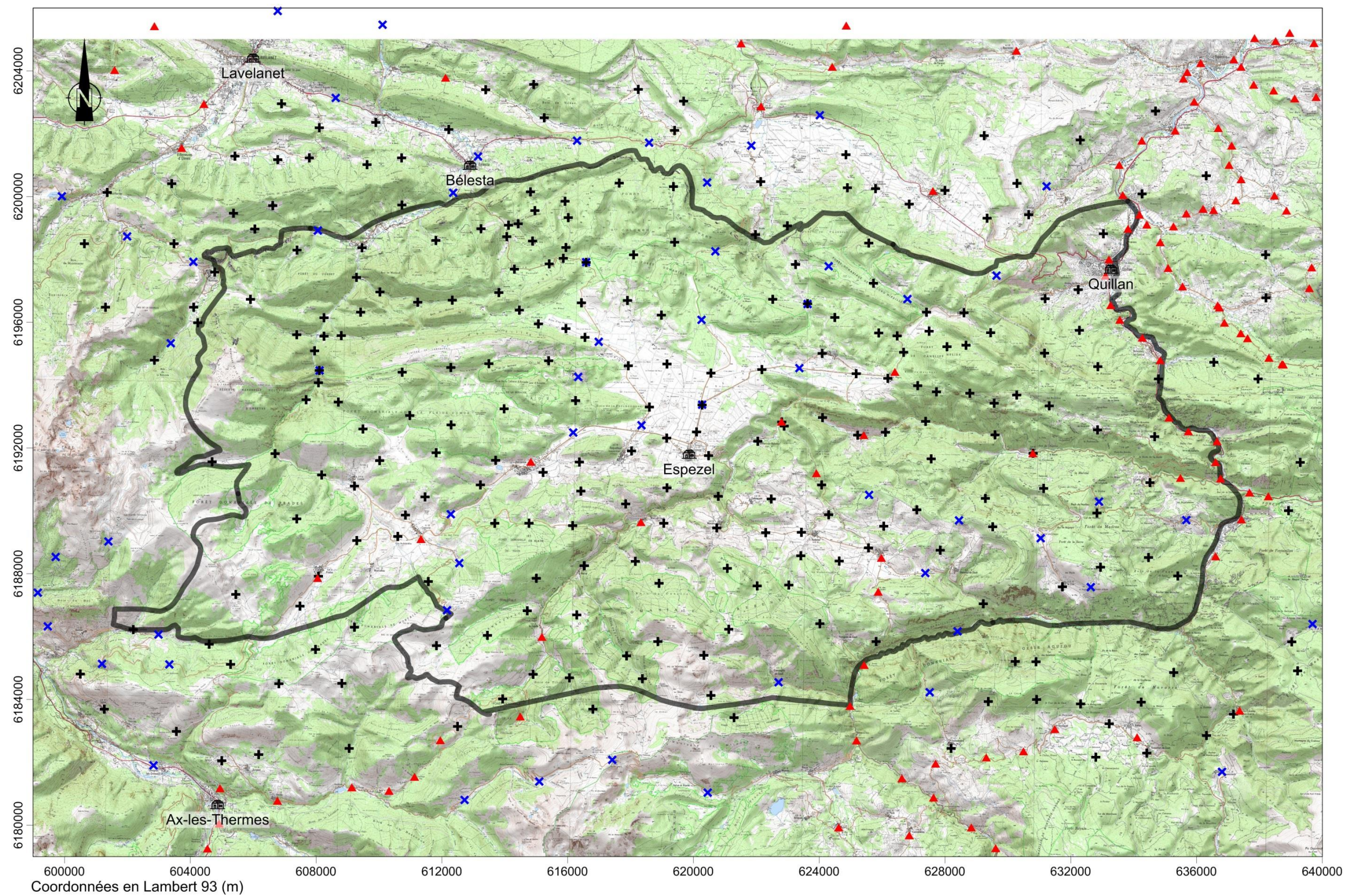


Illustration 46 – Carte d'implantation des stations gravimétriques acquises lors de cette étude (croix noires). Les croix bleues marquent l'emplacement des stations mesurées par les universités de Toulouse et de Montpellier. Les triangles rouges marquent l'emplacement des stations de la base gravimétrique française. Le trait gris marque la limite de la zone d'intérêt, sur fond topographique IGN au 25000^{ème}

Références gravimétriques et altimétriques

Une base gravimétrique principale a été implantée sur le perron de l'église d'Espezel (Illustration 47), et a été utilisée pour l'ouverture et la fermeture de tous les programmes de mesures. Celle-ci a été rattachée à la base absolue de l'IGN Camurac I par trois aller et retours gravimétriques.

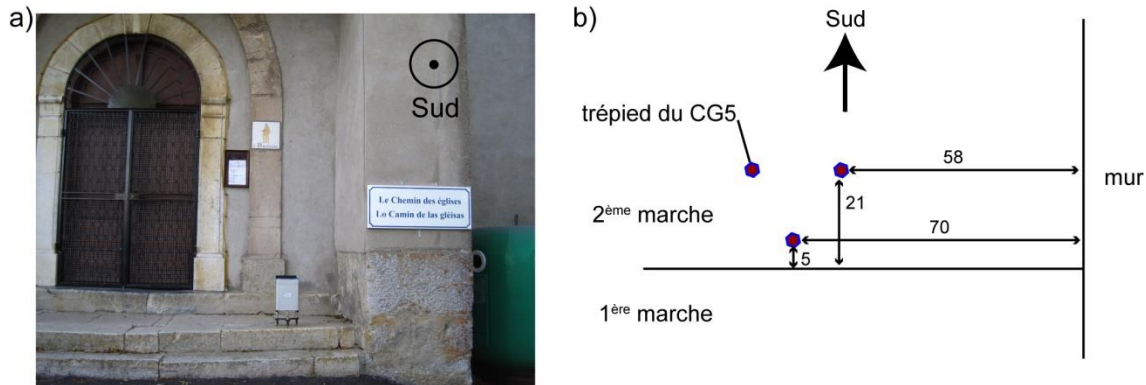


Illustration 47 – a) photographie de situation de la base gravimétrique principale, située sur le perron de l'église d'Espezel. b) détail du positionnement du trépied du CG5 au niveau du perron, les côtes sont en cm.

La valeur de g à la base d'Espezel est établie à 980164.293 ± 0.020 mGal.

Les positions GPS sont exprimées dans le système RGF93 Lambert-93, selon le système altimétrique IGN 69, grâce à la grille de conversion RAF09.

Réduction des données vers l'anomalie de Bouguer

L'ensemble du traitement des données a été réalisé avec des codes développés au BRGM.

• Principe

La réduction des données gravimétriques vise à corriger tous les effets (variations temporelles, différences d'altitudes, effets topographiques, etc.) qui influent sur les données acquises brutes et qui ne présentent pas d'intérêt pour l'interprétation des données relative à la structure du sous-sol. L'anomalie de Bouguer est une anomalie gravimétrique rendant compte de l'ensemble des variations de densité sous la surface topographique.

Les réductions de données suivantes ont été réalisées:

- correction de la marée terrestre gravimétrique (algorithmes de Longman (1959))
- correction de la dérive temporelle du gravimètre, déterminée par la première et dernière occupation de la station de base au sein d'un programme de mesure,
- retrait du g théorique (formule GRS80, Moritz, 2000), fonction de la latitude – qui permet de passer d'une valeur de g à une anomalie,
- correction d'air libre – compensation des effets des variations d'altitude entre les stations,
- corrections de relief (correction de plateau + corrections de terrain) – pour compenser l'effet des reliefs à proximité des points mesures.

L'anomalie de Bouguer A_B s'exprime ainsi:

$$A_B = g_{mes} - g_{th} + (dg/dz) h - 2\pi G\rho_b h + \rho_b CT \quad (\text{eq. 1})$$

où g_{mes} est la valeur de g corrigée de la dérive et de la marée à chaque station, g_{th} le g théorique, ρ_b est la densité de réduction de Bouguer, h l'altitude du point considéré (en mètres), dg/dz le gradient vertical dit à 'l'air libre', G la constante de gravitation universelle et CT est la correction de terrain pour un terrain de densité 1.

- **Choix de la densité de réduction**

La densité ρ_B de réduction de l'anomalie de Bouguer est un paramètre important pour l'interprétation de cette anomalie, ainsi que l'anomalie résiduelle. Celle-ci doit correspondre au mieux avec la densité des terrains superficiels. En effet, une mauvaise densité de correction génère des anomalies fictives, dues à des sur- ou des sous- corrections de l'effet de la topographie. Les deux méthodes classiquement utilisées pour déterminer la bonne densité de réduction sont les méthodes de Nettleton (1939) et Parasnis (1952), toutes deux basées sur la recherche de la densité qui permet de décorréler l'anomalie de Bouguer du relief.

Nous mettons en œuvre une approche dite de « Nettleton cartographique », qui s'appuie sur le même principe de décorrélation du relief et de l'anomalie résiduelle. Pour chaque station gravimétrique, les stations situées à une distance inférieure à 3 km sont sélectionnées, et une anomalie régionale plane est ajustée aux valeurs de l'anomalie de Bouguer à ces stations pour obtenir une anomalie résiduelle. La corrélation entre cette dernière est ensuite calculée avec l'altitude des stations. Ce processus est répété pour toutes densités comprises entre 2.4 et 3 par pas de 0.02, et la densité retenue est celle dont la corrélation est la plus proche de 0.

Les zones où l'écart d'altitude entre les stations retenues est inférieur à 200 m, où le nombre de points sélectionnés est inférieur à 5, et pour lesquelles la variation maximale du coefficient de corrélation obtenu est inférieur à 1, sont considérées comme non fiables et ne comportent pas de détermination de densité. Les stations gravimétriques concernées sont représentées par des petits ronds noirs sur l'illustration 48.

La carte des densités obtenues est présentée à l'illustration 48. Celles-ci varient entre 2.5 et 2.9, mais sont majoritairement comprises entre 2.6 et 2.7 (voir illustration 49). La densité moyenne pour les stations au sein de la zone d'étude est de 2.66. Cette densité est retenue pour la suite pour le calcul de l'anomalie de Bouguer. Notons que cette densité est comparable aux densités des formations calcaires et de socle obtenues par mesure sur échantillon, comprises entre 2.65 et 2.7.

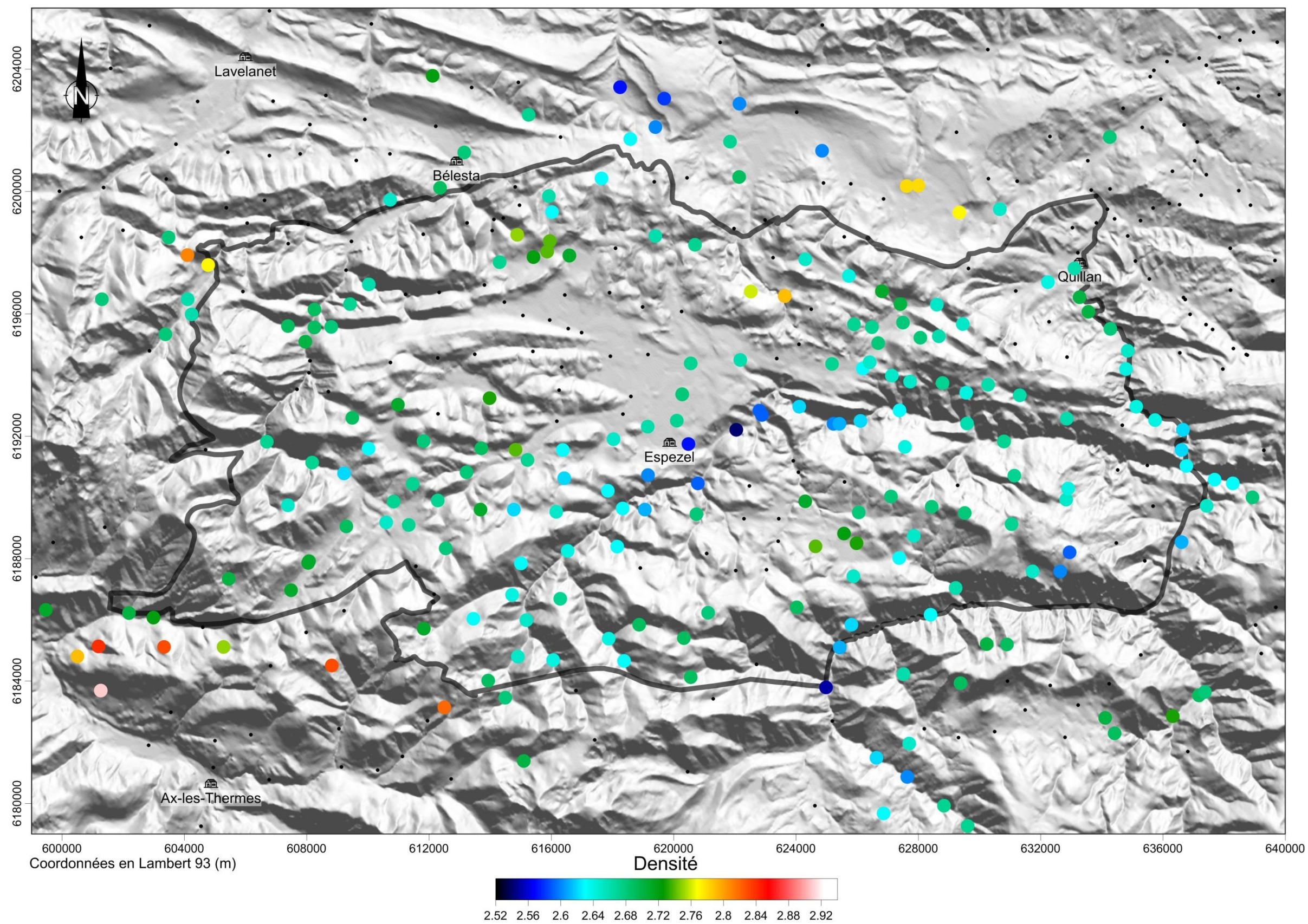


Illustration 48 – Carte des densités obtenues par la méthode de Nettleton cartographique.

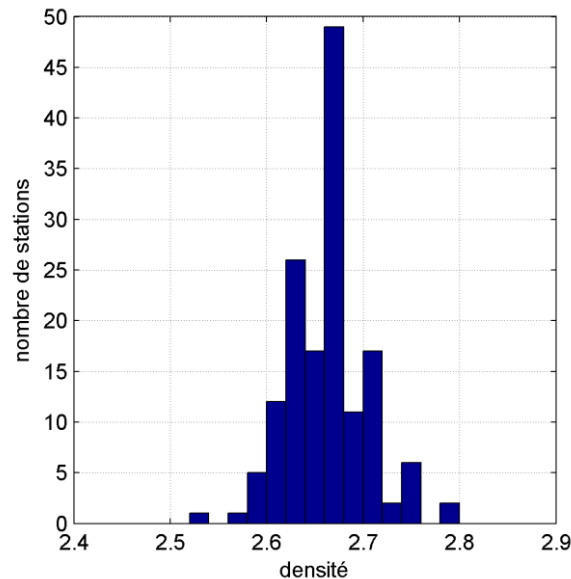


Illustration 49 – histogramme des densités obtenues par la méthode de Nettleton cartographique, situées au sein de la zone d'étude.

• Calcul des corrections de terrain

Les corrections de terrain (CT) ont été réalisées en prenant en compte la topographie et la bathymétrie entre 0 et 167 km de chaque station, en utilisant des modèles numériques de terrain (MNT) imbriqués, avec des routines basées sur le calcul par prismes selon le protocole suivant:

- entre 0 et 750 m autours des stations, deux MNT sont utilisés : un MNT Intermap pour l'Ariège et un MNT Lidar IGN RGE Alti pour l'Ariège, tous deux à la maille de 5 m. Sur une distance de 100 m autour de chaque station, ce MNT a été ré interpolé linéairement à la maille de 1 m pour atténuer les effets de 'marche d'escalier' inhérents au calcul par la méthode de prismes.
- entre 750 m et 7.5 km, le MNT IGN BD Alti à la maille de 25 m est utilisé pour calculer les CT. Pour les stations proches de l'Espagne, le MNT SRTM à 90m a été utilisé sur ce territoire.
- entre 7.5 km et 167 km, le MNT IGN BD Alti à la maille de 250 m est utilisé pour calculer les CT en France métropolitaine. La topographie en Espagne a été corrigée avec le MNT SRTM à 90m.
- en mer, les données bathymétriques à la maille 250 m du portail EMODnet (<http://www.emodnet-bathymetry.eu/>) ont été utilisées pour calculer les CT jusqu'à 167 km. La densité de l'eau de mer a été prise égale à 1.03.

Les corrections topographiques à chaque station sont illustrées dans l'illustration 50, pour une densité de 2.66. Celles-ci varient de 0.858 à 33.920 mGal, les plus fortes valeurs étant situées au fond des vallées et des gorges et en haut des sommets.

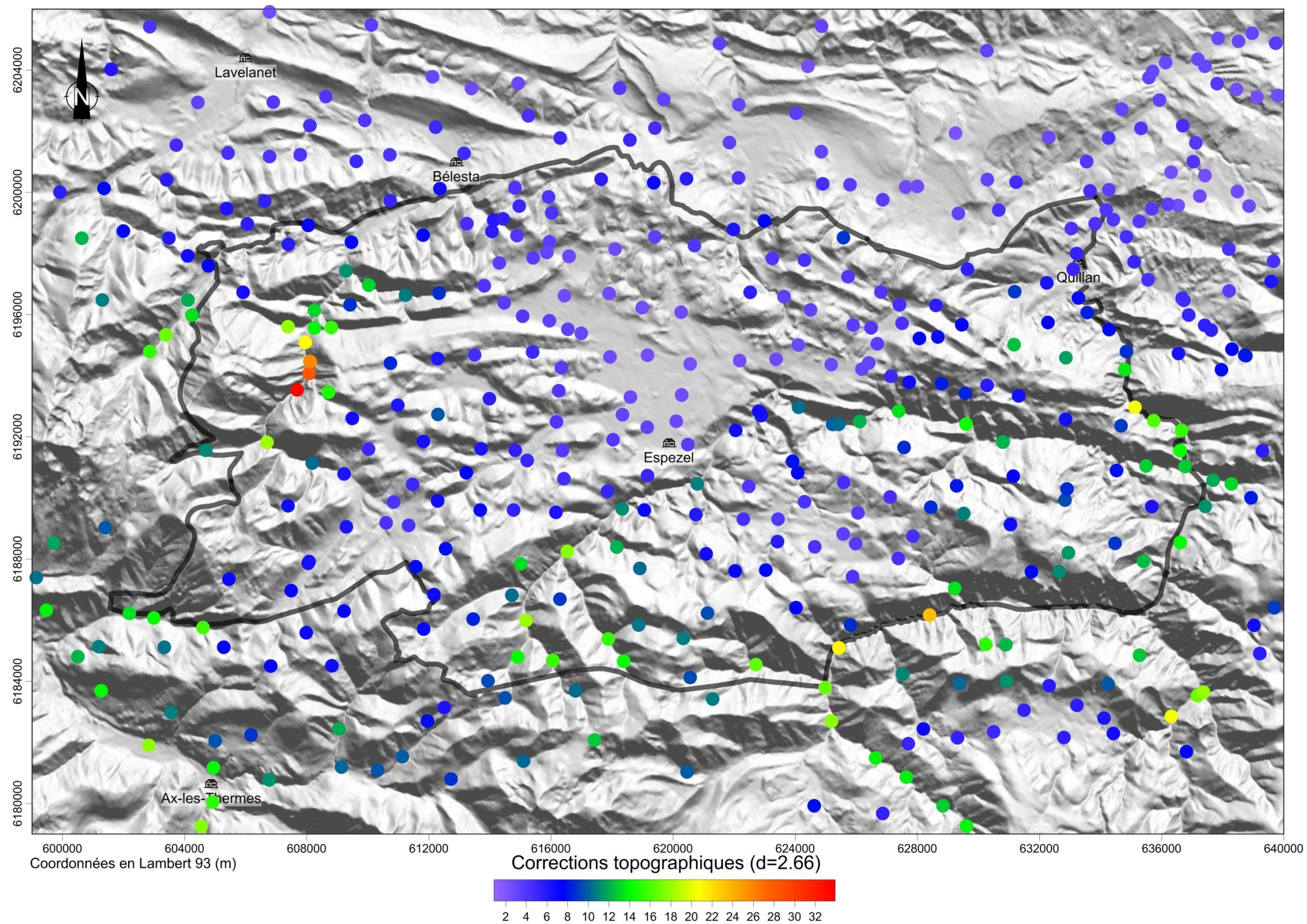


Illustration 50 – Corrections topographiques (mGal) pour une densité 2.66

Précision de l'anomalie de Bouguer

L'erreur totale sur l'anomalie de Bouguer est évaluée classiquement comme la somme quadratique des erreurs élémentaires sur les variables entrant dans son calcul, soit :

$$\varepsilon_{AB} = \sqrt{\varepsilon_g^2 + \varepsilon_{gth}^2 + \varepsilon_z^2 + \varepsilon_{CT}^2} \quad (\text{eq. 2})$$

Le détail de ces erreurs est détaillé ci-après.

- **Erreur sur g (ε_g)**

Cette erreur est estimée à partir de l'histogramme des écarts sur les stations occupées plusieurs fois au cours des programmes successifs, appelées reprises.

On appelle 'reprise', la mesure de la gravité sur une station qui a déjà fait l'objet d'une mesure dans un programme de mesure antérieur. Une station peut être reprise plus d'une fois. Les écarts entre les valeurs de l'accélération de la pesanteur g compensées (corrigées de la dérive instrumentale et de la hauteur de trépied), issus de ces reprises, donnent la répétabilité de la mesure au sein d'une étude gravimétrique, et sont une bonne indication de la précision de l'étude.

Les reprises peuvent être aléatoires, pour obtenir la précision d'un levé, ou ciblées, pour vérifier une anomalie décelée. L'histogramme des valeurs absolues de ces écarts (Illustration 51) et le pourcentage cumulé associé (courbe rouge) sont généralement utilisés pour définir l'erreur moyenne de l'étude. L'erreur est définie à la valeur auquel le pourcentage cumulé atteint 68%, ce qui correspond statistiquement à l'écart-type d'une distribution gaussienne.

Un total de 28 stations a été repris, correspondant à un pourcentage de stations reprises de 11%.

Nous retenons une erreur associée à la mesure de g de 0.012 mGal (Illustration 51).

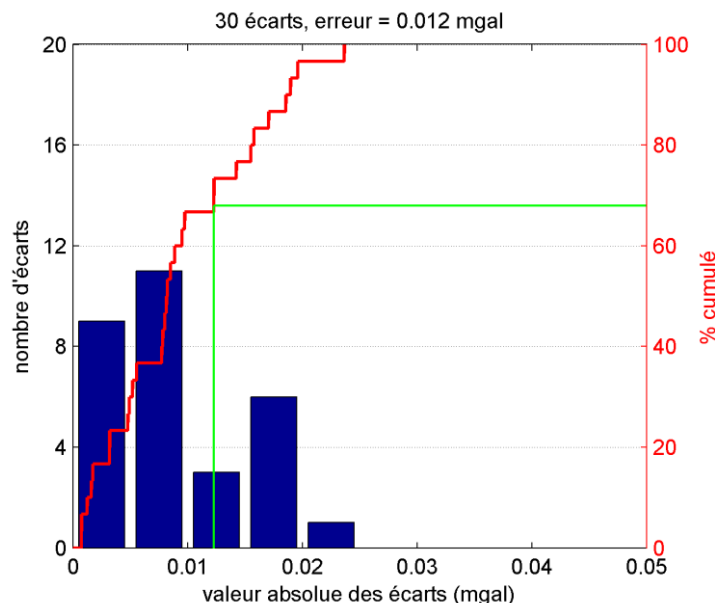


Illustration 51 – histogramme des reprises gravimétriques en valeur absolue et pourcentage cumulé (courbe rouge). Les traits verts horizontaux et verticaux indiquent le pourcentage cumulé à 68% et la valeur de l'erreur associée

- **Erreur sur l'altitude (ε_z)**

Les reprises gravimétriques ont été systématiquement associées à des reprises de mesure GPS. Les reprises GPS permettent d'appréhender la précision du positionnement sur la composante verticale. On considère que l'erreur moyenne sur Z est donnée par la valeur à 68 pourcent des écarts cumulés (Illustration 52). Celle-ci est ici de 0.055 cm.

Notons que deux valeurs de reprises GPS sont supérieures à 1 m (non figurées sur l'illustration 52) – celles-ci correspondent à des stations avec peu de visibilité du ciel. Les positions finales des stations correspondent à la moyenne pondérée par l'inverse des erreurs au carré des 3 à 6 déterminations de la position de chaque station. Ainsi, les déterminations avec une forte erreur influent peu sur la position finale.

Nous avons testé l'exactitude des positions GPS en levant la base IGN de Camurac I – les écarts obtenus sont inférieurs au cm sur X, Y et Z.

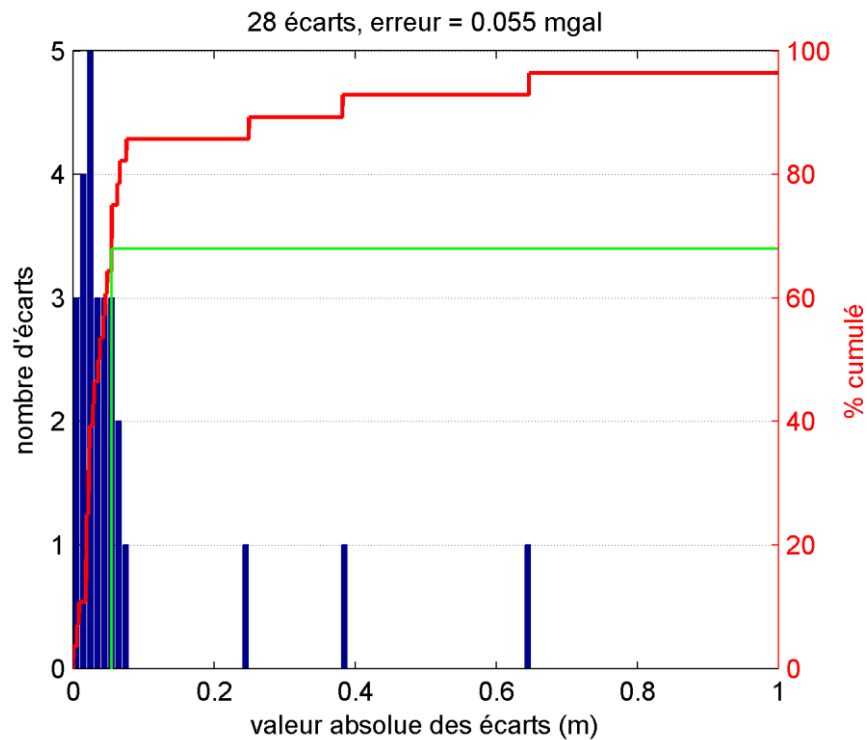


Illustration 52 – histogramme des reprises du positionnement vertical en valeur absolue et pourcentage cumulé. Les traits verts horizontaux et verticaux indiquent le pourcentage cumulé à 68% et la valeur de l'erreur associée

L'erreur moyenne de 0.055 m correspond à une erreur sur l'anomalie de Bouguer équivalente à 0,011 mGal pour une densité de 2.66.

- - Erreur sur g_{th} (ϵ_{gth})

L'erreur sur g_{th} est fonction de l'erreur sur le positionnement en latitude. L'historgramme des écarts de positionnement sur l'axe N-S permet d'estimer cette erreur, à partir des reprises GPS (Illustration 53).

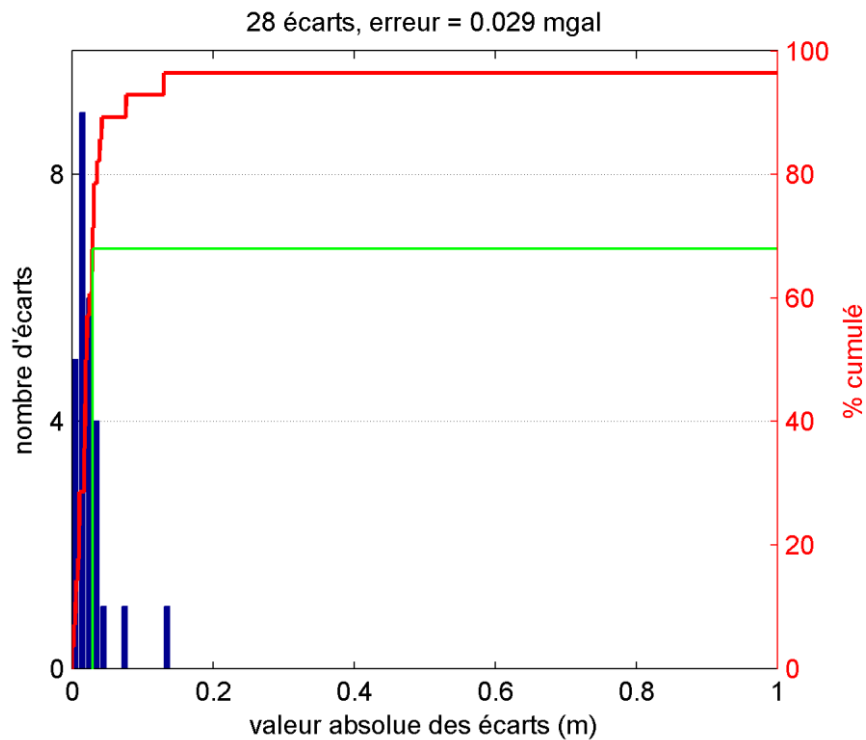


Illustration 53 – histogramme des reprises du positionnement horizontal en valeur absolue et pourcentage cumulé. Les traits verts horizontaux et verticaux indiquent le pourcentage cumulé à 68% et la valeur de l'erreur associée

L'erreur sur Y est estimée à 0.029 m en moyenne sur l'ensemble de l'étude, ce qui correspond à une erreur négligeable sur g_{th} , inférieure à 0.001 mGal.

- **Erreur sur les corrections topographiques (ϵ_{CT})**

L'erreur sur les CT provient :

- de la résolution des MNTs utilisés : les variations de reliefs sont d'autant mieux restituées que le MNT a une maille fine,
- de la précision des MNTs utilisés,
- du positionnement en X,Y,Z des stations gravimétriques,
- de la méthode de calcul de l'effet gravifique des reliefs.

Comme le champ de gravité décroît avec l'inverse de la distance au carré, il est important que le MNT utilisé en champ proche sur la zone 0 - 500 m soit le plus résolu et le plus précis possible. Au-delà, un MNT moins résolu est généralement utilisé, la perte de résolution et de précision ayant un moindre impact sur la valeur de la CT.

En s'inspirant des travaux de Cattin et al. 2015, nous considérons une erreur sur les CT comme étant linéaire avec l'erreur des MNT utilisés ϵ_{MNT} , et prenons un facteur d'admittance a de 0.07 mGal/m, déterminé par Cattin et al. (2015), selon la formule :

$$\epsilon_{CT} = a\epsilon_{MNT} \quad (\text{eq. 3})$$

La différence d'altitude entre les stations gravimétriques et leur altitude interpolée linéairement sur le MNT à 5 m est de $-0.20 \text{ m} \pm 1.82 \text{ m}$ (Illustration 54). Nous considérons que l'écart-type de 1.82 m est caractéristique de l'erreur sur ce MNT, car l'erreur sur les positions GPS est de deux ordres de grandeur inférieure (voir section précédente).

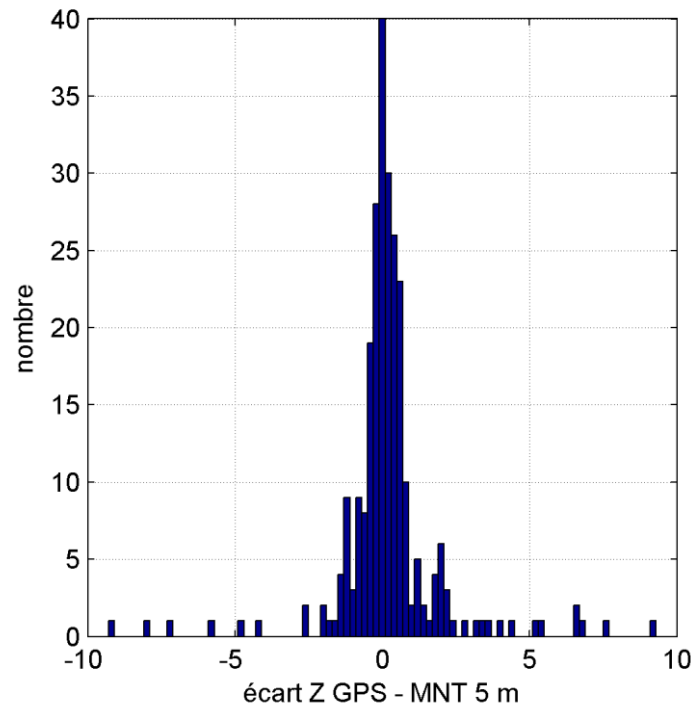


Illustration 54 – histogramme des écarts entre les positions GPS et le MNT à 5 m

Les erreurs sur les MNT à 25 m, 90 m et à 250 m, ainsi que le MNT bathymétrique n'influent que peu sur l'erreur totale du fait de leur distance aux points de mesures : le MNT à 5 m est utilisé sur les 750 m autour des stations, et c'est donc ses erreurs qui auront la plus grande influence. En effet, en considérant une erreur systématique constante sur une topographie plane, plus de 99% de son effet gravifique provient des premiers 750 m autour des stations. Ceci est la conséquence de la décroissance avec l'inverse de la distance au carré du champ gravifique.

Ainsi, nous considérons l'erreur sur les CT comme égale à 0.127 mgal, d'après l'équation 3.

- **- Erreur totale sur l'anomalie de Bouguer (ε_{AB})**

L'erreur sur l'anomalie de Bouguer est calculée selon l'équation (2), et est estimée à 0.128 mGal.

On note que l'erreur sur l'anomalie de Bouguer est dominée par l'erreur sur les effets des corrections topographiques.

- **- Seuil de signification**

On définit le seuil de signification de l'étude comme étant deux fois l'erreur totale sur l'anomalie de Bouguer de l'étude, soit 0.256 mGal.

Un niveau de confiance supérieur à 95% est à accorder aux anomalies dont l'amplitude est supérieure à 0.256 mGal.

Intégration des données historiques

Les stations préexistantes sur la zone sont de deux types :

- Les données présentes dans la Banque Gravimétrique Française (BGF), datant des années 1960-80 lors de la réalisation des réseaux gravimétriques CGF65 et RGF83, ainsi que des données d'universitaires et de compagnies de prospection (triangles rouges Illustration 46)
- Les données acquises par les universités de Toulouse et Montpellier (Dufrechou, comm.pers), mesurées dans les trois dernières années (croix bleues, Illustration 46)

Les données de la BGF ont été repositionnées en (x,y) selon les routes car elles étaient positionnées hors des routes dans la base. En effet, les mesures lors de la réalisation du CGF65 et du RGF83 ont été faites exclusivement sur route, par une ouverture dans le plancher d'une Estafette. Ce repositionnement est incertain, et les stations dont l'écart en Z avec le MNT 5 m est supérieur à 10 m ont été rejetées. Ceci témoigne d'un mauvais positionnement de la station, ce qui affecte très largement l'exactitude des CT, notamment en région montagnaise.

Pour tester la bonne intégration des données préexistantes avec la nouvelle acquisition, nous avons repris quatre stations des universitaires. Nous constatons un écart de 2.4 mGal pour la série de stations numéroté de 2002 à 2072, que nous corrigeons. L'effet de cette correction est bénéfique à l'intégration des données : les effets de points anomaliques observables avant correction sont complétement résorbés après correction, sur l'anomalie résiduelle. Les autres stations présentent un écart inférieur à 0.1 mGal. Nous considérons que l'erreur sur l'anomalie de Bouguer pour ces stations est comparable avec l'erreur évaluée pour les stations de cette étude.

Trois stations de la BGF ont été reprises, avec un écart moyen observé de 0.230 mGal. Ceci peut-être dû à un décalage entre la valeur de g entre les bases des réseaux BRGM CGF65/RGF83 et le réseau IGN actuel. De plus, la piètre qualité du positionnement de ces stations, ainsi que la qualité inférieure de la mesure de g de l'époque peut être invoquée pour expliquer ces écarts. De manière empirique, nous ne considérons que l'erreur sur l'anomalie de Bouguer pour ces stations comme étant le double de l'erreur évaluée pour les stations de cette étude.

L'anomalie de Bouguer a été recalculée à partir des valeurs de g pour toutes les stations préexistantes selon le traitement décrit en section 4.2.1.

4.2.2. Résultats

Anomalie de Bouguer, anomalie régionale, et anomalie résiduelle

Les données ponctuelles gravifiques sont présentées en carte après une interpolation des données selon une méthode 'bicubic' implémentée dans le code RegularizeData3D (Jamal, 2014), basé sur le code Gridfit (D'Errico, 2005), avec un paramètre de 'smoothness' à 5.10^{-5} .

L'anomalie de Bouguer est fonction de l'ensemble des variations de densité sous la surface topographique : ces variations peuvent être localisées superficiellement ou en profondeur. Les

valeurs élevées de l'anomalie de Bouguer sont caractéristiques de matériaux denses, alors que les valeurs faibles caractérisent des matériaux moins denses.

L'anomalie de Bouguer est présentée à l'illustration 55. La carte présente une dynamique de 60 mGal et est marquée par des valeurs élevées à l'Est, qui décroissent selon un gradient de direction E-W. Des anomalies négatives sont dès lors observables, notamment au Nord de l'axe Bélesta-Lavelanet, ainsi qu'au niveau d'Ax-les-Thermes. La forte dynamique de l'anomalie de Bouguer est à mettre en relation avec la structure crustale profonde : amincissement de la croûte continentale vers l'Est vers la marge méditerranéenne et épaissement crustal isostatique lié à la chaîne pyrénéenne vers le Sud-Ouest.

Ces effets ne sont pas l'objet de cette étude et doivent être corrigés pour obtenir une anomalie résiduelle rendant compte de la répartition de densités dans les 3 premiers kilomètres sous la surface. Pour cela, une anomalie régionale doit être judicieusement choisie.

L'anomalie régionale est obtenue par une opération fréquentielle de prolongement vers le haut de 4000 m de l'anomalie de Bouguer, et est présentée à l'illustration 56. Cette opération est effectuée dans le domaine de Fourier, et calcule le champ qui aurait été mesuré si la mesure avait été faite à 4000 m de hauteur, ce qui a pour effet d'atténuer les plus courtes longueurs d'onde. Le prolongement vers le haut d'une hauteur $2z$ rend compte des effets des structures situées à une profondeur plus importante que z (Jacobsen, 1987). Ainsi, l'anomalie régionale obtenue rend compte des structures situées à plus de 2000 m de profondeur, et rend ainsi compte convenablement des grandes longueurs d'ondes présentes dans l'anomalie de Bouguer.

Les stations utilisées pour calculer l'anomalie de Bouguer, l'anomalie régionale et l'anomalie résiduelle sont comprises sur une emprise plus large d'au moins 10 km que celle présentée à l'illustration 55. La régionale est ainsi bien déterminée, et les effets de bords minimisés.

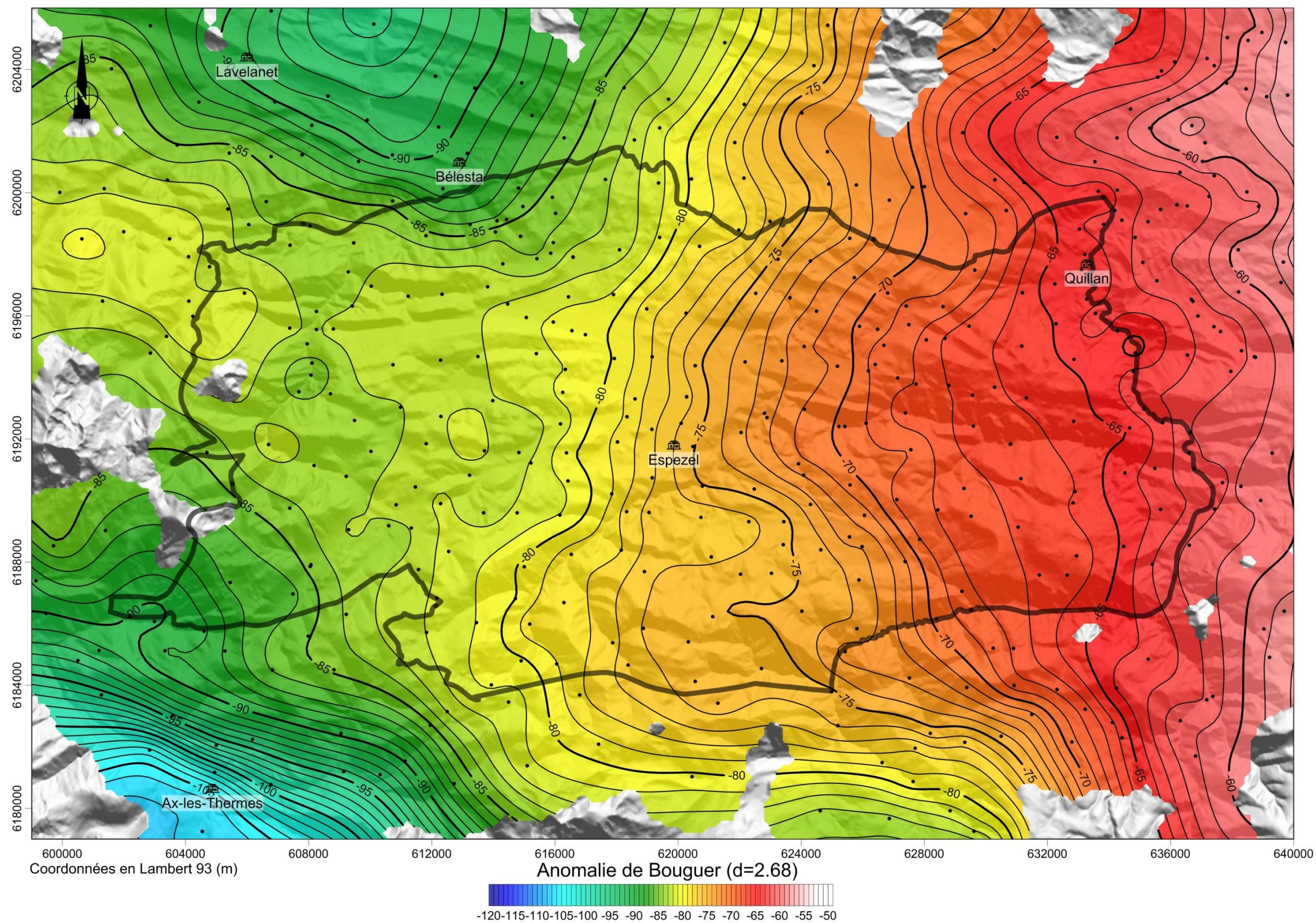


Illustration 55 – Anomalie de Bouguer pour une densité de 2.66 (mGal). Les courbes d'isovaleur sont tous les 1 mGal.

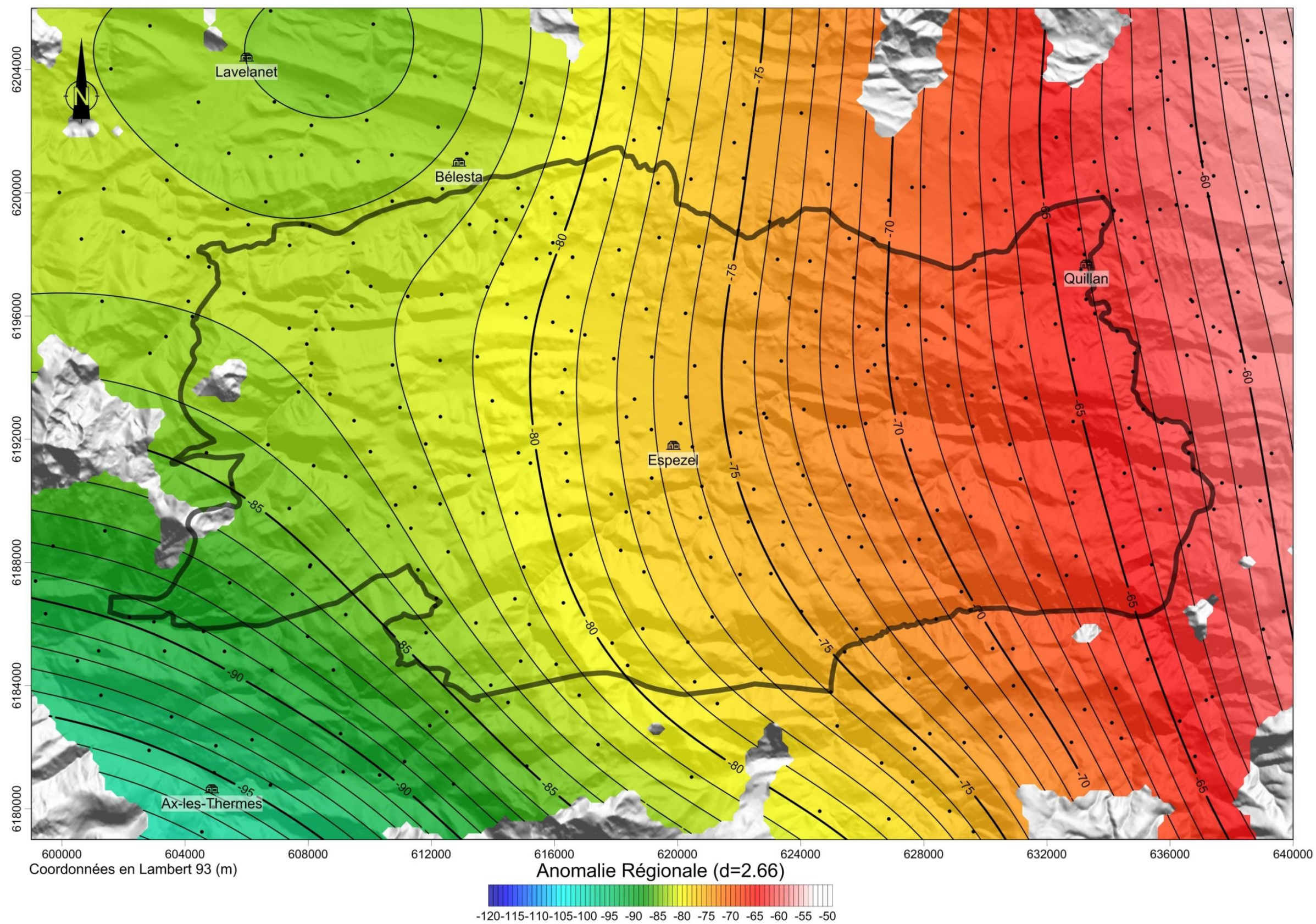


Illustration 56 – Anomalie régionale obtenue par prolongement vers le haut de 4000 m. de l'anomalie de Bouguer

L'anomalie résiduelle est obtenue en soustrayant l'anomalie régionale à l'anomalie de Bouguer, et fait ressortir les variations de gravité en lien avec les variations de densité comprises entre la surface et une profondeur au moins égale à 2000 m, objet de cette étude. Elle est présentée en Illustration 57.

L'anomalie résiduelle a une dynamique de 14 mgal, variant de -10 mgal à 4 mGal.

L'anomalie résiduelle (Illustration 57) met en exergue les anomalies observées sur l'anomalie de Bouguer, et permet d'en faire ressortir les plus fines

A première vue, les anomalies négatives les plus marquées sont hors de la zone d'étude, et sont localisées:

- au Nord de l'axe entre Bélesta et Lavelanet, avec une amplitude de -10 mgal. Cette anomalie se prolonge dans la zone d'étude au SW de Bélesta,
- au niveau d'Ax-les-Thermes,
- au SE de la zone (X=628km Y=6180km).

Au niveau de la zone d'étude, on observe des valeurs majoritairement négatives au NW d'un axe NE-SW passant par Espezel, et des valeurs majoritairement positive au SE de cet axe. Les anomalies sont analysées dans la section suivante.

Analyse structurale de l'anomalie résiduelle

Pour améliorer la détection des discontinuités gravimétriques permettant de cartographier les bordures d'éventuelles structures et pour procéder à une analyse structurale fine, il est possible d'appliquer des opérateurs dits 'focalisant' à l'anomalie résiduelle. Un tel opérateur est l'angle d'inclinaison hyperbolique (AIH, Cooper & Cowan, 2006) défini par :

$$AIH = \Re\left(\tanh^{-1}\left(\frac{\partial f/\partial z}{\sqrt{(\partial f/\partial x)^2 + (\partial f/\partial y)^2}}\right)\right)$$

où f est le champ étudié.

Nous appliquons cet opérateur à l'anomalie résiduelle préalablement prolongée vers le haut de 500 m pour atténuer le bruit haute fréquence et représentons les valeurs maximales de l'opérateur à l'illustration 58 (traits rouges épais).

A partir de cette analyse, et en conjonction avec l'étude de l'anomalie résiduelle, nous définissons les principaux axes positifs, dits lourds, et négatifs, dits légers (Illustration 58).

La partie est et sud de la zone d'étude est dominée par des axes lourds : s'y trouvent P5, P7, P8, P9 et P10. L'amplitude des anomalies positives atteint 3 à 4 mgal pour la partie sud de P8, pour P9 et P10, et reste inférieure à 2 mgal pour P5, P7 et la partie nord de P8. Les directions dominantes sont de N080° - N090° pour P5, P7 et une partie de P10, et de N150° pour P8. On note que P1, P2 et P6 présentent également des orientations N090°. A l'Ouest de la zone se trouvent les axes lourds P3 et P4, dont l'amplitude est inférieure à 2 mgal, et dont les directions sont comprises entre N110° et N150°.

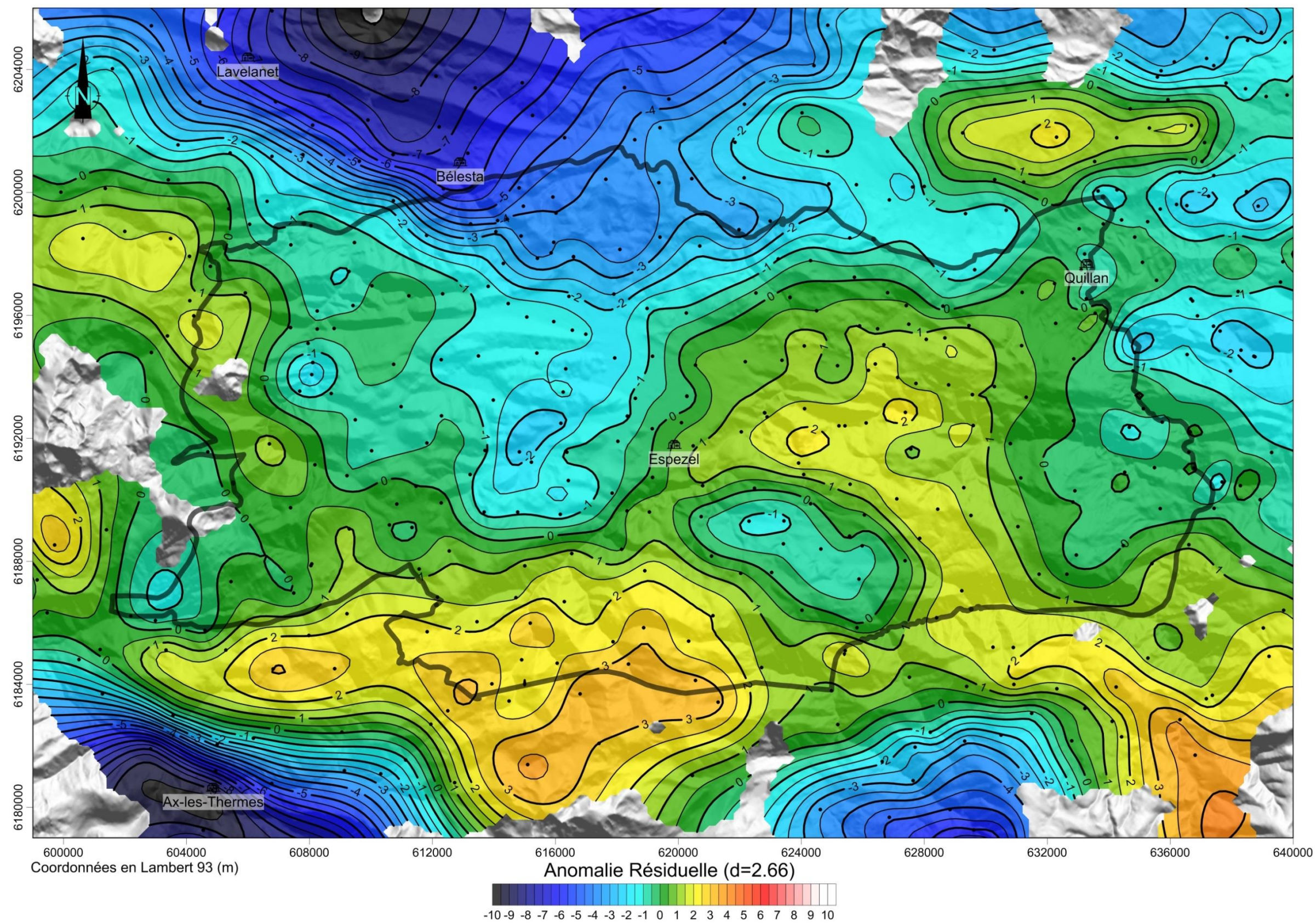


Illustration 57 – Anomalie résiduelle.

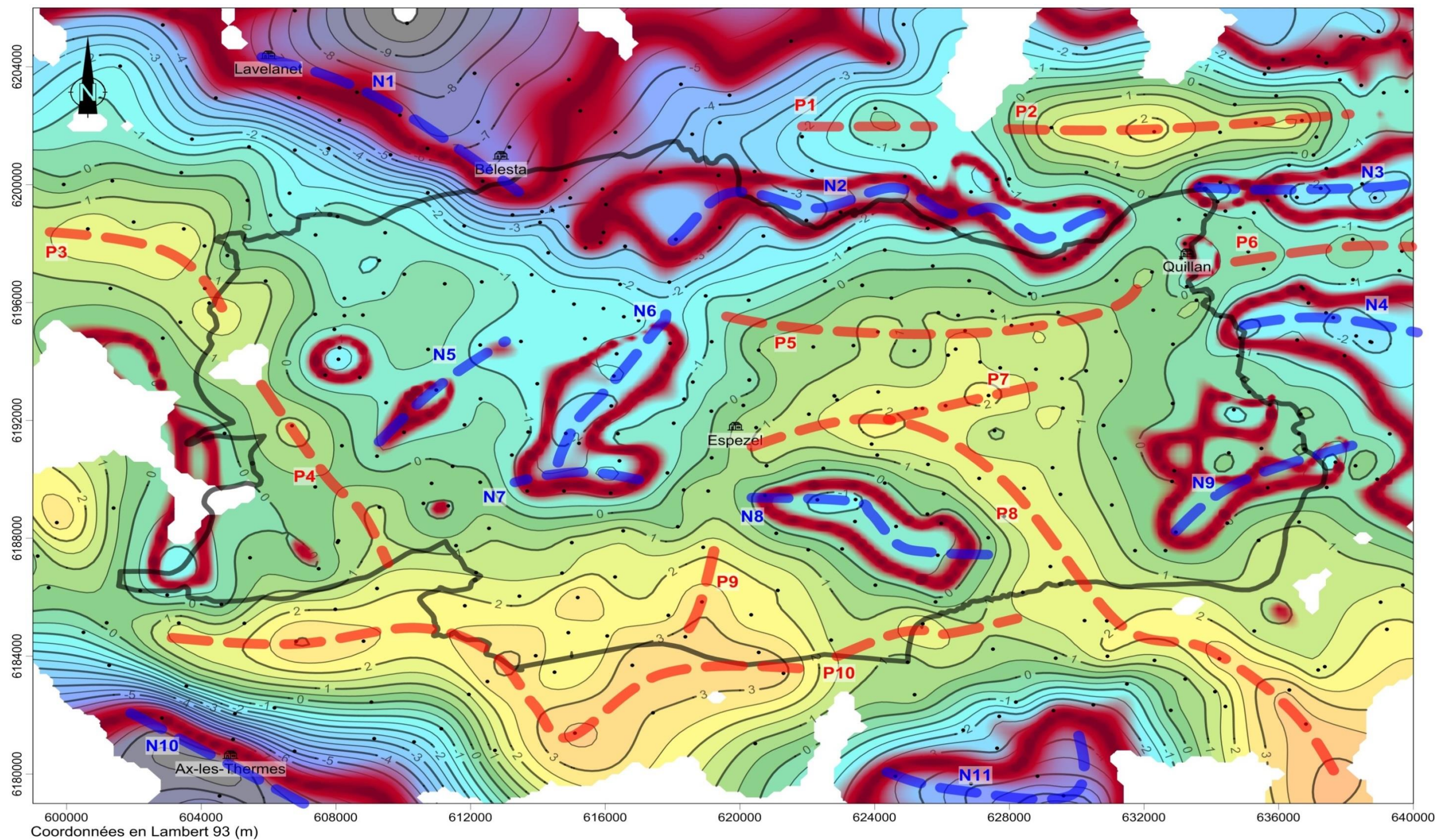


Illustration 58 – anomalie résiduelle surimposée de son angle d'inclinaison hyperbolique (traits épais rouges foncés). Les axes positifs sont numérotés (tirets rouges) de P1 à P10, les axes négatifs (tirets bleus) de N1 à N11

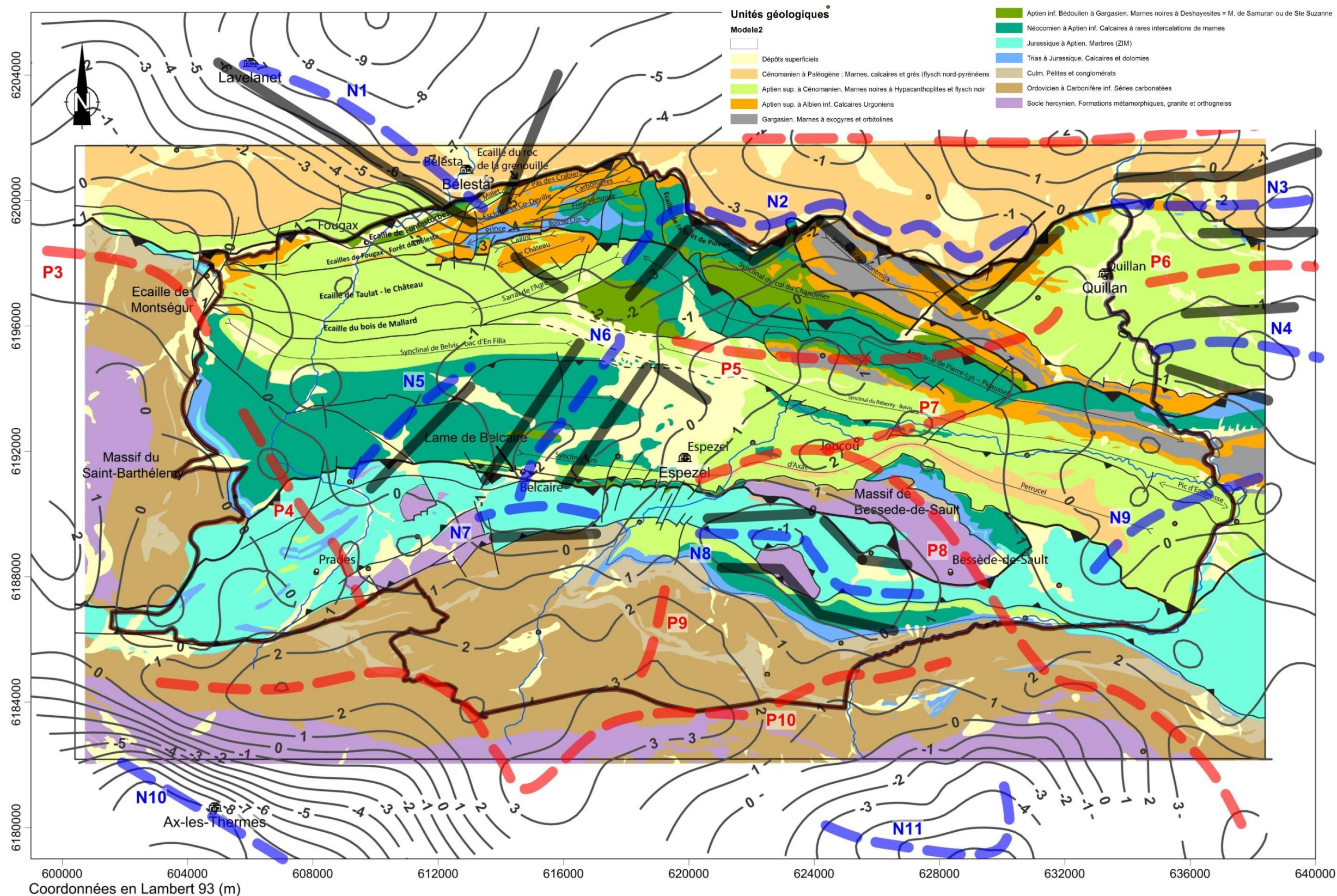


Illustration 59 – Carte géologique synthétique (Monod, 2015), avec superposition des axes (Illustration 14) et discontinuités gravimétriques (lignes noires parallèles aux axes), et des contours de l'anomalie résiduelle (mGal)

Au sein de la zone d'étude se trouvent les axes légers N5, N6, N7, N8 et N9. Les amplitudes des anomalies sous-jacentes sont inférieures à 2 mgal. Les directions principales sont de N030° à N050° pour N5 et N6, de N090° à N140° pour N7 et N8, et de N060° pour N9. Au Nord de la zone se situent les axes N1, N2. Le premier est associé à une discontinuité majeure de direction N120° et à l'anomalie dominante du Nord de la carte. Le positionnement de l'axe N1 est approximatif du fait de la forte emprise de l'anomalie associée. L'axe N2 présente une orientation générale à N090° avec des ondulations de directions N040° et N120°, qui ressortent bien dans la cartographie de discontinuités par AIH. A l'Est, les axes N3 et N4 sont de direction N090°. Au Sud, les axes N10 et N11 marquent les fortes anomalies négatives.

Nous confrontons maintenant l'analyse structurale gravimétrique avec la carte géologique synthétique du Pays de Sault (Illustration 59). Nous plaçons les principales discontinuités (traits noirs) selon le maximum de l'AIH, et selon l'analyse de la dérivée seconde verticale de l'anomalie de Bouguer et du module du gradient horizontal (non présentés dans ce rapport). Ces discontinuités bordent les principaux axes.

Nous énumérons ci-après les observations de la carte géologique (Illustration 59) qui peuvent être utilisées pour interpréter les observations gravimétriques :

- les formations ordoviciennes à carbonifères sont systématiquement situées au sein d'anomalies positives : axes P9, P10, P3 et le Sud de P8. Elles apparaissent donc plus denses,
- le granite d'Ax-Les-Thermes et le Pluton de Quérigut sont à l'aplomb des anomalies N10 et N11. Ces granites sont moins denses,
- le massif de Bessède-de-Sault, formé majoritairement de gneiss, est situé au sein d'une anomalie positive selon P8 – il est donc vraisemblablement plus dense,
- les axes N7 et N8 et leurs discontinuités associées sont en bonne correspondance géographique avec les marbres de la zone interne métamorphique. Ceci pourrait traduire une moindre densité des marbres localement, ou un sur-épaississement local. On remarque que ces anomalies négatives sont en proximité directe avec des écailles de socle : N8 est en contact avec le massif de Bessède-de-Sault au NE et une écaille de gneiss au SW, et N7 est en contact au SW avec l'écaille de Camurac constitué de micaschistes et gneiss broyés,
- certaines discontinuités associées à l'axe N2 correspondent bien avec des failles cartographiées : il s'agit de segments du chevauchement frontal nord-pyrénéen, qui marque la limite nord de la zone d'étude,
- l'axe lourd P5 présente une direction proche des directions des anticlinaux de Pierre-Lys – Picaussel et du synclinal du Rébenty, pour sa partie ouest.

Nous énumérons ci-après les observations gravimétriques dont on ne pouvait supposer l'existence à partir des données géologiques en surface :

- les directions des axes légers N5 et surtout N6, qui sont très différentes des directions structurales de la géologie de surface : celles-ci sont en effet de N090° à N100° et se présentent sous forme d'une succession de plis. On note que l'anomalie N6 et ses discontinuités associées pourrait correspondre à l'accident pressenti mais inconnu lors de l'établissement du modèle 3D (Martel, 2015),
- l'accident dominant de direction N120° associé à la très forte anomalie négative d'axe N1 ne présente pas de manifestations observables en surface dans le secteur d'étude. Par contre

celle-ci s'apparente aux directions de l'anticlinal de Lavelanet et du chevauchement frontal nord-pyrénéen, plus au Nord-Ouest du secteur d'étude,

- la partie de la zone d'étude située immédiatement au SE de Bélesta, extrêmement plissé et faillé, est délimité par la prolongation de l'accident N120° et l'accident de direction N040° de N2 (Illustration 59). Cette zone est marquée par des valeurs d'anomalies < -3 mgal.

Une ébauche d'interprétation peut être effectuée au regard de l'analyse structurale de la carte d'anomalie résiduelle et des données de densité des formations recueillies (cf. partie 4.3.4).

Les éléments suivants sont à prendre en compte :

- les formations de socle sont généralement plus denses que les formations sédimentaires, et ressortent en positif (à l'exception des granites au sud de la zone). Leur densité a été mesurée à 2.7,
- les différents calcaires jurassiques à aptiens ont une densité comparable, de l'ordre de 2.66,
- les formations marneuses au sein de la pile sédimentaire ont une densité inférieure à celle des calcaires, elle est de l'ordre de 2.56 (Illustration 62),
- les formations du Trias, qui n'affleurent que très peu sur le terrain, alors que leur présence est supposée sous le Jurassique. Ils auraient une faible densité, de l'ordre de 2 à 2.3, car composés de gypse et de cargneules, dont les proportions relatives restent à définir,
- la densité mesurée des marbres de la zone interne métamorphique est de 2.66, comparable à celle des calcaires.

A la lumière de ces informations, l'interprétation suivante peut-être formulée :

- les anomalies lourdes P5, P6, P7 et P8 seraient la signature d'un socle peu profond sous les formations sédimentaires. Ceci est conforté par la continuité des axes lourds passant par le massif de Bessède-de-Sault qui se prolonge vers le Nord (P7) et vers le Sud (P8),
- l'anomalie négative N6 peut être la signature d'un approfondissement du socle, associée ou non à une surépaisseur de Trias plus ou moins forte en fonction de la nature du socle formant le soubassement, ces deux phénomènes menant à des anomalies négatives,
- les discontinuités liées à N6 et leur prolongement vers N2 pourraient correspondre à l'accident pressenti lors de l'établissement du modèle 3D (Martel, 2015) mais non cartographié dans la littérature, Cet accident (et la différence de sédimentation E-O associée) pourrait être à l'origine de la dichotomie des directions tectoniques entre l'Est et l'Ouest du plateau d'Espezel,
- les anomalies négatives N8 et N7 au sein de la zone interne métamorphique pourraient marquer des surépaisseurs locales de marbre, ou de fortes hétérogénéités de composition du socle,
- l'extension de l'anomalie négative N8 sous le massif de Bessède témoigne du chevauchement de celui-ci sur la ZIM. Son extension sur la zone axiale au niveau du synclinal de Niort témoigne de l'épaisseur des terrains sédimentaires mésozoïques et paléozoïques et du chevauchement de la ZA sur la ZIM le long de la FNP,
- la discontinuité majeure de direction N120° marquerait la bordure sud d'un important bassin de flysch sous-pyrénéen situé au Nord de la zone. De plus, la présence d'une intrusion de granitoïde dans le socle hercynien est avérée au droit de l'anomalie N1 (Malzac & Rousseau, 1982 ; Barnolas et Chiron, 1996), son toit est contraint par forages entre 3000m et 4000 m de profondeur proche de Lavelanet, et son mur serait à 19 km de profondeur. La

présence de flysch sénonien est avérée par les forages. Ainsi, l'anomalie N1 serait la superposition de l'effet gravifique des flysch et du granite profond.

4.2.3. Conclusions

258 stations gravimétriques ont été levées sur le plateau de Sault (Aude et Ariège) dans le but de clarifier le schéma structural de la région, et d'apporter des contraintes au modèle géologique 3D existant.

La dichotomie entre l'Est et l'Ouest du plateau, telle que mise en évidence par les observations géologiques structurales, est bien présente sur la carte d'anomalie résiduelle. Une anomalie négative centrale, d'orientation N040°, jusqu'alors non cartographiée, délimite la partie ouest et Est du plateau. La partie orientale est dominée par des anomalies lourdes, interprétées comme marqueurs d'un socle peu profond, alors que la partie occidentale comporte des anomalies négatives, marquant un socle plus profond. Des anomalies négatives bien circonscrites sont relevées au niveau de la zone interne métamorphique, qui pourraient rendre compte d'épaisseurs importantes de marbre localement. Une discontinuité majeure de direction N120° est relevée au Nord-Ouest de la zone d'intérêt.

Pour la suite, le modèle 3D va être mis à jour en tenant compte des observations structurales gravimétriques, et sa géométrie sera affinée avec comme contrainte l'anomalie résiduelle présentée dans ce rapport.

4.3. ESTIMATION DES DENSITES DES FORMATIONS GEOLOGIQUES MODELISEES

4.3.1. Collecte et préparation des échantillons

Les formations géologiques modélisées ont été échantillonnées sur le terrain lors de la campagne gravimétrique par Lucile Martel, employée comme technicienne pour la campagne géophysique. Les sites prélevés ont été choisis en concertation avec Bernard Monod, ingénieur géologue au BRGM, afin d'avoir des échantillons dont l'identification est fiable et dont la répartition est relativement large sur la zone d'étude (Illustration 60). Des échantillons sains ont bien sûr été privilégiés pour limiter les modifications de densité dues à l'altération.

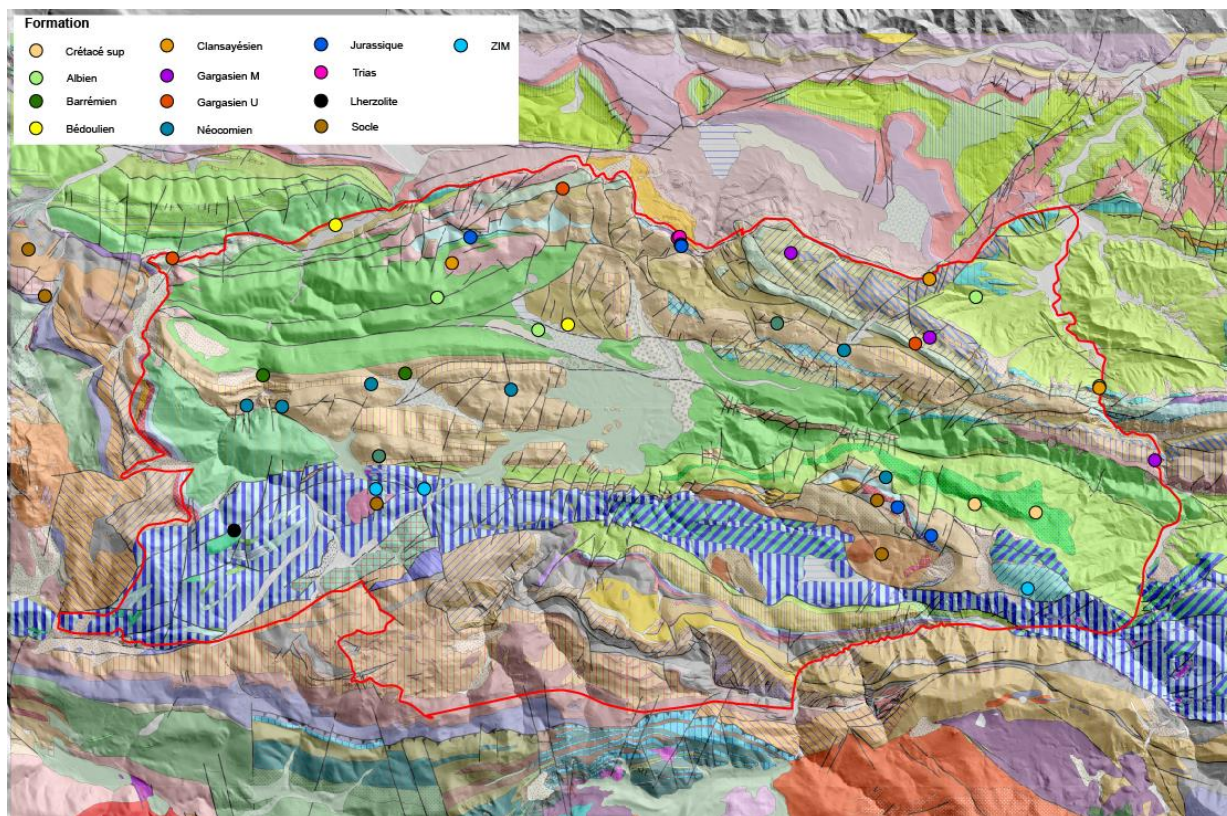


Illustration 60 – Distribution géographique des échantillons prélevés pour les mesures de densité

4.3.2. Principe

La détermination de la masse volumique d'une roche nécessite deux données : la masse de l'échantillon et son volume. Dans cette étude, le volume est estimé par utilisation de la poussée d'Archimède (tout objet plongé dans un liquide subit une poussée verticale de bas en haut égale au poids de liquide déplacé), car celle-ci permet de limiter les erreurs de mesures (l'estimation des volumes d'eau déplacés, utilisée par d'autres approches étant plus approximative que l'erreur lié à la précision d'une balance). Le principe est donc le suivant :

Soit P le poids réel de la roche à sec : $P = mg$, avec

- « m » la masse réelle de la roche à sec.

Soit P' le poids apparent de la roche dans l'eau : $P' = m'g$, avec

- « m' » la masse apparente de la roche dans l'eau. « m' » est donc plus faible que « m ».

Soit P_A la poussée d'Archimède : $P_A = m_L g$, avec

- « m_L » la masse d'eau déplacée.

$$P = P' + P_A \text{ donc } P_A = P - P' = mg - m'g = g(m - m')$$

$$\text{et } g(m - m') = m_L g \text{ d'où } m_L = m - m'$$

Comme nous utilisons de l'eau douce (dont on considèrera que la masse volumique est de 1g/mL), la masse d'eau déplacée m_L nous donne donc le volume d'eau déplacé par l'échantillon de roche immergé, donc le volume « v » de cet échantillon. Il suffit donc de mesurer la masse à sec de l'échantillon, puis sa masse apparente dans l'eau pour connaître facilement le volume de l'échantillon.

4.3.3. Protocole expérimental

Le protocole expérimental a été établi avec la collaboration d'Hubert Haas, ingénieur géologue au BRGM, et les mesures ont été réalisées par Lucile Martel et Cécile Allanic.

1. **Mettre les échantillons dans le dessiccateur**, environ une dizaine d'échantillons.
Faire attention à ce que le sommet des échantillons se situe à environs 1cm du haut du dessiccateur. En effet, ceux-ci seront immergés, par la suite.
2. **Activer la pompe** pour mettre les échantillons sous vide – 24 heures
La jauge de pression doit descendre dans le négatif, pour cela il faut ouvrir le robinet en verre le plus proche de la pompe. Fermer le robinet. Laisser la pompe tourner.
3. **Noyer les échantillons** – 24 heures
Insérer de l'eau déminéralisée dans le réservoir et ouvrir le robinet jusqu'à ce que les échantillons soient entièrement immergés.
4. **Mettre sous pression atmosphérique** – 24 heures
Ouvrir le robinet en verre. La pression doit remonter doucement
5. **Réalisation des mesures.**

Mesures à saturation

Placer un seau d'eau (à T° ambiante) au centre du chariot (Illustration 61). Placer le panier dans le seau et faire passer le dispositif rattaché à travers le trou. Positionner les tiges dans le dispositif en les callant grâce aux vis. Placer les cales de chaque côté du trou et mettre la balance dessus, faire le niveau. Faire la tare.

Sortir l'échantillon du dessiccateur et le placer au centre du panier de manière à garder le panier droit.

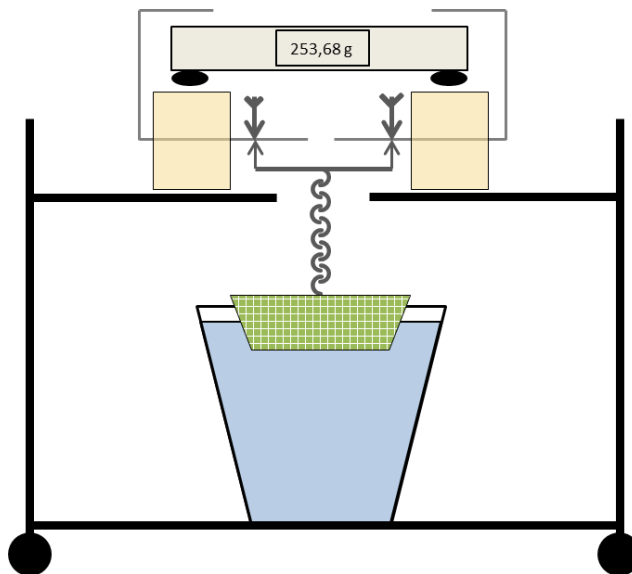


Illustration 61 – Installation permettant l'estimation des densités des échantillons

Mesures hydratées

Essuyer les échantillons à l'aide du chiffon éponge et peser.

4.3.4. Résultats

Les masses volumiques obtenues pour chaque formation montrent une bonne concordance, malgré le nombre assez faible d'échantillons par famille (Illustration 62). En effet, les écarts-type sont tous inférieurs à 0.09 (pour le socle). Les coordonnées et la description de ces échantillons se trouvent dans le tableau en annexe 2 de ce rapport.

Les roches du Trias sont à considérer à part. Leurs zones d'affleurement relativement restreintes sur la zone d'étude n'ont permis de collecter que 2 échantillons, un avec un faciès évaporitique et l'autre avec un faciès cargneulisé. Le premier a dû être induré²² pour les mesures pour être sûr de ne pas perdre de matériel entre les pesées. Les deux densités obtenues sont très variables : 1.45 pour le faciès évaporitique et 2.59 pour le faciès cargneulisé.

Le reste des lithologies mesurées présentent quant à elles des variations assez faibles. On distingue principalement le groupe des calcaires urgoniens et calcaires avec des densités entre 2.65 et 2.67 avec des écarts-type faibles compris entre 0.01 et 0.03. Le groupe des formations marneuses (Albien, Gargasien marneux, Bédoulien) présentent des densités un peu plus faibles, respectivement 2.45, 2.55, 2.49 avec des écarts-type de 0.03 à 0.08, un peu plus élevés que les calcaires.

La densité moyenne pour les formations de socle mesurées est de 2.67 ± 0.09 , celle de la ZIM de 2.64 ± 0.03 et celle des Iherzolites de 2.60 ± 0.05 . Ces valeurs sont très proches, surtout si l'on considère l'écart-type, ce qui signifie que ces formations vont être très difficilement individualisables avec les données de gravimétrie (cf. partie 4.2.2). A noter que les Iherzolites présentent une densité moyenne très faible par rapport à ce que l'on connaît dans la littérature. Cette valeur est très probablement due à des processus de serpentinitisation. En effet, celle-ci s'accompagne d'une augmentation de volume des minéraux : sa densité diminue donc avec le degré de serpentinitisation. Cette densité de 2.6 n'est donc pas aberrante (elle est également

documenté autour de 2,5 – 2,6 pour les péridotites du Chenaillet ou celles du col des Bagenelles dans les Alpes).

Formation	Masse volumique apparente moyenne (g/cm ³) pores remplis d'air	Ecart-type	% Porosité moyenne	Ecart-type2	Nb valeur
Crétacé sup	2,63	0,04	2,12	1,41	3
Albien	2,45	0,08	8,16	3,19	4
Clansayésien	2,65	0,01	1,10	0,39	3
Gargasien M	2,55	0,06	4,66	2,58	3
Gargasien U	2,67	0,01	0,59	0,28	3
Bédoulien	2,49	0,03	7,59	1,70	2
Barrémien	2,65	0,03	1,69	1,17	5
Néocomien	2,66	0,02	0,89	0,59	6
Jurassique	2,66	0,03	1,43	1,97	5
Trias	2,02	0,81	2,67		2
Socle	2,67	0,09	3,00	1,37	5
ZIM	2,64	0,03	2,08	1,93	3
Lherzolite	2,60	0,05	6,03	1,88	2

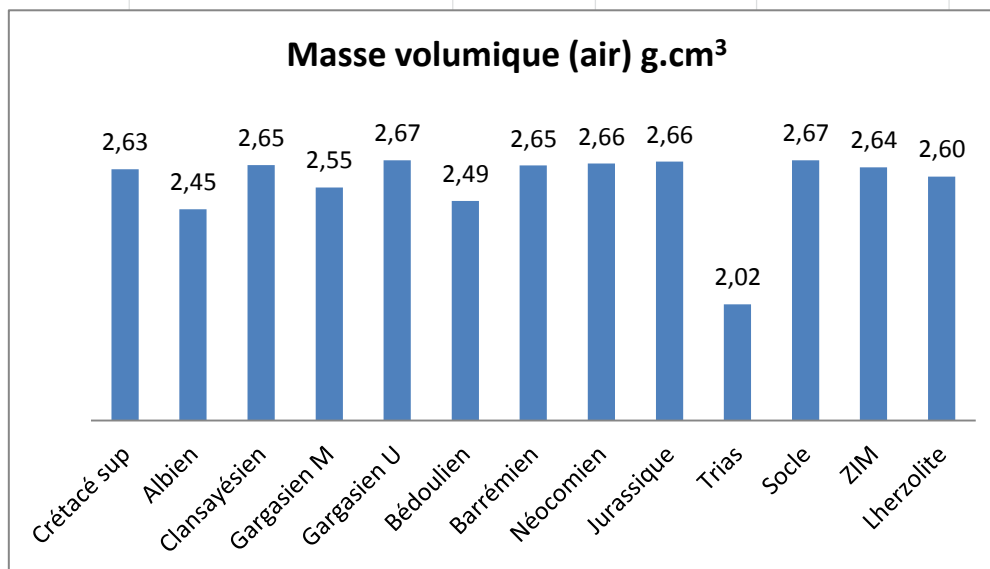


Illustration 62 – Masse volumique (g.cm³) des formations géologiques échantillonnées sur le terrain (en considérant les pores remplis d'air)

4.4. COMPARAISON AVEC LE MODELE GEOLOGIQUE 3D

4.4.1. Méthodologie

Le calcul direct

Il existe une infinité de modèles que l'on peut construire à partir des données de surface même associées aux quelques données ponctuelles en profondeur. Il s'agit de confronter le modèle obtenu au champ gravimétrique mesuré. Le modèle géologique fournit une répartition spatiale des différentes unités géologiques. En attribuant une densité moyenne à chaque unité, on est

capable à partir d'un modèle géologique (ramené donc à une distribution de densités) de calculer son effet gravimétrique (g) à n'importe quel endroit de la surface de la terre (Okabe, 1979). En pratique le modèle est discrétisé en cubes élémentaires de petite dimension, appelés voxels. Chaque voxel prend la densité de la formation dans laquelle il est échantillonné. En n'importe quel point de l'espace et particulièrement sur la topographie, on somme les effets gravimétriques de tous les cubes pour obtenir l'effet gravimétrique global du modèle en ce point. En répétant cette sommation sur différents points de la topographie, on obtient une carte d'anomalie gravimétrique dite « calculée » au sens où il s'agit de l'anomalie théorique produite par le modèle. Cette anomalie est celle que l'on observerait si le sous-sol était en tout point identique à notre modèle ... Ce qui n'est évidemment pas le cas.

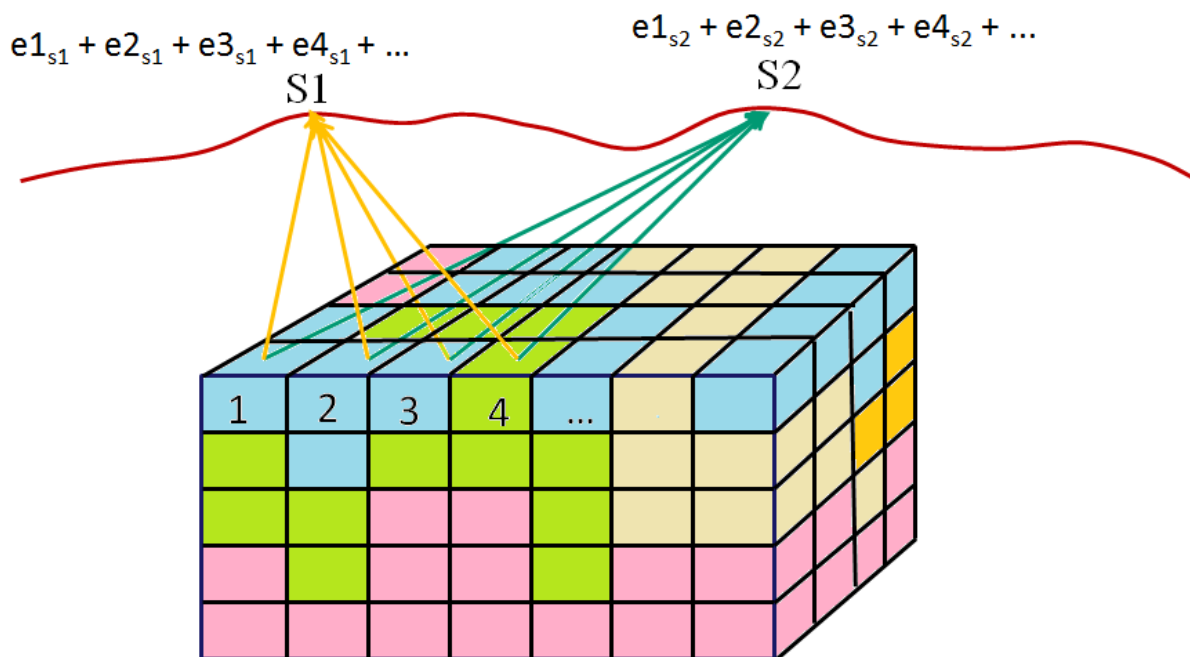


Illustration 63 – Calcul de l'anomalie gravimétrique à partir du modèle géométrique. Les densités dans chaque cellule sont affectées en fonction de la formation géologique à laquelle elles appartiennent.

Par ailleurs, on dispose d'une carte de l'anomalie gravimétrique « mesurée » dite anomalie de Bouguer c.à.d. à laquelle on a retiré les effets des masses environnantes, corrections topographiques, effets régionaux, afin qu'elle soit comparable à celle que l'on peut calculer dans notre modèle.

L'analyse des différences entre les deux cartes (écart) doit permettre de discuter la validité du modèle au regard de la distribution des masses en profondeur et éventuellement d'apporter des corrections au modèle (Courrioux et al., 2001 ; Martelet et al., 2004 ; Joly et al., 2008, 2010 ; Schreiber et al., 2010 ; Husson, 2013)

Les sources d'écart entre les deux cartes peuvent être de plusieurs natures.

- (1) De nature géométrique c.à.d. liées à la position des couches en profondeur.
- (2) Le fait que certaines unités n'aient pas été prises en compte dans le modèle.
- (3) Des densités incorrectes pour les unités
- (4) Des hétérogénéités de distribution des densités à l'intérieur des unités géologiques.

Avant de procéder à l'inversion gravimétrique, il est nécessaire de passer par cette étape. Ce calcul permet de vérifier au premier ordre si le modèle 3D géologique est un modèle potentiellement plausible et dans ce cas de passer à l'étape d'inversion.

L'inversion gravimétrique

L'inversion gravimétrique permet de vérifier si le modèle 3D construit peut entièrement expliquer la gravimétrie enregistrée sur la zone d'étude, avec les valeurs de densités choisies a priori. Il n'existe pas de modèle unique qui satisfasse le jeu de données géologiques et son effet gravimétrique. Une méthode d'inversion probabiliste utilisant l'échantillonnage de type Monte Carlo est utilisée pour explorer l'espace des modèles possibles (Metropolis and Ulam, 1949 ; Metropolis et al., 1953 ; Mosegaard and Tarantola, 1995 ; Bosch et al., 2001 ; Guillen et al., 2008).

La méthode consiste à perturber chaque voxel de façon aléatoire et ne retenir que les perturbations qui réduisent l'écart entre l'anomalie mesurée et calculée. Les modifications de densité sont effectuées par échantillonnage aléatoire à l'intérieur de la loi de distribution donnée pour chaque unité géologique (moyenne, écart-type).

Pendant le processus d'inversion, on a le choix de fixer la géométrie et de permettre seulement les variations de densité, ou fixer les densités et ne permettre que des variations géométriques, ou tous les intermédiaires entre les deux.

Cette méthode permet d'obtenir une description probabiliste des objets géologiques. Elle fournit non seulement un modèle mais également une distribution des probabilités sur l'espace des modèles grâce à l'échantillonnage des différentes solutions possibles. Parmi celles-ci le modèle "plus probable" ou "meilleur" peut être identifié (Tarantola, 2006).

4.4.2. Résultats

Le résultat du problème direct est donné sous forme d'une carte interactive ; le « misfit » est l'écart entre la grille du champ gravimétrique de l'anomalie résiduelle et la grille du champ gravimétrique calculé à partir du modèle (Illustration 64). On repère ainsi les zones géographiques du modèle en adéquation avec le champ gravimétrique et celles qui présentent des disparités plus ou moins importantes avec celui-ci. Dans les zones où les valeurs de gravimétrie calculée sont trop différentes des valeurs gravimétriques de l'anomalie résiduelle, on considère que la géométrie du modèle est à revoir.

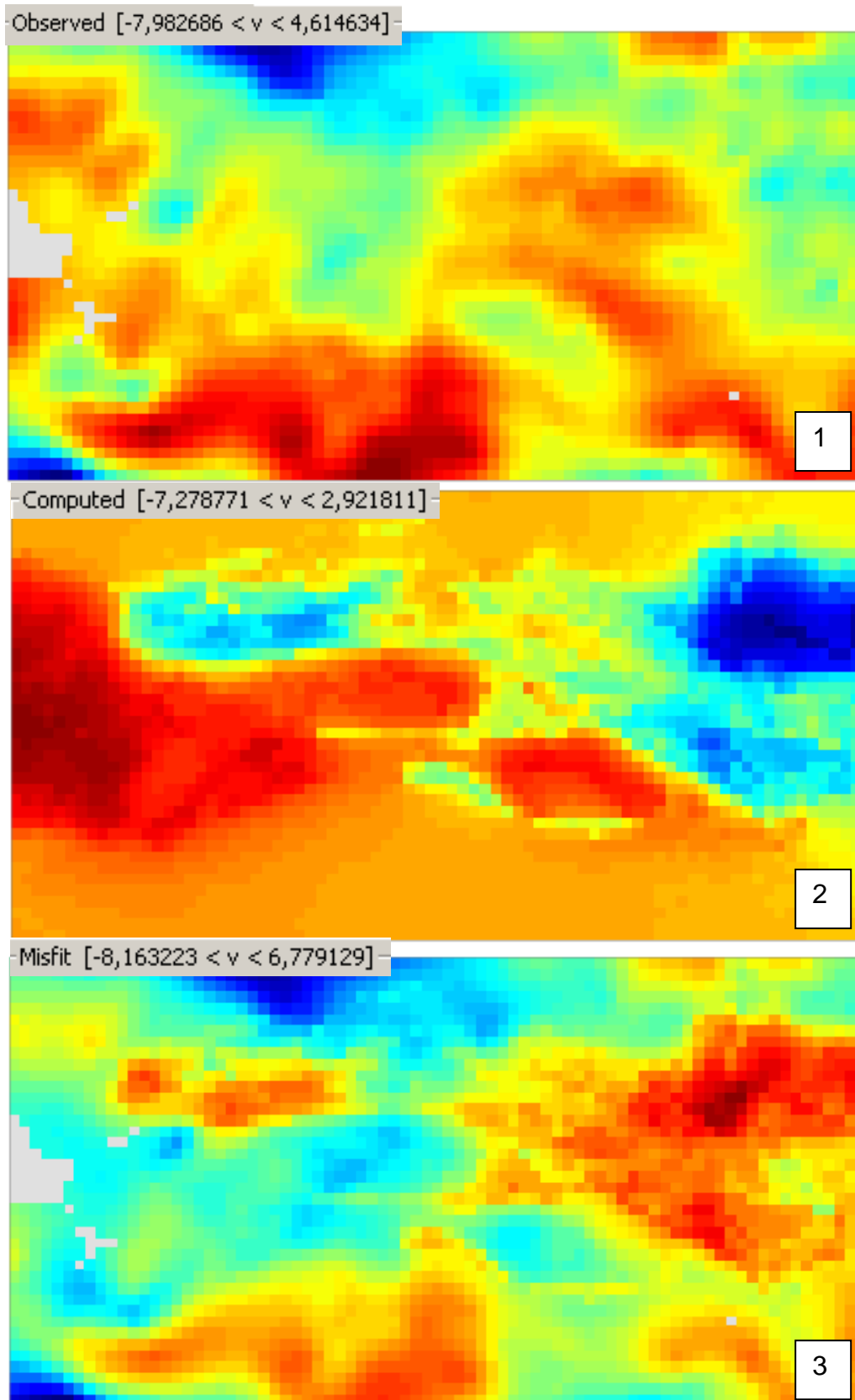


Illustration 64 – Cartes gravimétriques avant les mises à jour, de 1) l'anomalie résiduelle, 2) du modèle (sans Trias) et 3) de la différence entre les deux. L'échelle de couleur, valable pour les 3 cartes est donnée en mgal.

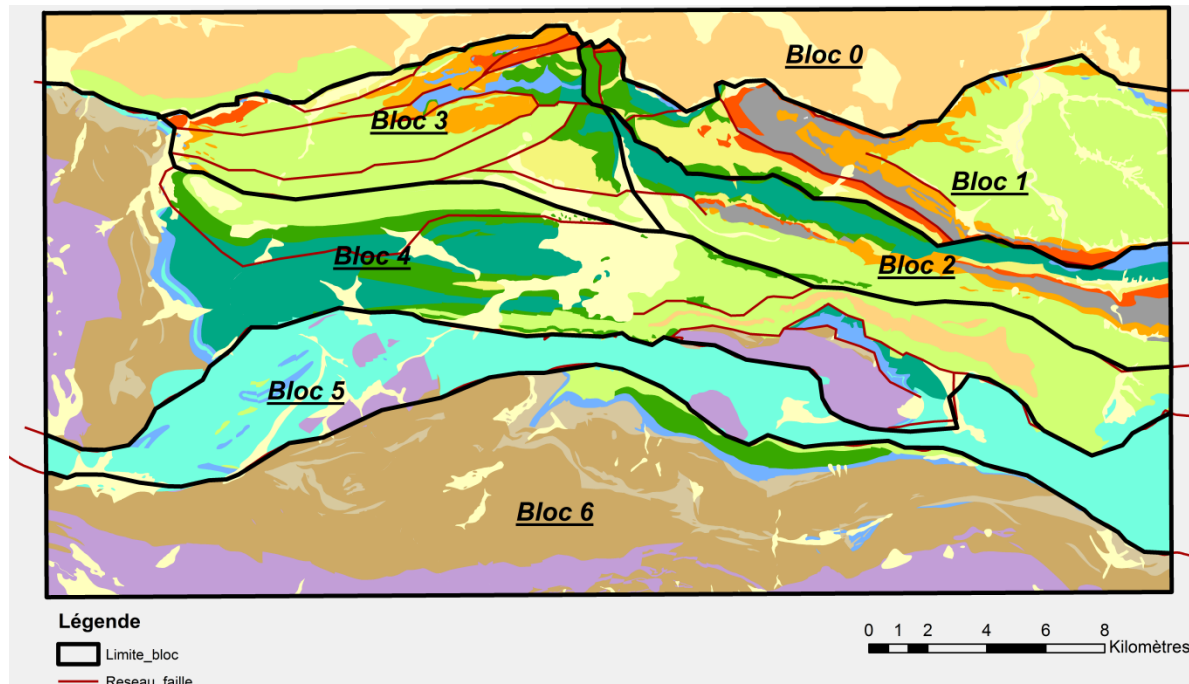


Illustration 65 – Blocs utilisés pour la modélisation géologique.

Pour le modèle géologique du Plateau de Sault, le calcul direct a permis de mettre en évidence des zones où la différence gravimétrie mesurée/calculée est notable. Les sédiments du Trias évaporitique ne font pas partie du calcul direct dans l'illustration 64 car leur présence/absence, étant donné les densités très faibles, a un fort impact sur le calcul direct. En effet, si on considère que les charnières anticlinales sont toutes des zones où le Trias évaporitique a flué et s'est accumulé en grandes épaisseurs (coupe 2, Illustration 8), on obtient des anomalies gravimétriques très négatives qui ne correspondent pas au signal mesuré. Deux temps de réflexion sur les géométries des structures ont donc été menés : un premier sans considérer le Trias et un deuxième avec. La question de l'hétérogénéité du socle est également omniprésente. En effet, si la nature du socle oscille entre des granites ou des gneiss, les densités peuvent également varier, respectivement, de ~ 2.5 à ~ 2.65 . Etant donné le manque d'informations sur ces potentielles hétérogénéités du socle, cette question ne sera pas résolue ici et restera une inconnue du système. Les structures superficielles ayant plus d'influence sur la réponse gravimétrique, les corrections sur la couverture sédimentaire et l'architecture du socle ont donc été privilégiées. On détaille ci-après les mises à jour testées par blocs du Sud au Nord (Illustration 65).

Bloc 6

Les terrains précambriens à ordoviciens sont identifiables par l'anomalie gravimétrique positive mesurée et calculée. Les anomalies négatives que l'on distingue à l'extrême Sud de la zone (Illustration 64-1), correspondent parfaitement aux limites des granites d'Ax-les-Thermes à l'Ouest, et du Quérigut à l'Est. Ces deux entités géologiques « plus légères » ne peuvent figurer sur la réponse directe du modèle 3D puisqu'elles n'ont pas été modélisées (contraintes aux limites).

La couverture sédimentaire mésozoïque du synclinal de Niort, au Nord de la ZA, est également bien marquée par une réponse négative plus prononcée dans le modèle direct calculé. Il conviendra donc d'en limiter les épaisseurs dans les corrections effectuées.

Bloc 5

Le bloc 5, qui modélise la ZIM, possède une réponse hétérogène dans la gravimétrie mesurée : sa réponse est très négative dans le secteur occidental de la zone d'étude et dans le secteur de Bessède-de-Sault. Néanmoins, les limites des anomalies s'accordent avec les limites cartographiques. Il conviendra donc de tester 2 hypothèses :

- une base de ZIM qui varie verticalement en profondeur (à priori avec une grande amplitude ?),
- des hétérogénéités de socle plus léger par endroits.

Si l'on considère une inversion gravimétrique, dans laquelle on fixe les géométries pour ne faire varier que les densités, on obtient alors un modèle de distribution de densités au travers duquel on peut réaliser des coupes. Dans la coupe sud-nord présentée sur l'illustration 66, les densités attribuées aux voxels du socle sous la ZIM (bloc 5) passent de 2.64 (valeur initiale mesurée cf. §4.2.2 p.92) à une moyenne de $d \sim 2.45$ pour permettre au modèle de converger. Une telle différence marque effectivement soit un déficit d'épaisseur de la ZIM, soit un socle plus léger que ce qui a été échantillonné dans les pointements de socle pour les mesures de densité, soit une combinaison des deux. On a privilégié la première hypothèse pour les mises à jour (Illustration 68).

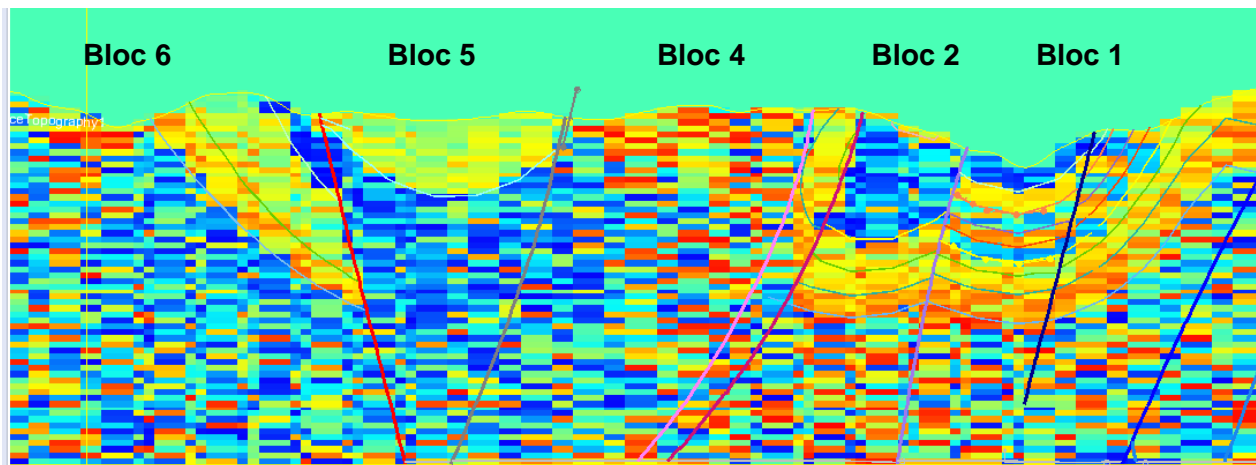


Illustration 66 – Coupe Sud-Nord (le Sud étant à gauche) à travers le modèle de distribution de densités, résultat d'une inversion gravimétrique pour laquelle la géométrie du modèle a été considérée fixe (seules les valeurs de densité s'ajustent au sein de chaque formation selon leur loi probabilistique de densité)

Si on considère une épaisseur de ZIM plus importante, il est à noter que les pointements de socle observés sur la carte géologique (Monod, 2015) ne sont vraisemblablement pas enracinés et représentent plutôt des enclaves de socle dans une matrice de ZIM.

Le massif de Bessède-de-Sault, au Nord de la ZIM, et le massif du Saint-Barthélemy à l'Ouest, présentent une signature positive sur la réponse gravimétrique mesurée et calculée.

Bloc 4

Comme mentionné dans la partie 4.2.2 (Résultats de l'acquisition gravimétrique), la gravimétrie mesurée ne retranscrit pas la structuration E-W, figurée sur la carte géologique, notamment au niveau de l'anticlinal du bois de la Benague. En effet, le signal gravimétrique mesuré est plus fort à l'Ouest de l'anticlinal qu'à l'Est. L'anomalie négative à l'Est, recoupant toutes les

structures géologiques cartographiées, apparaît dans le prolongement de l'anomalie de Bélesta détaillée dans le paragraphe suivant (bloc 3). Le calcul direct donne quant à lui une anomalie positive calée sur l'anticlinal puisque celui-ci était représenté comme un pli cylindrique coffré à cœur de socle ou trias (le calcul direct est ici réalisé sans présence de Trias d'où la réponse positive).

Si on considère que : 1) la gravimétrie mesurée met en évidence une anomalie NE-SW, 2 km à l'Est du plateau d'Espezet (anomalie N6 cf. 4.2.2), difficilement compatible avec les structures de surface, et que 2) cette zone a également été difficilement modélisable (à moins d'ajouter des contraintes assez fortes), l'hypothèse du passage d'une faille aveugle NE-SW sous le plateau d'Espezet semble être une structure possible pour expliquer la gravimétrie.

Ces deux hypothèses ont été testées via leur réponse avec le calcul direct et l'hypothèse de la faille a été retenue car elle imposait moins de points de contraintes à mettre dans le modèle.

Bloc 3

Au niveau du bloc 3, la réponse gravimétrique calculée apparaît plus légère que la réponse mesurée dans le bassin de Fougax (Illustration 64). Etant donné que les marnes de l'Albien, présentes à l'Ouest, ont des densités un peu plus faibles ($d \sim 2.45$) que les calcaires majoritairement présents à l'Est, il est possible que l'épaisseur du bassin ait été surestimée. Ce contraste de densité ne correspond pas à la différenciation gravifique mesurée entre l'Ouest du bassin, à anomalie faiblement négative (-0,5 mgal), et l'Est à anomalie plus fortement négative (-3,5 mgal). Sous le secteur de Bélesta, au nord-est du bloc, on constate que cette forte anomalie négative est en fait le prolongement de l'anomalie négative majeure N1 (avec une amplitude de -10 mgal) présente au Nord du Chevauchement frontal nord pyrénéen (Illustration 58 et Illustration 59). Cette anomalie régionale parallélépipédique transcrit la présence d'une grande structure sous-jacente qui vient s'amortir dans le soubassement du bloc 3 (à priori sous le chevauchement frontal, Illustration 8) avec une orientation N120°.

Le bloc 0 ne comportait pas de structures modélisées (en dehors de la zone d'étude) et s'était donc vu attribuer une densité moyenne qui ne permettait pas de reproduire ces différences de masses. Dans les mises à jour, une faille N120° limitant un bassin de « flysch noir » avec des densités plus faibles autour de 2.55 ont été ajoutés, la terminaison de ce bassin se trouvant sous le chevauchement frontal pyrénéen (bloc 3) (Illustration 68).

Bloc 2

Dans le bloc 2, la correspondance du calcul direct avec la gravimétrie mesurée est assez cohérente et ne nécessitera que quelques ajustements. En effet, l'axe lourd P5 présente une direction proche des directions de l'anticlinal de Pierre-Lys – Picaussel et du synclinal du Rébenty-Belvis, pour sa partie ouest. Cette réponse positive apparaît très comparable à celle observée au niveau du socle de Bessède. Même si on identifie mal la structure synclinale du Rébenty-Belvis, ceci signifierait que le socle est dense, plus ou moins proche de la surface et le Trias peu épais dans cette zone. Les argiles à évaporites n'assureraient plus le rôle de niveau de décollement et une tectonique de socle est proposée.

Bloc 1

Le bloc 1, constitué majoritairement par le bassin de Quillan, présente, après calcul direct du modèle 3D, une réponse gravimétrique plus légère que l'anomalie mesurée (Illustration 64).

L'inversion gravimétrique confirme la probabilité d'avoir des densités plus faibles au niveau du bassin de Quillan, surtout au Nord (Illustration 67). La profondeur de ce bassin est tout de même attestée par un forage profond traversant 1000 m de marnes albiennes (forage BSS 10775X0078) avant de passer dans les niveaux de calcaires urgoniens du Clansayésien. L'origine de cette différence peut se situer dans une géométrie en « touches de piano » de la base du bassin et/ou dans des hétérogénéités de socle. La première hypothèse a été privilégiée dans les mises à jour effectuées, ce qui implique une base de la couverture albiennaise soit discontinue car découpées par des failles, soit plissée au-dessus des touches de piano.

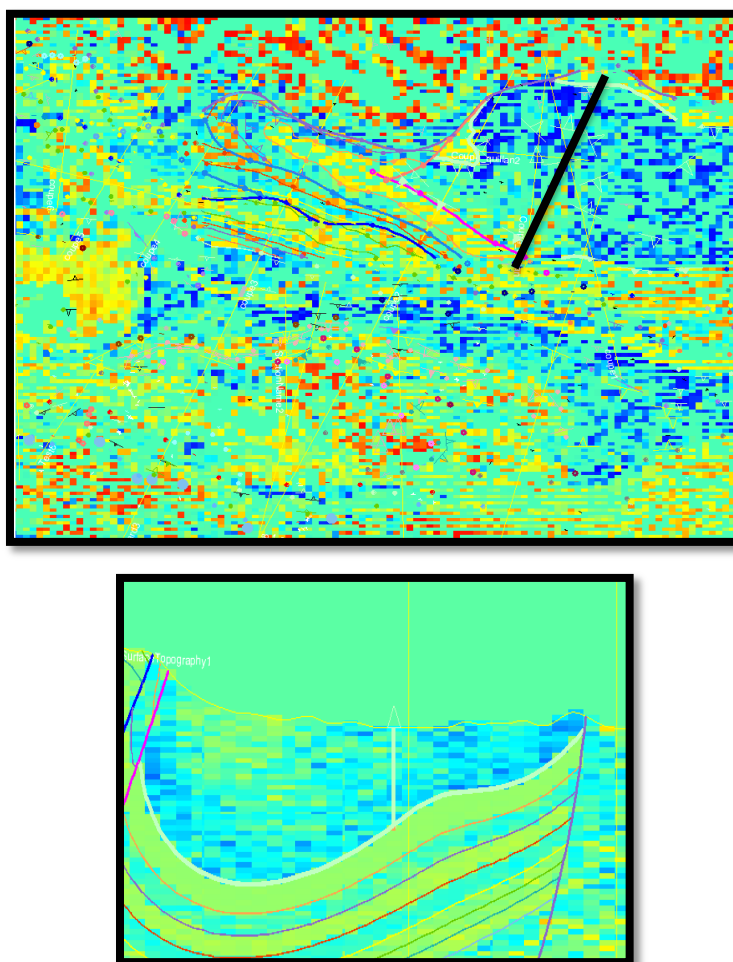


Illustration 67 – Secteur de Quillan (bloc 1) : modèle de distribution de densités, résultat d'une inversion gravimétrique pour laquelle la géométrie du modèle a été considérée fixe (seules les valeurs de densité s'ajustent au sein de chaque formation selon leur loi probabilistique de densité). En haut : carte ; En bas : coupe

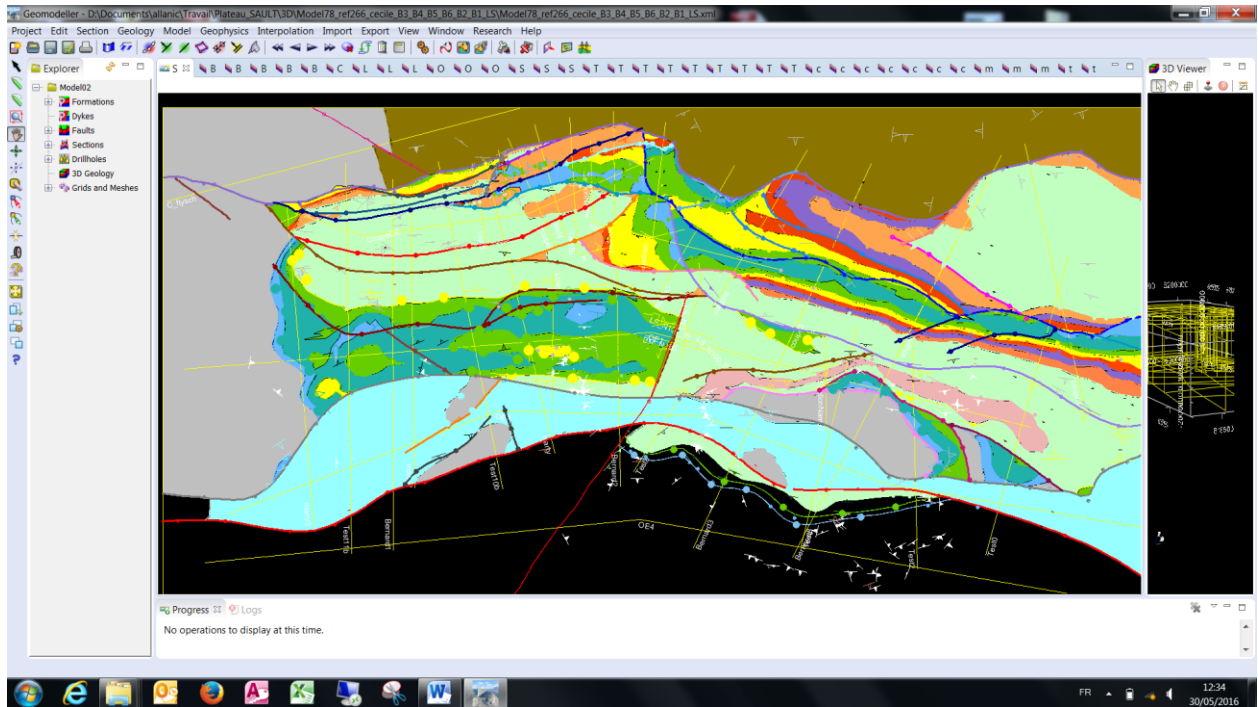


Illustration 68 – Intersection du modèle géologique avec la topographie après les mises à jour effectuées.

Le résultat du calcul direct de la réponse gravimétrique après plusieurs mises à jour est présenté en Illustration 69. L'erreur entre le calcul direct et la gravimétrie mesurée a été réduite, surtout sur les parties sud et nord-ouest mais mériterait encore d'être améliorée, comme par exemple, sur la partie nord de Quillan (bloc 0, en dehors de la zone d'étude) où le bassin de flysch doit être limité (par une faille aveugle N40° ?).

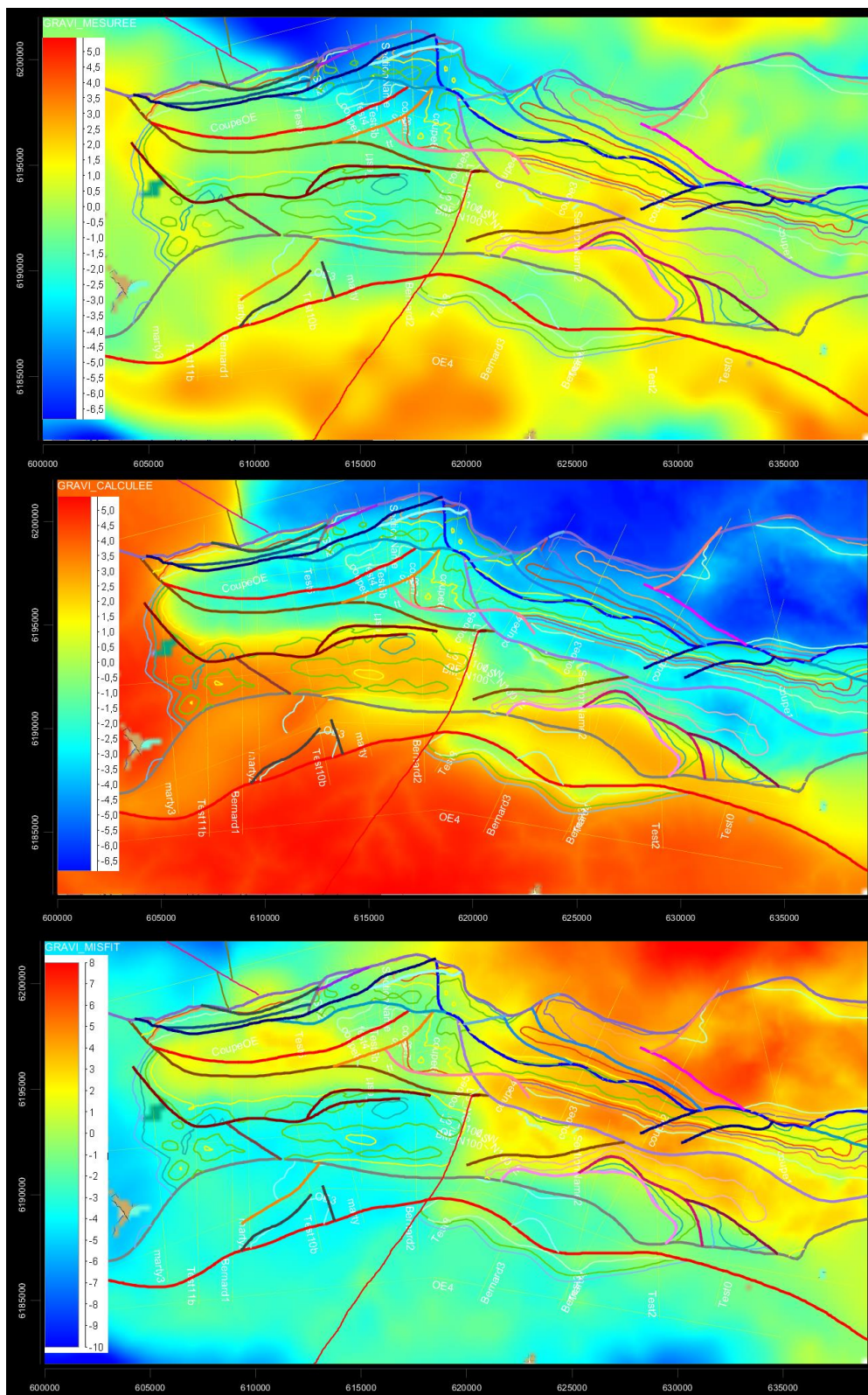


Illustration 69 (page suivante) – Cartes gravimétriques de 1) la Résiduelle, 2) du modèle 3D et 3) de la différence entre les deux. L'échelle de couleur, valable pour les 3 cartes est donnée en mGal

4.5. DISCUSSION SUR LA STRUCTURE DES TERRAINS DE LA ZONE NORD-PYRENEENNE

La ZNP présente une réponse gravimétrique très différente à l'Est et à l'Ouest du méridien d'Espezel dans des terrains pourtant similaires présentant une alternance de calcaires et de marnes mésozoïques. Les directions des axes d'anomalies gravimétriques lourdes et légères étant sécants par rapport aux structures géologiques cartographiées, l'interprétation des données doit donc impliquer des causes profondes sous la couverture plissée. A l'Ouest, la succession de plis (anticlinal du bois de la Benague, synclinal de Perrucel, anticlinal de Roquefeuil) implique une remontée de socle peu dense (carbonates du Dévonien) associé à des bourrages d'argiles triasiques. A l'Est au contraire, la succession de l'anticlinal de Pierre-Lys-Picaussel et du synclinal du Rébenty-Belvis implique un socle dense, qui prolonge vers le Nord le massif de Bessède-de-Sault, couronné par de faibles épaisseurs de Trias. Cette différenciation justifie la présence d'un accident profond d'orientation subméridienne au niveau du méridien d'Espezel.

Le bassin de Fougax est profond d'après les observations géologiques et donc représenté comme tel sur les coupes (500 à 1000 m Illustration 7). L'épaisseur des marnes de Fougax qui le constituent a été réduite dans le modèle géologique 3D d'après les résultats des calculs directs et calculs d'inversion avec les données gravimétriques. Deux explications peuvent être apportées pour expliquer cette divergence sur la structure du bassin. Les formations sont peut-être plus intensément plissées, les observations de terrain n'ayant pas permis d'identifier avec précision la polarité des séries. Il semble alors possible que certains plans de stratification mesurés soient en fait des plans de schistosité, ce qui autoriserait à positionner la base des marnes albiennes plus en surface. La présence de l'axe léger majeur N1 (Illustration 58), orienté N120° alors que les structures géologiques sont orientées N060°, dont les causes sont situées plus profondes que le bassin de Fougax d'après les données de forages (cf. parties 2.3.2 et 4.4.2), vient perturber la réponse gravifique du bassin au-dessus du niveau de décollement.

La réponse gravifique du bassin de Quillan est bien marquée par rapport à celle de la ZSSP. L'anomalie faiblement négative au Nord du CFNP exprime un bassin sédimentaire moins profond qu'entre Bélesta et Lavelanet et un chevauchement plus faible du Pays de Sault sur la ZSSP. La gravimétrie a permis de montrer 1) que les épaisseurs sédimentaires dans la partie occidentale du bassin de Quillan sont similaires à celles du bassin de Fougax, et 2) la structuration orientée E-W du bassin de Quillan. L'axe lourd P6 aligné avec le forage de la gare de Quillan traduit le dépôt de 1000 m de marnes sur une série urgonienne complète. Les axes légers au Nord (N3) et au Sud (N4) de P6 sont interprétés de deux manières différentes. Soit ils constituent des plis anticlinaux avec une épaisseur de marnes moindre et une surépaisseur d'argiles à évaporites. Cette géométrie traduit le plissement des couches urgoniennes à la faveur de chevauchement à vergence nord pouvant décaler les séries carbonatées et se branchant sur un niveau de décollement qui émerge au Nord le long du CFNP (hypothèse représentée sur l'illustration 12). Soit les axes légers constituent des plis synclinaux avec une surépaisseur de marnes sur un socle approfondi. L'axe P6 devient alors une ride anticlinale structurée par une remontée de socle. Les séries urgoniennes sont plissées et peuvent être décalées par des accidents raides. Les dépôts triasiques ne constituent plus un niveau de décollement, caractérisant ainsi une tectonique de socle qui aboutit à une géométrie en « touches de piano ».

5. Développement de la karstification et application de la méthode KARSYS

La structure des formations géologiques ayant été étudiée, le travail peut se porter sur les périodes favorables à la karstification en regard avec l'âge des dépôts des calcaires et la géodynamique, ce qui permet d'estimer l'épaisseur des formations karstifiées. Ces données ainsi que le modèle géologique 3D peuvent ensuite être utilisées du point de vue hydrogéologique pour mieux comprendre l'organisation spatiale des systèmes karstiques qui drainent le plateau, et ainsi contribuer à une meilleure connaissance du fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique des aquifères.

5.1. PERIODES FAVORABLES A LA KARSTIFICATION

La totalité des carbonates présents sur la zone d'étude, qu'ils soient métamorphiques ou non, paléozoïques ou mésozoïques, montre des signes de karstification récente, en accord avec la morphologie actuelle de plateau. Certains affleurements présentent deux générations de karstification, dont la plus récente forme des cavités verticales emplies d'argiles (Illustration 13). La cause principale de développement de la karstification est une baisse relative du niveau de base, produite soit par une baisse du niveau marin, soit par une surrection des terres émergées, soit les deux phénomènes simultanés. Au Quaternaire, le pays de Sault est concerné par les variations de l'océan Atlantique dans sa partie occidentale drainée par l'Hers et la source de Fontestorbes, et par les variations de la mer méditerranée dans sa partie orientale drainée par l'Aude, le Rébenty et la source de Fontmaure. Du point de vue tectonique, le pays de Sault se situant sur les zones nord-pyrénéenne, interne métamorphique, et axiale, il est soulevé lors de la création du relief de la chaîne pyrénéenne. Les éléments permettant de connaître les périodes favorables au développement de la karstification sont à chercher dans la paléogéographie, la géodynamique, l'eustatisme et le paléoclimat, la tectonique récente. Nous présenterons donc sur le secteur d'étude la paléogéographie en lien avec la géodynamique, ainsi que les données de la tectonique récente. Ces éléments seront croisés avec des données bibliographiques sur l'eustatisme, le climat et le potentiel de karstification.

5.1.1. Paléogéographie et géodynamique

Les dépôts argileux et évaporitiques du trias supérieur (faciès du Keuper) se sont très probablement accumulés sur un territoire couvrant l'ensemble de l'actuel domaine pyrénéen (Canérot, 2008).

Jurassique (200 à 145 Ma) : rifting de l'Atlantique central

Au Lias inférieur la zone d'étude faisait partie d'un domaine marin de plateforme proximale interne (Debrand-Passard, non publié). Au Lias moyen et supérieur, la sédimentation marine se poursuit dans le Sud (au niveau des actuelles zone interne métamorphique et zone axiale) et sur le flanc oriental du Saint-Barthélemy, mais est absente au Nord (Debrand-Passard, non publié). Après la lacune du Toarcien au Bathonien inférieur, la sédimentation de plateforme marine reprend au Bathonien supérieur (Illustration 70) jusqu'à l'Oxfordien (Peybernès, 1976). Ces terrains sont aujourd'hui souvent impossibles à dissocier en raison de leur dolomitisation, et sont donc considérés comme un même groupe carbonaté. La sédimentation marine de

plateforme était encore à l'œuvre durant le Kimméridgien au niveau de l'actuelle zone axiale où des dolomies ont pu être datées (Peybernès, 1976).

La limite Jurassique/Crétacé dans les Pays de Sault, comme sur l'ensemble des Pyrénées, est caractérisée par la présence de la « brèche limite », synchrone du développement des bauxites affleurant sur le versant nord du massif du Saint-Barthélemy, le Pech de Foix, les Corbières (Combes, 1969). Si la signification de la « brèche limite » n'est pas claire, les bauxites traduisent quant à elles une période d'émersion en lien avec une tectonique compressive rapprochant l'Europe et l'Ibérie (Illustration 71 et Canérot, 2008).

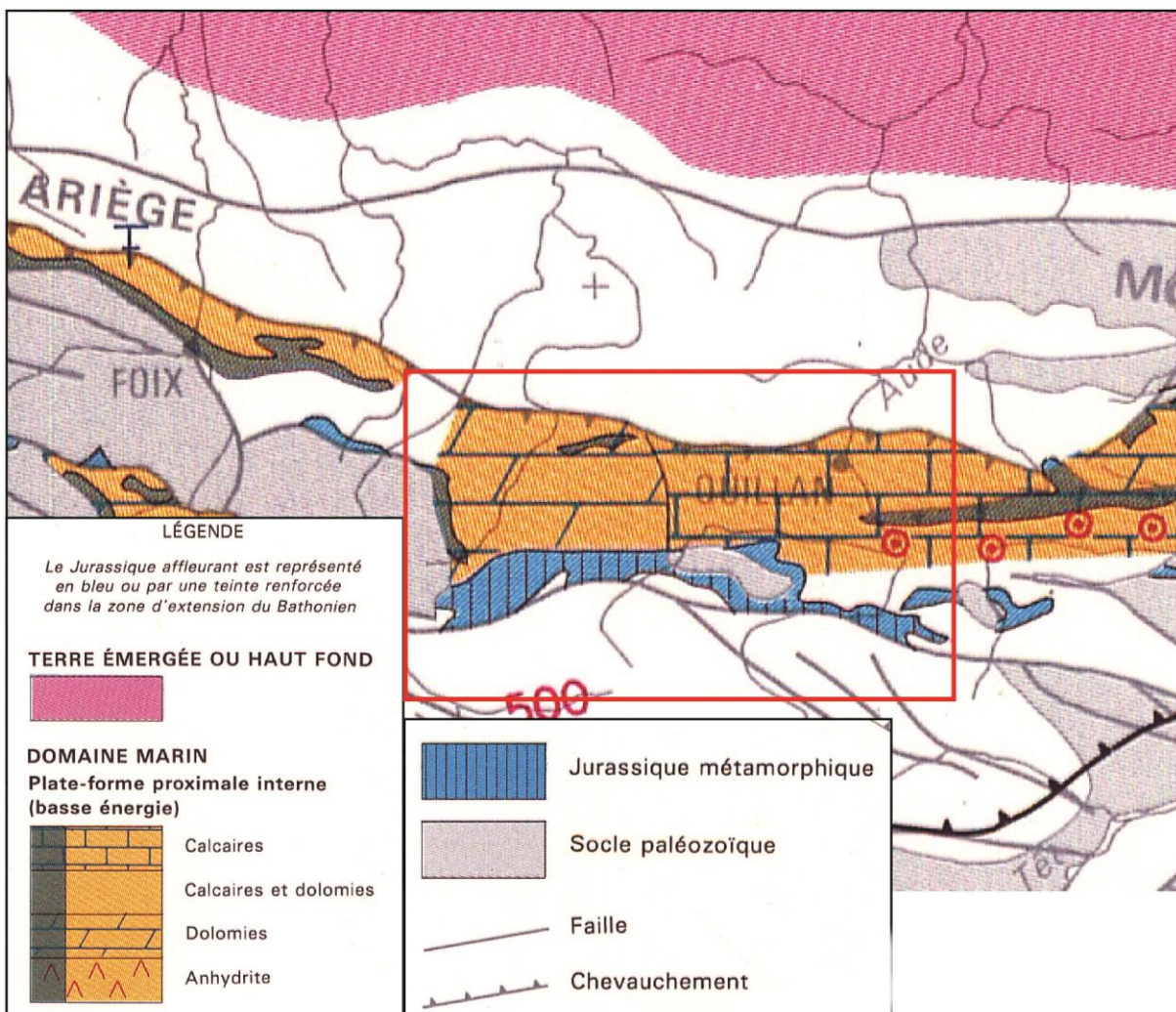


Illustration 70 – Carte de puissance, faciès et milieux de dépôt au Bathonien (168-164 Ma), modifié d'après Debrand-Passard (non publié). La zone d'étude est signalée par le rectangle rouge

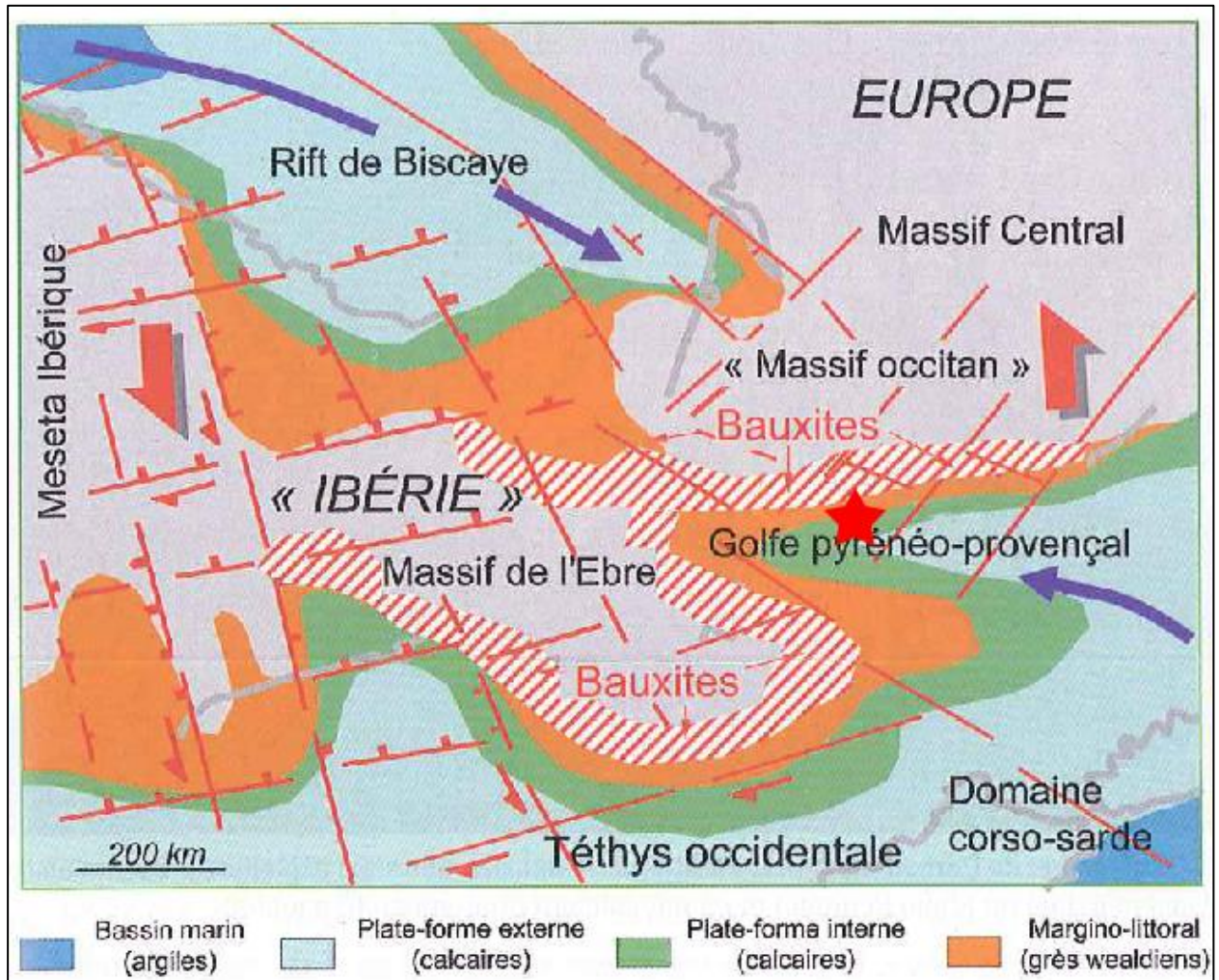


Illustration 71 – Paléogéographie du secteur pyrénéen au début de Crétacé (122 Ma), d'après Canérot (2008) modifié de Dercourt et al.(2000). Etoile rouge : position du Pays de Sault

Crétacé inférieur (145 à 99.6 Ma) : ouverture du golfe pyrénéo-provençal et ouverture du sillon pyrénéen

Cette période est d'abord marquée par l'ouverture du golfe pyrénéo-provençal (Illustration 71), autorisant la transgression de la Téthys occidentale depuis l'Est vers l'Ouest (Canérot, 2008).

La série néocomienne débute par la transgression de la mer pelliculaire du Berriasien sur les terres lagunaires du Malm, par l'intermédiaire de la « brèche limite », (Peybernès, 1976). La séquence se poursuit avec une tendance régressive jusqu'au Valanginien inférieur. Au Valanginien supérieur débute une mégaséquence transgressive qui se traduit par l'apparition des faciès calcaires « urgonoïdes » (Peybernès, 1976). La paléogéographie au Barrémien (Illustration 72) et à l'Aptien (Illustration 73) se caractérise par des transgressions et des régressions successives d'une mer de bathymétrie extrêmement variable et assez chaude. Cette fluctuation de profondeur explique l'alternance et l'incessante compétition des faciès calcaires de type « plate-forme urgonienne » et des faciès marneux de type « bassin ». Les « Marnes à Deshayesites » bédouliennes correspondent aux premiers faciès marneux et se

déposent sur l'ensemble des Pays de Sault et le bassin de Fougax. Le bassin de Quillan et le synclinal de Montmija devaient quant à eux correspondre à une zone haute côtière à cette époque puisque les premiers dépôts sont des calcaires datés du Gargasien (Bousquet, 1975).

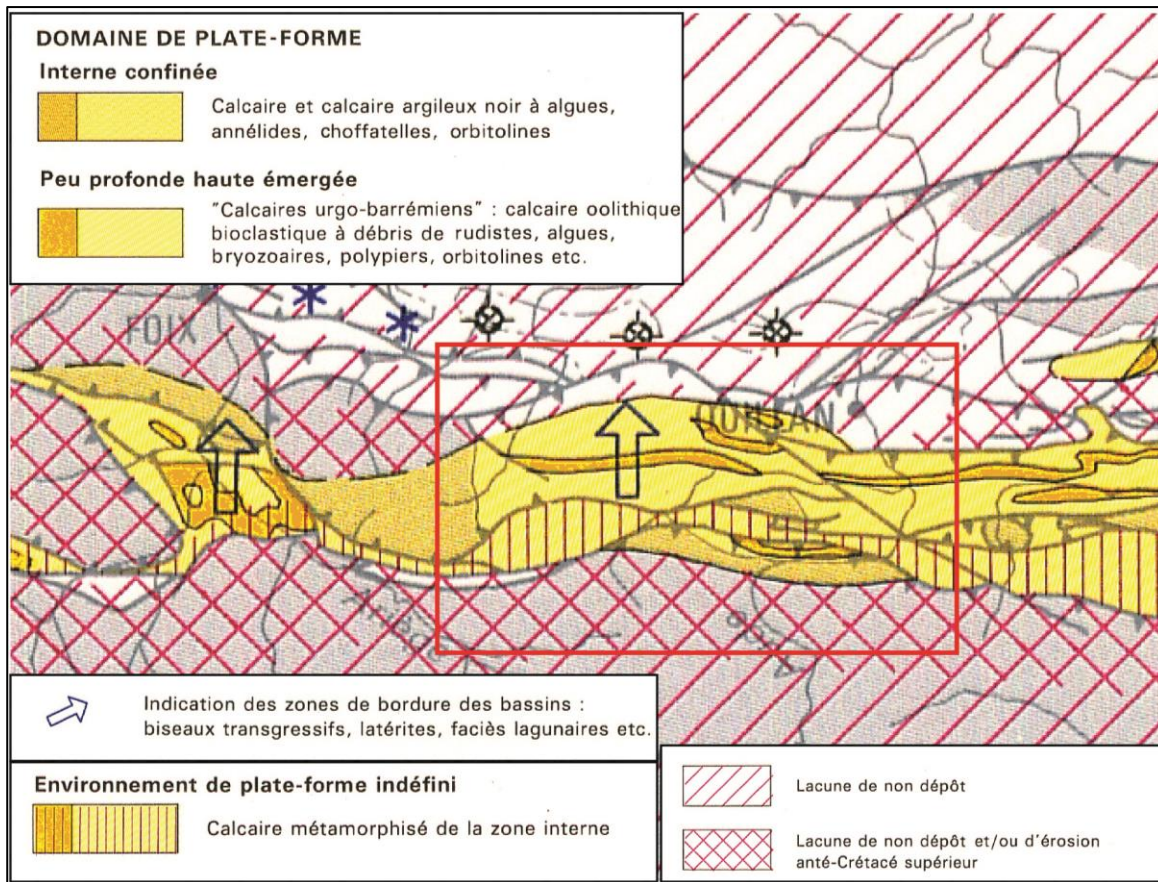


Illustration 72 – Carte de puissance, faciès et milieux de dépôt au Barrémien (130-125 Ma), modifié d'après Razin et Robador (non publié) La zone d'étude est signalée par le rectangle rouge

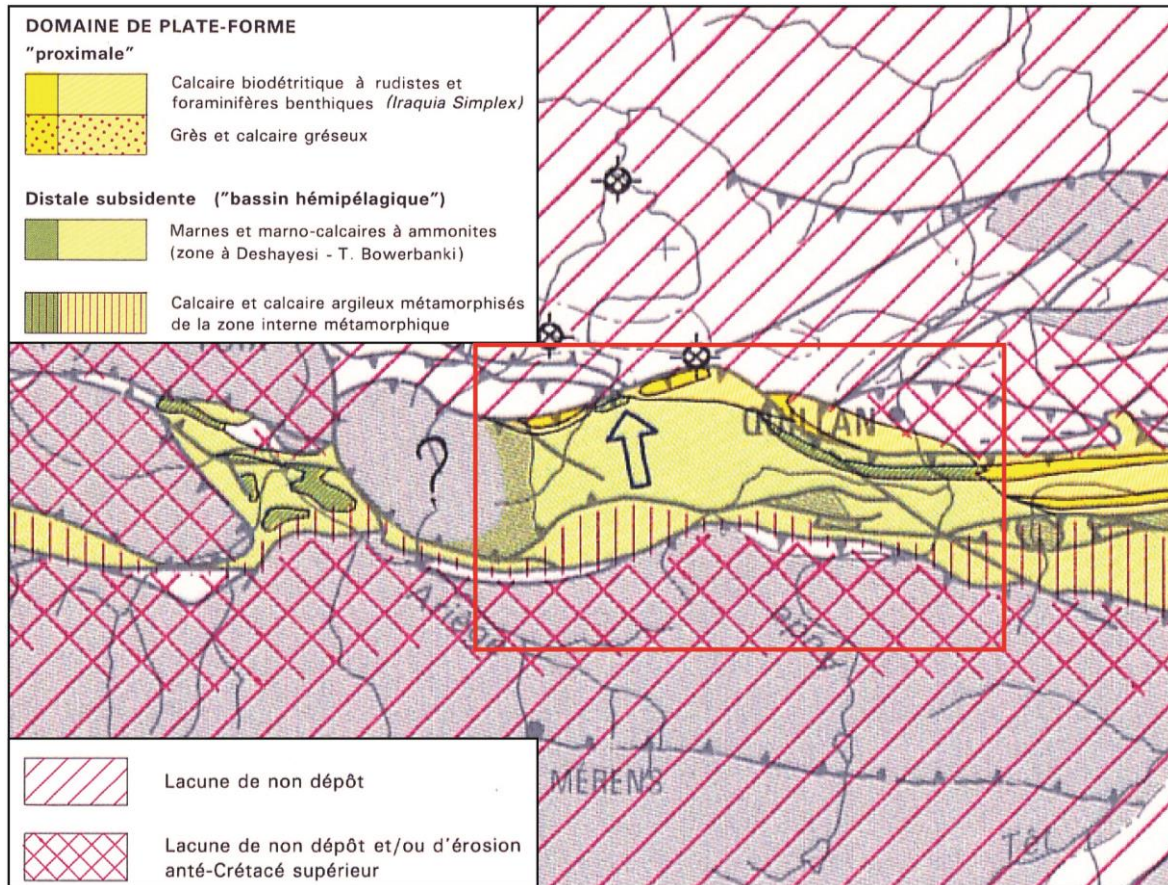


Illustration 73 – Carte de puissance, faciès et milieux de dépôt à l'Aptien (transition Bédoulien-Gargasien : 117 Ma), modifié d'après Razin et Robador (non publié). La zone d'étude est signalée par le rectangle rouge

La fin de l'Aptien est marquée par l'ouverture océanique du golfe de Gascogne qui progresse de l'Ouest vers l'Est (Illustration 74). Dans les Pyrénées, se creuse un large bassin subsident et continu, de direction Ouest-Est, qui s'emplit d'une épaisse accumulation de marnes noires circalittorales homogènes, les « Marnes noires à *Hypacanthoplites* » présentes dans les bassins de Fougax et de Quillan. L'ouverture du bassin se poursuit à l'Albien pour évoluer en sillon subsident dans lequel se déposent les épaisses séries du flysch noir (Illustration 75 et Debroas, non publié). Dans les Pays de Sault le sillon forme une bande au Nord du massif de Bessède, depuis Belcaire jusqu'à l'Aude, remplie de sédiments turbiditiques (Wallez, 1974). Son extension vers le Sud devait probablement recouvrir l'actuelle ZIM et atteindre la zone axiale comme en témoignent les dépôts similaires et du même âge du synclinal de Niort.

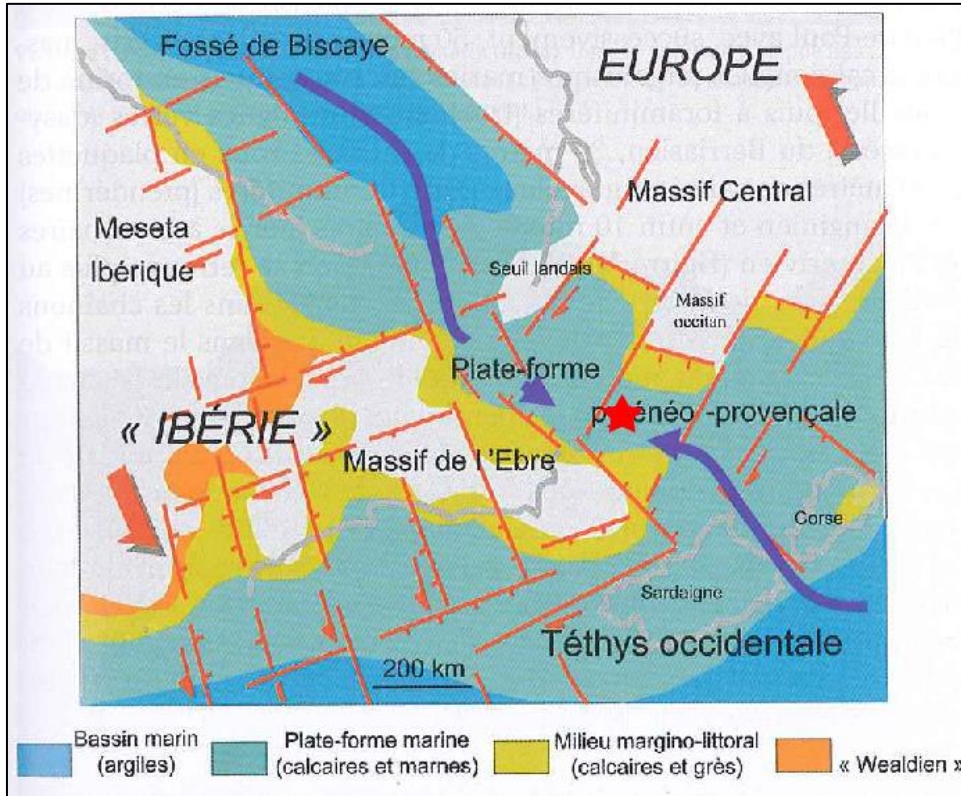


Illustration 74 – Paléogéographie du secteur pyrénéen à l’Aptien (113 Ma), d’après Canérot (2008) modifié de Dercourt et al.(2000). Etoile rouge : position du Pays de Sault

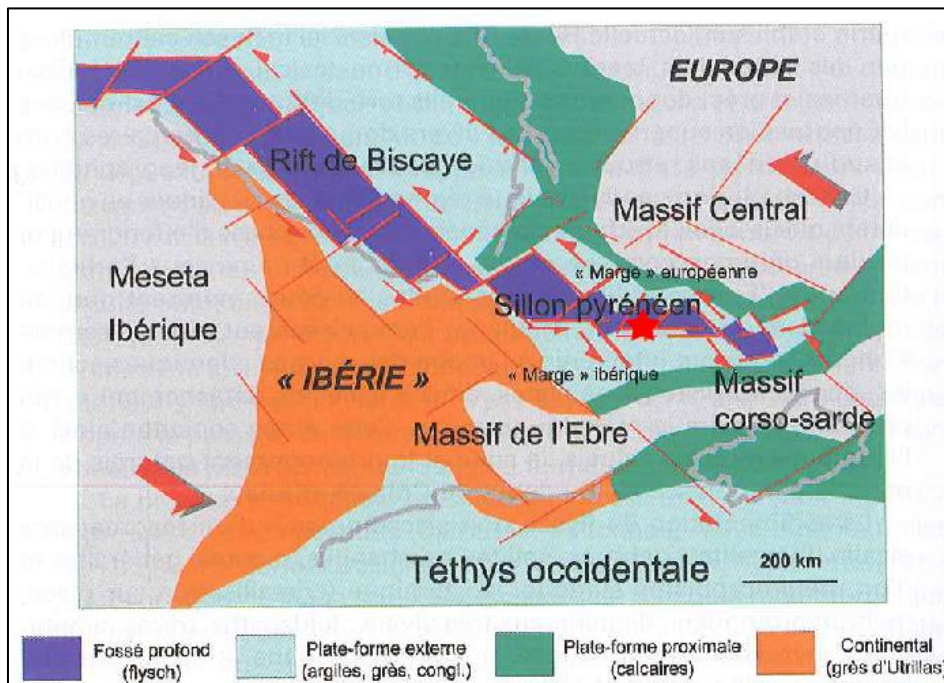


Illustration 75 – Paléogéographie du secteur pyrénéen à l’Albien supérieur (100 Ma), d’après Canérot (2008) modifié de Dercourt et al.(2000). Etoile rouge : position du Pays de Sault

L'extension albienne est un événement géodynamique majeur de l'histoire des Pyrénées au cours duquel la croûte a été amincie pour permettre l'exhumation du manteau, que l'on retrouve aujourd'hui sous forme des pointements de Lherzolites. C'est à cette époque que le métamorphisme de haute température s'est mis en place ainsi qu'un magmatisme alcalin. Les failles conduisant l'ouverture seront inversées lors de la compression, localisant ainsi le raccourcissement et la déformation lors de la tectogenèse pyrénéenne.

Crétacé supérieur (93 à 65 Ma) : comblement du sillon pyrénéen et initiation de la collision

Le comblement du sillon albien se poursuit au Cénomano-Turonien (voire Coniacien) avec le dépôt des flyschs affleurant le long d'une bande Est-Ouest au Nord du massif de Bessède (Illustration 76).

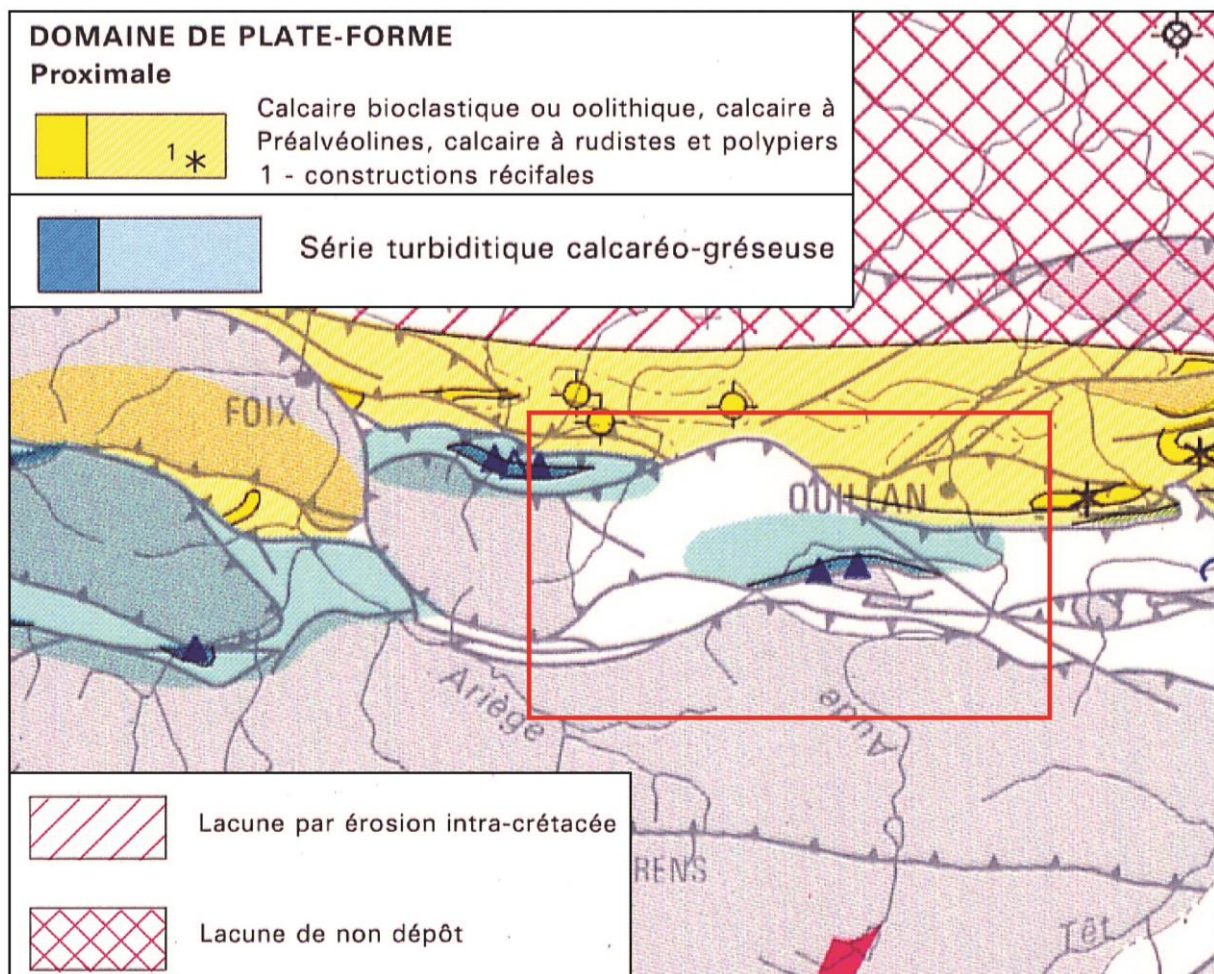


Illustration 76 – Carte de puissance, faciès et milieux de dépôt au Cénomaniens moyen à supérieur (96-93,5 Ma), modifié d'après Razin et Robador (non publié). La zone d'étude est signalée par le rectangle rouge

Ces terrains représentent les derniers dépôts affleurant de la zone d'étude avant les épandages néogènes à quaternaires. Cette lacune est à mettre en relation avec la compression pyrénéenne qui débute dès le Santonien supérieur (environ 83 Ma), même si les empièlements d'unités se font encore en domaine sous-marin jusqu'au Maastrichtien inférieur. Il est ainsi

envisageable que les sédiments campaniens à maastrichtiens aient bien été déposés puis érodés à partir du Lutétien.

Paléogène (65 à 23 Ma) : compression Nord-Sud

Les terrains de la zone d'étude sont définitivement exondés au Maastrichtien supérieur comme en témoignent les dépôts continentaux du faciès garumnien affleurant directement au Nord du chevauchement frontal nord pyrénéen au niveau des bassins de Fougax et de Quillan (Illustration 77 et Cosson et al., 1984). Les dépôts conglomératiques des Poudingues de Palassou datés de l'Yprésien supérieur au Lutétien dans le Plantaurel marquent la création de reliefs au Sud associée à l'orogénèse pyrénéenne (Bilotte et al., 1988). La lithologie des galets constituant les conglomérats des premiers niveaux des Poudingues Palassou, datés de l'Yprésien à Lutétien, est composée à 90% de calcaires marneux noirs albiens à la base. Le niveau supérieur bartonien, s'il est composé pour partie du même matériel mésozoïque, voit également une arrivée importante de calcaires métamorphiques et de matériel varisque (Bilotte et al., 1988), montrant ainsi l'érosion de la ZIM et de la ZA.

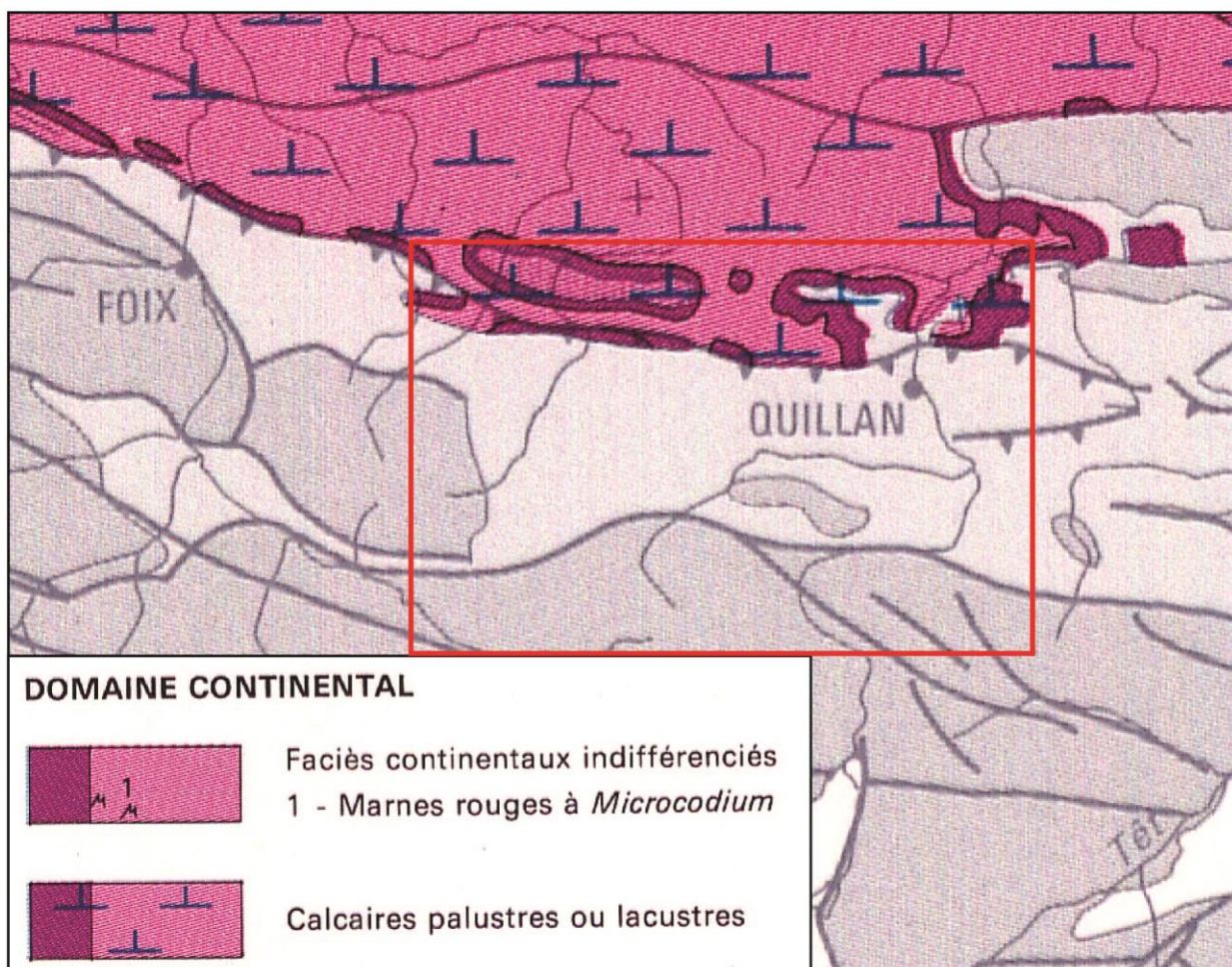


Illustration 77– Carte de puissance, faciès et milieux de dépôt au Danien (65-61 Ma) montrant l'extension des dépôts du faciès Garumnien au Nord de la zone d'étude, modifié d'après Alabouvette et al. (non publié). La zone d'étude est signalée par le rectangle rouge

L'épaisseur de plus 1000 m des dépôts molassiques oligocènes dans le bassin d'Aquitaine montre une subsidence active du bassin d'avant pays, en lien avec l'élargissement de la chaîne

et la poursuite de la surrection pyrénéenne. C'est également à l'Oligocène que la partie orientale de la chaîne s'effondre pour s'intégrer au sein de la marge passive occidentale du golfe du Lion en cours d'ouverture (Illustration 78 et Canérot, 2008). Cet événement tectonique majeur a influencé la sédimentation et la karstification dans les Corbières voisines de la zone d'étude (Aunay et Le Strat, 2002).

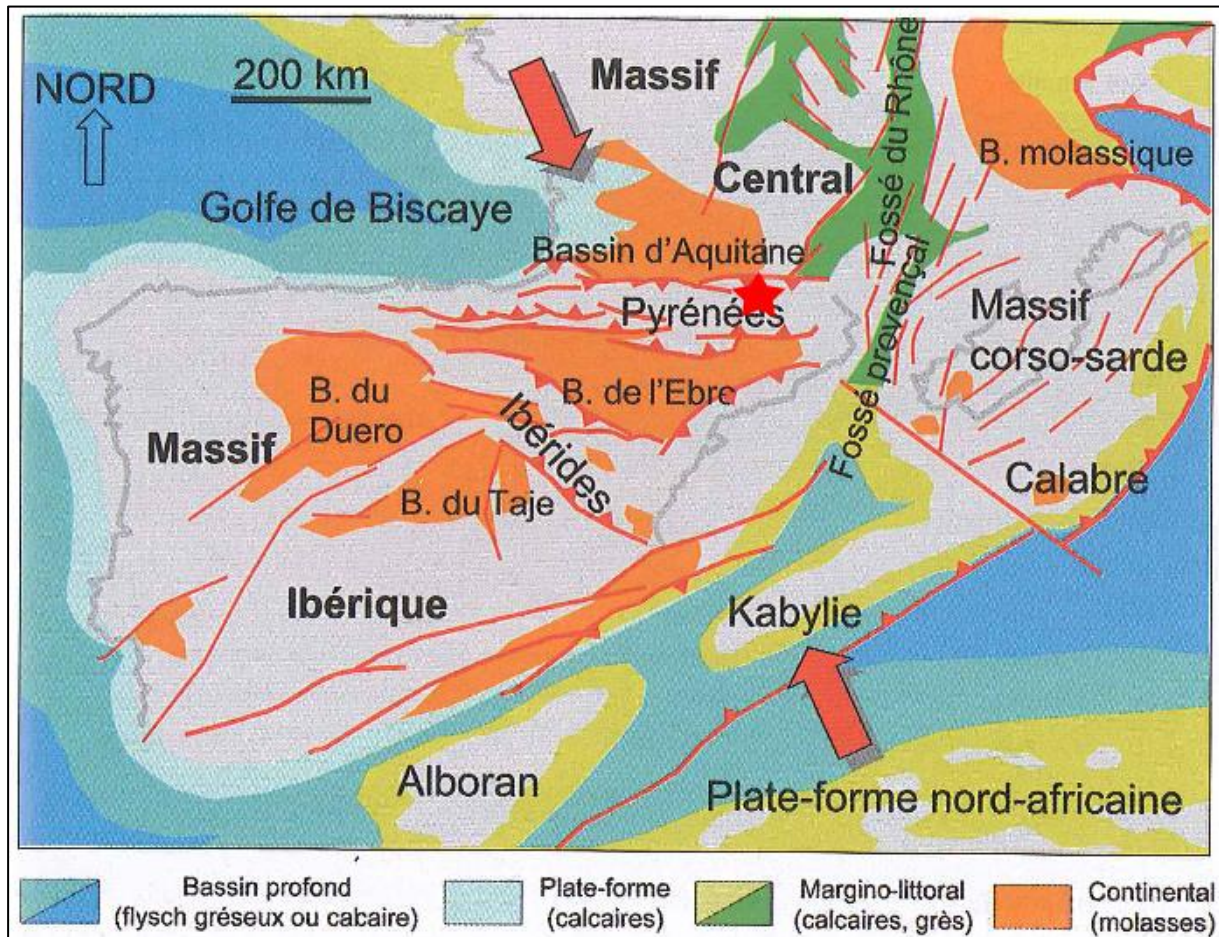


Illustration 78 – Paléogéographie du secteur pyrénéen à l'Oligocène inférieur (30 Ma), d'après Canérot (2008) modifié de Dercourt et al. (2000). Etoile rouge : position du Pays de Sault

A l'Oligocène supérieur se développe une pénélaine dont les reliques sont aujourd'hui portées à plus de 2500 mètres d'altitude. Il s'agit des surfaces planes les plus hautes comme par exemple celle tronquant le sommet du Carlit à 2804 m d'altitude (Calvet, 1996) ou le Pla de Monpudou à 2123 m d'altitude au Sud du col de Pailhères (Illustration 79 et Illustration 80).

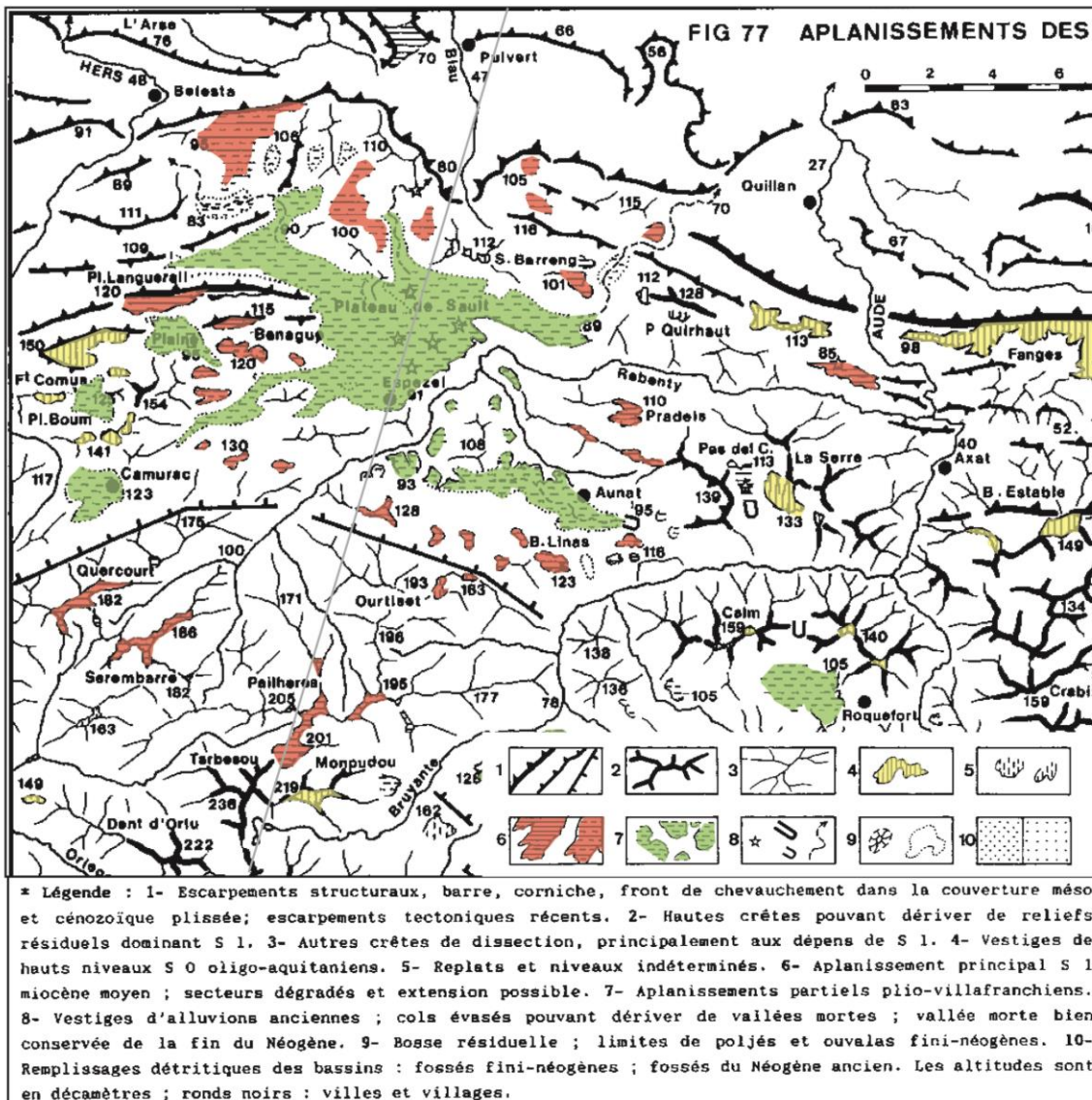


Illustration 79 – Carte des aplanissement des hauts massifs, modifié d'après Calvet (1996). Trait gris : localisation de la coupe de l'illustration 80

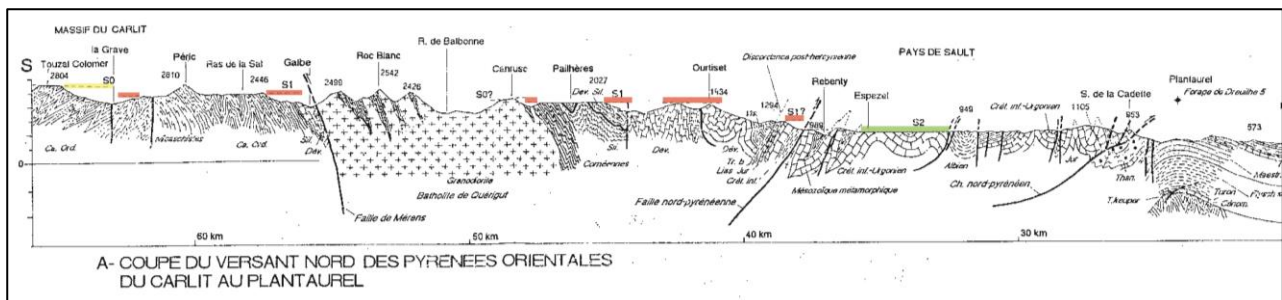


Illustration 80 – Position des surfaces planes sur le versant nord des Pyrénées du Carlit au Plantaurel

Néogène (23 à 2,5 Ma) : évolution post-tectonique

Au cours de cet intervalle l'orogène va poursuivre sa structuration par élargissement progressif. Parallèlement la chaîne émergée va subir des épisodes d'altération. A cette époque s'individualise, à la hauteur des zones internes métamorphique et nord-pyrénéenne, un véritable couloir de fracturation-karstification-bréchification (Canérot, 2008). La surface fondamentale (S1 sur les Illustration 79 et Illustration 80) très étendue sur le versant nord des Pyrénées, depuis la zone axiale jusque vers les zones externes, col de Pailhères (2027 m), Pic d'Ourtiset (1934 m), Sarrat d'En Crémy (1282 m) relève du Miocène moyen (Calvet, 1996) ou de l'Aquitainien (Meurisse, 1973). Cette surface est le résultat d'une période d'altération où le gradient hydraulique est faible, permettant que les reliefs soient émoussés plutôt qu'incisés. Cette surface est effondrée vers le Nord (ou soulevée vers le Sud) de 400 à 600 m par une tectonique datant du Miocène supérieur, comme en témoignent par exemple les décalages des replats entre le pic d'Ourtiset et ceux situés directement au Nord de celui-ci (Illustration 79, Illustration 80 et Calvet, 1996). La faille responsable du déplacement étant la faille nord-pyrénéenne ou une faille satellite située au niveau de la discordance post-hercynienne.

Au Messinien, la région méditerranéenne est affectée par une baisse drastique du niveau de base (- 1500 m NGF), c'est la crise de salinité messinienne, qui provoque de fortes incisions fluviales jusque dans les Corbières (Aunay et Le Strat, 2002).

La surface la plus récente (S2 de Calvet, 1996) est bien représentée sur la zone d'étude par la surface d'Espezet (ou plateau de Sault) à une altitude de 900 mètre NGF environ (Illustration 79 et Illustration 80). Elle est recouverte par plusieurs mètres d'un épandage sablo-argileux emballant des blocs de quartz pouvant atteindre 2 m pour le plus gros (Lagasquié, 1963 ; Meurisse, 1973 ; Calvet 1996). La ressemblance avec les blocs de la formation de Lannemezan (Hautes-Pyrénées) a permis d'interpréter cet épandage comme étant une ancienne formation alluviale de type cône de déjection, déposé par le paléo-Rébenty au Villafranchien, soit entre 3,6 et 0,9 millions d'années (Goron, 1937 ; Calvet 1996). Toutefois, sur la base d'arguments géomorphologiques, de la répartition spatiale des dépôts et de leur degré d'altération, Meurisse (1973) les interprète comme des sédiments messiniens (7,2 à 5,3 Ma), ayant été déposés par une pré-Aude qui se jetait alors dans l'Hers. Cette hypothèse est cependant critiquée par Calvet (1996) : « l'hypothèse d'un paléotracé de l'Aude vers la vallée sans Issue (à côté d'Aunat) paraît irréaliste car ce fleuve important n'aurait pas manqué de laisser, à l'image du Rébenty, d'amples épandages alluviaux ».

Quaternaire

Le Quaternaire voit le réseau hydrographique moderne se mettre en place et inciser fortement les terrains. Cette incision a pu débuter dès le Pliocène selon certains auteurs. En effet, elle est interprétée comme résultant d'un soulèvement tectonique lié à une phase pliocène (de Sitter, 1952 ; Meurisse, 1973), ou quaternaire (Calvet, 1996), ou d'une baisse du niveau de base en lien avec les cycles glaciaires/interglaciaires (Lagasquié, 1963 ; Meurisse, 1973). Les glaciers atteignent la partie sud de la zone d'étude jusqu'à Camurac lors du dernier maximum glaciaire au Würm (Calvet et al., 2011). Une sédimentation périglaciaire se met en place sur la surface d'Espezet, ainsi une dizaine de mètres de limon jaune très fin se sont déposés au niveau de la vallée des Coumeilles (Lagasquié, 1963) et des grèzes litées forment de longs talus sous la corniche sommitale dans la vallée de Belcaire (Lagasquié, 1963 ; Meurisse, 1973).

5.1.2. Périodes favorables et potentiel de karstification depuis le Crétacé inférieur

L'illustration 81 (Aunay et Le Strat, 2002) synthétise sous forme de tableau le potentiel de karstification théorique des Corbières depuis le Crétacé en tenant compte de l'évolution du niveau marin mondial (mesuré de façon positive ou négative par rapport au niveau actuel), des événements géodynamiques et des paléoclimats. Le pays de Sault étant situé à l'Ouest des Corbières, cette synthèse est en grande partie valable sur la zone d'étude.

Le Quaternaire montre un potentiel de -120 mètres NGF attribuable au plus bas niveau marin lors du dernier maximum glaciaire il y a 18 000 ans BP. Ce potentiel peut également trouver une cause tectonique par un soulèvement de la chaîne Axiale et de la zone nord-pyrénéenne (Calvet, 1996).

Le Pliocène inférieur montre un potentiel équivalent au Quaternaire, associé à un climat subtropical humide. Il s'expliquerait par une phase orogénique (de Sitter, 1952 ; Meurisse, 1973) qui débiterait dès le Miocène supérieur et concernerait uniquement la zone axiale (Calvet, 1996). Cette période favorable pourrait donc inclure l'important potentiel théorique du Messinien (-1 500 mètres NGF) lié à la chute du niveau de base de la Méditerranée, bien que la connexion des paléo-fleuves de la zone d'étude avec la Méditerranée ne soit pas établie.

Le Miocène moyen montre un potentiel de karstification théorique de - 50 mètres NGF lié à une chute du niveau de base. Cette période est caractérisée dans la chaîne par le développement de la surface d'altération fondamentale (surface S1 de Calvet, 1996) présente sur l'ensemble du versant nord des Pyrénées orientales.

A l'Oligocène supérieur, le potentiel de karstification théorique est de + 40/50 mètres NGF. Il s'inscrit dans une période d'aplanissement des reliefs (surface S0 de Calvet, 1996) marquée également par l'initiation du rifting méditerranéen (Aunay et Le Strat, 2002) et un climat subtropical humide.

Trois régressions principales marquent le Paléocène et l'Eocène, avant la phase pyrénéenne du Lutétien. La première à + 80 mètres NGF datée à 58 Ma est la plus importante des trois (Aunay et Le Strat, 2002).

Deux régressions marquent le Crétacé supérieur à + 125 mètres NGF chacune. La régression du Maastrichtien peut être mise en relation avec le début de la compression pyrénéenne, alors que la régression albienne intervient malgré l'ouverture du sillon subsident.

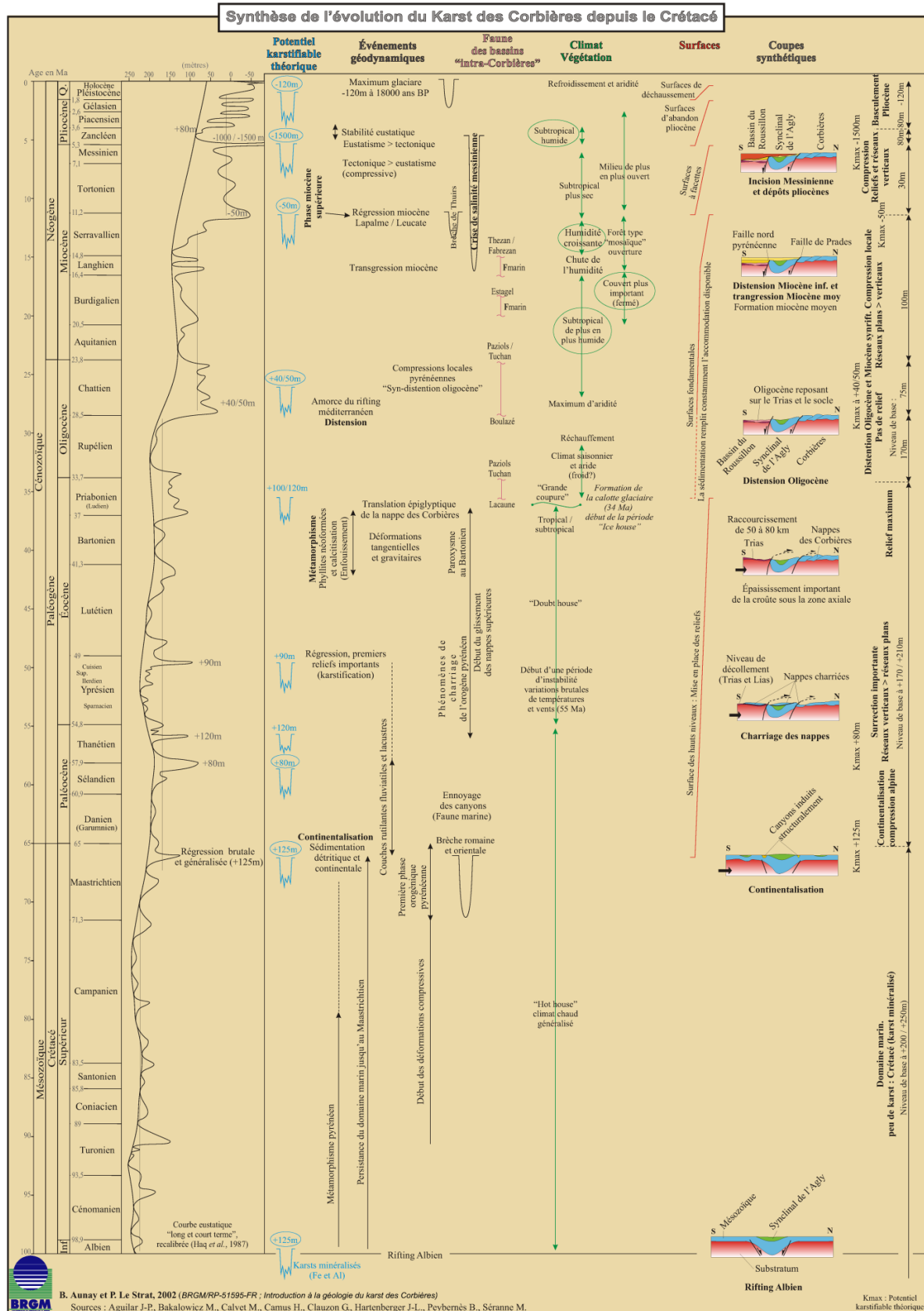


Illustration 81 – (page suivante) Synthèse de l'évolution du karst des Corbières depuis le Crétacé, modifié d'après Aunay et Le Strat (2002)

5.1.3. Eléments de datation des réseaux karstiques observés

Très peu d'anciens conduits karstiques comblés par des remplissages détritiques ont été observés sur la zone d'étude. Aucune étude n'a donc été menée sur ces objets pour obtenir des éléments de datation.

Le karst sous la surface d'Espezel

Les réseaux karstiques des deux sources principales, Fontestorbes (510 m NGF) et Fontmaure (318 m NGF), sont situés en-dessous de l'altitude de la surface d'Espezel, qui culmine à 900 m NGF environ, zone d'alimentation avérée par traçage. L'épaisseur totale de karstification est donc d'au moins 400 mètres pour Fontestorbes, et 600 mètres pour Fontmaure. La karstification a été déclenchée par l'incision des cours d'eau actuels : l'Aude, l'Hers et le Rébenty, comme le montrent les galeries perchées dans la vallée de l'Aude ou du Rébenty. Elle est donc postérieure aux sédiments alluviaux déposés sur le plateau de Sault, par les mêmes cours d'eau (cf. 5.1.1 - Néogène). Cette contrainte d'âge maximum concerne l'ensemble des cavités karstiques situées sous l'altitude de la surface d'Espezel (Illustration 82).

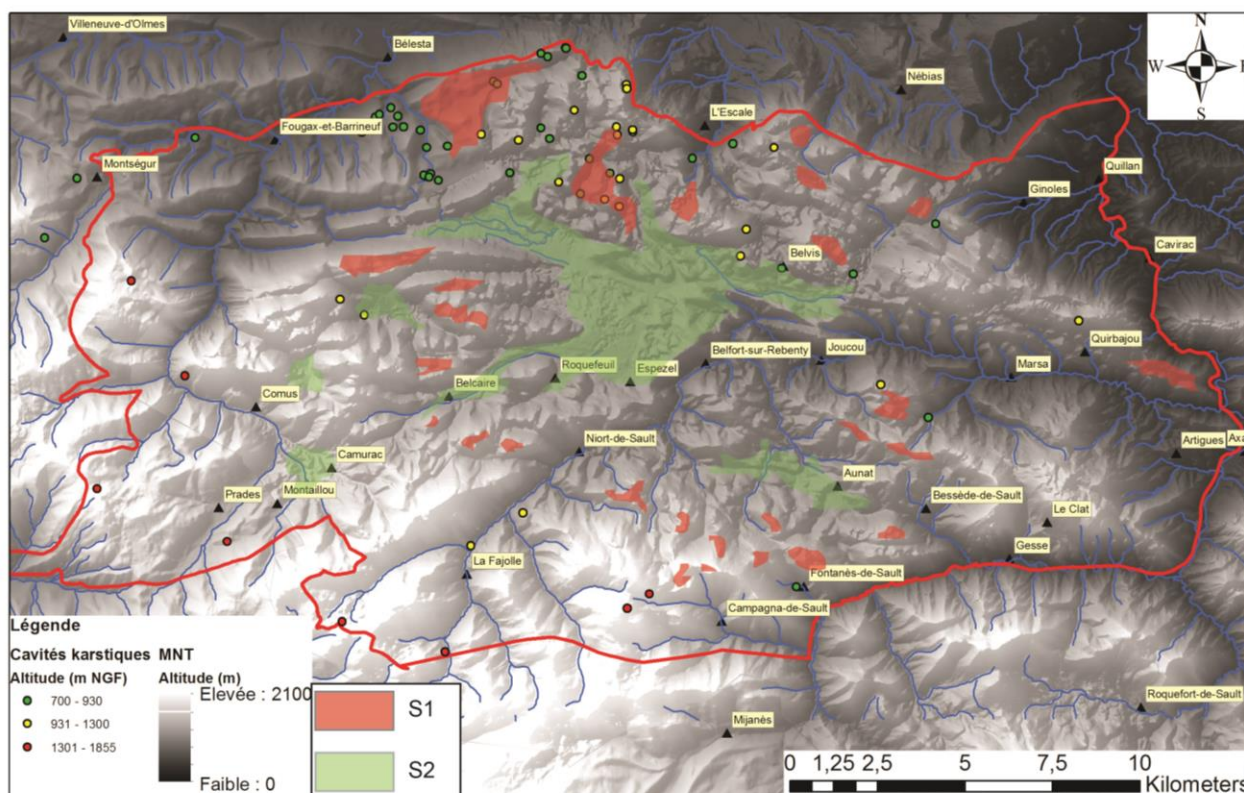


Illustration 82 – Localisation et altitude des entrées de cavités karstiques. Position des surfaces planes d'après Calvet (1996). S1 : surface fondamentale du Miocène moyen ; S2 : surface d'aplanissement du Mio-Pliocène, d'après Calvet, 1996.

Sur la base des éléments de datation des dépôts alluviaux de la surface d'Espezel présentés plus haut et en l'absence de datation absolue, le karst actif du pays de Sault résulte donc d'une karstification au plus jeune quaternaire, pouvant s'initier dès le Miocène supérieur (cf. 5.1.1).

Dans le premier cas, la karstification s'accorde avec le potentiel de karstification théorique de -120 m NGF lié au bas niveau marin lors du dernier maximum glaciaire, il y a 18 000 ans BP (Lagasquié, 1963 ; Aunay et Le Strat, 2002). Cette cause ne permettant pas d'expliquer la hauteur totale karstifiée, une cause tectonique peut être avancée avec un soulèvement du plateau lors d'une phase orogénique quaternaire (Calvet, 1996). Dans le deuxième cas, la karstification a pu être déclenchée en réponse à la chute messinienne du niveau de base (Aunay et Le Strat, 2002), si le fleuve Aude était bien relié à la Méditerranée à cette époque, et/ou à un soulèvement du plateau au Pliocène (de Sitter, 1952 ; Meurisse, 1973).

NB : des travaux de datation absolue par cosmonucléïdes sur des échantillons de quartzites prélevés dans des paléokarsts perchés dans les gorges de l'Aude et du Rébenty sont en cours à l'université de Perpignan dans le cadre de la thèse RGF d'Amandine Sartégou.

Le karst au-dessus de la surface d'Espezel

Le paléokarst situé entre 930 et 1900 mètres d'altitude (Illustration 82) est topographiquement au-dessus de la surface d'Espezel et en dessous de la surface fondamentale S1. Il est donc plus récent que cette dernière et daterait du Miocène supérieur d'après les éléments de datations de Calvet (1996) ou du Miocène inférieur à moyen d'après Meurisse (1973). Respectant le même décalage que la surface fondamentale, deux niveaux peuvent être distingués au Nord et au Sud de la FNP. Le premier entre 930 et 1300 mètre d'altitude et le deuxième entre 1300 et 1900 mètre d'altitude. Déclenché par la phase orogénique du Miocène supérieur qui souleva la zone axiale par rapport à la zone nord-pyrénéenne (Calvet, 1996), le développement vertical du réseau karstique de cette époque est ainsi probablement plus important au Sud de la FNP.

5.1.4. Synthèse des périodes favorables à la karstification

La transition entre le Jurassique et le Crétacé inférieur, dans les zones de lacune de dépôts est une période favorable au développement de réseaux karstiques de grande ampleur sur toute l'épaisseur de la série jurassique. Les karsts formés ont probablement été comblés par la sédimentation marine du Crétacé inférieur.

Toute la période du Crétacé n'est pas favorable puisqu'une sédimentation marine est à l'œuvre. Le Paléocène serait une époque favorable mais d'une part, l'épaisseur karstifiée a très probablement été érodée et se retrouve aujourd'hui dans les Poudingues de Palassou et d'autre part, les cavités karstiques ont probablement été comblées lors du raccourcissement éocène. L'Eocène n'est donc pas non plus favorable pour la raison tectonique qui vient d'être évoquée.

Les périodes favorables suivantes sont celles succédant aux périodes d'aplanissement et caractérisées par des déplacements verticaux ou des chutes du niveau de base :

- le Miocène inférieur,
- le Miocène supérieur,
- le Pliocène supérieur,
- le Quaternaire.

5.2. APPLICATION DE LA METHODE KARSYS

5.2.1. Présentation de la méthode KARSYS

Contexte et objectifs

Le modèle géologique 3D du plateau de Sault établi dans le cadre du présent projet (cf. partie 3) a permis de valider et/ou de discuter certaines interprétations relatives au schéma structural du Plateau et à la mise en place des séquences stratigraphiques (cf. partie 4.5). Il est également utilisé du point de vue hydrogéologique pour mieux comprendre l'organisation spatiale des systèmes karstiques qui drainent le plateau, et ainsi contribuer à une meilleure connaissance du fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique des aquifères.

L'objectif est donc d'acquérir de nouveaux éléments de contrainte portant sur la structure et le fonctionnement des systèmes karstiques qui drainent le plateau de Sault à l'aide d'une interprétation en 3D de la géologie. Ces informations nouvelles doivent permettre de mieux contraindre la localisation des principaux axes de drainage karstique, le tracé de l'impluvium associé à chaque exutoire et - si possible - de discuter de l'évolution de ces tracés selon les conditions hydrogéologiques. Dans ce contexte, une méthode a été recherchée pour valoriser au mieux le modèle géologique 3D établi sous Geomodeler.

L'approche KARSYS développée depuis plus de 10 ans à l'Institut Suisse de Spéléologie et de Karstologie (ISSKA) et décrite dans la section suivante répond à ces objectifs. Une collaboration entre l'ISSKA et le BRGM a donc été initiée dans le cadre de ce projet pour faire évoluer le modèle géologique GeoModeller en un modèle hydrogéologique à l'aide du logiciel de visualisation et de manipulation d'objets 3D Cinema 4D-R12 développé par Maxon.

Principe de la méthode

Cette présentation de la méthode synthétise la publication de Jeannin et al. (2013) et certaines informations disponibles sur le site internet¹ de l'ISSKA.

L'approche KARSYS est une approche structurée de documentation des systèmes karstiques. L'application de KARSYS permet de synthétiser explicitement l'ensemble des données géologiques et hydrogéologiques disponibles en un modèle conceptuel hydrogéologique en 3 dimensions. Il s'agit d'une approche déductive et itérative en 3D. Le modèle intègre les caractéristiques géologiques du site et une série de principes hydrauliques gouvernant la karstification (et par extension l'hydrogéologie karstique).

Sur un site défini, l'approche se déploie en 4 étapes : (1) identification des propriétés karstiques des aquifères, (2) établissement d'un modèle géologique 3D des unités aquifères, (3) établissement d'un modèle hydrogéologique 3D des aquifères par intégration des données hydrologiques et (4) identification et délimitation des systèmes d'écoulement (Illustration 83).

¹ www.isska.ch/index.php/fr/l-isska/recherche-et-developpement/methodes/karsys

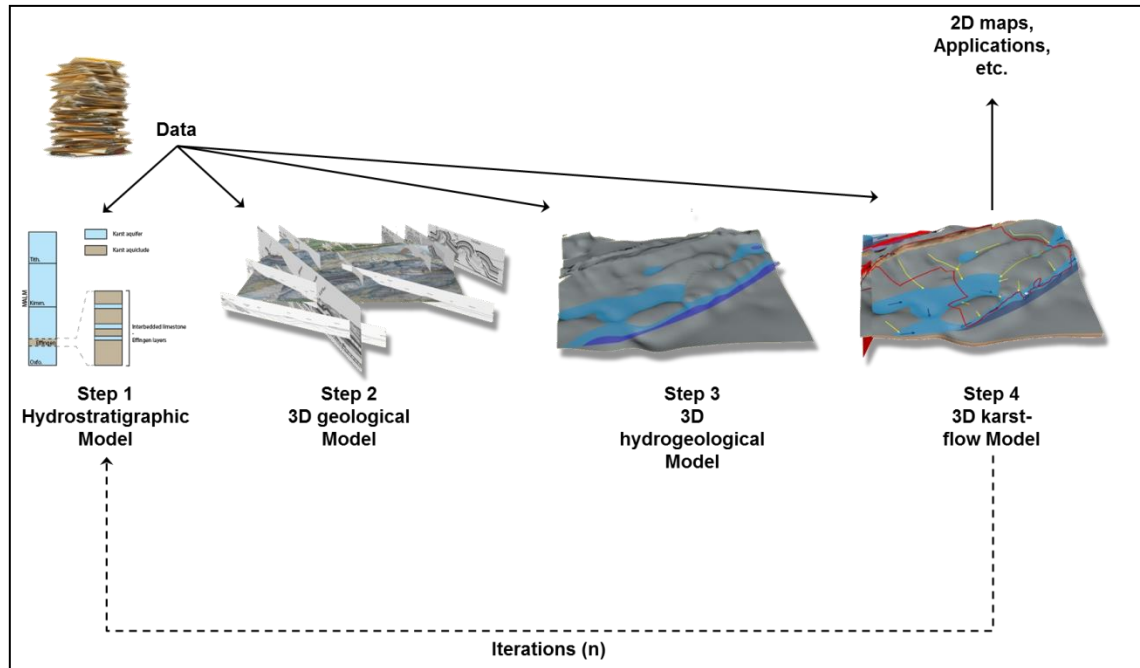


Illustration 83 – Les 4 étapes de l'approche KARSYS (© ISSKA)

La première étape consiste à identifier et distinguer les formations géologiques karstifiables (aquifères) des formations imperméables (aquicludes). Par principe, toute formation carbonatée (calcaires, dolomies, craies, etc.) sera considérée comme karstifiable à moins que des arguments solides ne prouvent le contraire.

Au sein des aquifères, le développement de la karstification sera analysé en lien avec au moins un exutoire karstique, tandis que les niveaux imperméables vont contraindre dans l'espace l'organisation du drainage et pourront par exemple définir les limites des systèmes d'écoulement. Ces informations sont synthétisées sur un profil hydro-stratigraphique du site (Illustration 83).

Sur la base de ce profil, un modèle géologique 3D couvrant l'emprise supposée du bassin est établi (Illustration 83, étape 2). La résolution du modèle 3D est un compromis entre la taille du bassin, la qualité des données géologiques existantes et la précision souhaitée pour le modèle final.

Dans la 3ème étape, les informations hydrologiques relatives au karst sont explicitement intégrées dans le modèle 3D. A ce stade, les informations principales intégrées sont: (i) la position des sources karstiques pérennes qui marquent le niveau de base des aquifères, et (ii) les indications relatives au niveau d'eau relevés dans les ouvrages (piézomètres, forages) ou les cavités qui pénètrent l'aquifère et atteignent éventuellement la zone noyée. Ces données sont interprétées sur la base des principes hydrauliques suivants :

- le volume aquifère situé sous le niveau du ou des exutoire(s) karstique(s) permanent(s) est noyé,
- à l'étiage (régime permanent), les gradients hydrauliques qui contrôlent les écoulements karstiques jusqu'à l'exutoire sont très faibles (<0.1%), l'extrapolation spatiale du gradient hydraulique en amont de l'exutoire donne l'extension minimale de la zone noyée en conditions de basses eaux,
- les écoulements dans la zone non saturée sont subverticaux (écoulement gravitaire), sauf si ceux-ci sont contraints par la topographie de la base imperméable de l'aquifère,

- les écoulements dans la zone noyée se dirigent vers l'exutoire selon l'axe d'écoulement qui présente le moins de résistance hydraulique (i.e. les plus faibles pertes de charges).

Ces principes permettent de représenter en 3D l'extension minimale de la zone noyée qui alimente le ou les exutoires du système karstique étudié. Les secteurs où le toit de l'aquifère se retrouve sous le niveau piézométrique de la zone noyée seront considérés comme captifs (par exemple dans une structure synclinale remplie de matériaux imperméables), et les secteurs où le mur de l'aquifère se retrouve au-dessus de ce niveau piézométrique caractériseront des secteurs de ruissellements souterrains (i.e. à surface libre).

La figure suivante (Illustration 84 – Représentation selon une coupe 2D des résultats obtenus lors de l'étape 3. Illustration 84) permet d'illustrer les résultats obtenus lors de l'étape 3 selon une coupe 2D passant par 2 exutoires d'une même formation aquifère. Les altitudes des exutoires A et B par rapport au mur et au toit des formations imperméables qui encadrent l'aquifère permettent de définir l'extension libre ou captive des zones noyées drainées par chaque source. Une remontée du substratum implique pour le système de la source B l'existence d'un niveau aquifère perché délimité en aval par un seuil hydraulique. Ceci implique qu'un pompage qui sollicite la zone noyée de l'aquifère dans sa partie aval proche de la source ne mobilisera pas les réserves en eau de la partie amont.

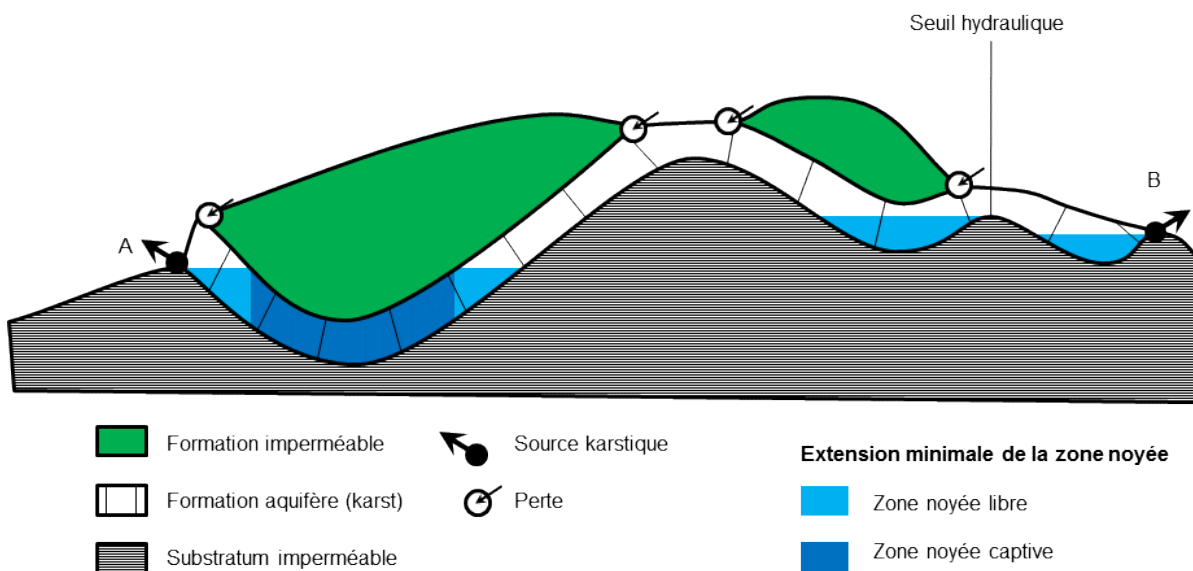


Illustration 84 – Représentation selon une coupe 2D des résultats obtenus lors de l'étape 3.

La quatrième étape consiste à identifier les limites des principaux systèmes d'écoulement sur la base des axes de drainage identifiés. Cette démarche permet de cerner le volume du réservoir aquifère participant à l'alimentation d'un ou de plusieurs exutoires en conditions basses eaux et – par extrapolation – de délimiter en surface les bassins respectifs d'alimentation. Le bassin d'alimentation est ensuite distingué selon :

- Les secteurs où l'aquifère est affleurant ou sub-affleurant. Ces secteurs sont caractérisés par une infiltration *directe*. L'infiltration se réalise directement au droit de la zone noyée ou au droit de l'aquiclude qui fera converger les écoulements vers la zone noyée.
- Les secteurs qui génèrent un ruissellement de surface ou de sub-surface dont l'écoulement se dirige vers un lieu d'infiltration directe ; ces secteurs souvent à l'origine d'une concentration d'écoulements de surface en amont de pertes karstiques caractérisent une infiltration *indirecte*.

La distinction entre une infiltration directe et indirecte permet de répondre aux recommandations des guides actuels sur la délimitation des Aires d’Alimentation des Captages (Vernoux et al., 2007, Catalogne et al., 2014).

L’intégration de données hydrologiques en conditions de hautes eaux permet d’évaluer l’extension de la zone noyée et l’organisation probable des principaux axes d’écoulements en 2D. A ce stade, les informations hydrologiques principales à considérer sont : (i) la position des exutoires temporaires de crues (trop-plein), et (ii) les indications de niveaux d’eau relevés dans les ouvrages (forages, piézomètres, etc.) ou dans les cavités atteignant la zone noyée. Cette étape est souvent limitée par la disponibilité et la qualité des informations en conditions de hautes eaux. Elle permet néanmoins de mettre en évidence des possibles variations dans les conditions de drainage des systèmes d’écoulement (extension de la zone d’alimentation, capture partielle de l’alimentation d’un système adjacent, etc.). Des relations d’échanges entre des systèmes supposés isolés en basses eaux et/ou des extensions de bassin d’alimentation en surface peuvent être ainsi mises en évidence et ajoutées aux conditions d’alimentation en basses eaux.

Les écoulements, en conditions de basses et de hautes eaux peuvent être vérifiés / validés par des essais de traçage existants, ou des relations hydrauliques simples (mise en charge vs. débit) entre différents points d’observation.

Le modèle hydrogéologique obtenu permet alors de représenter dans les 3 dimensions de l’espace les limites géologiques du système, le type d’infiltration à la surface du bassin (directe/indirecte avec ou sans concentration d’écoulement via le réseau hydrographique), la géométrie de l’aquifère karstique, la géométrie de la zone noyée et sa nature (libre/captive), ainsi que les premiers éléments pour comprendre l’organisation 3D du drainage karstique et les points de confluence des principaux axes de drainage jusqu’à l’exutoire.

Les étapes 3 et 4 (en basses eaux, et si possible en hautes eaux) peuvent mettre en évidence des incohérences entre les données et l’interprétation du modèle hydrogéologique obtenue par l’application de KARSYS. Par exemple, lors de l’étape 3, le modèle peut proposer une continuité hydraulique entre 2 systèmes karstiques dont les exutoires permanents sont à des altitudes significativement différentes - le principe de faible gradient n’est donc pas vérifié -, ou encore lors de l’étape 4 lorsque le résultat d’un traçage artificiel considéré comme fiable ne vérifie pas les tracés des bassins d’alimentation issus de l’application de KARSYS. KARSYS permet dans ce cas d’identifier les causes probables d’incohérence et de cibler (tant dans l’espace que pour des conditions hydrologiques précises) les investigations complémentaires à mettre en œuvre, avant de réitérer l’étape concernée par le manque d’information identifié.

Ainsi, l’approche KARSYS est une approche itérative (Illustration 83) qui permet - via le croisement explicite de données indépendantes et l’application de principes simples - de cibler au plus juste les investigations de terrain nécessaires pour assurer une meilleure cohérence du modèle hydrogéologique. KARSYS peut donc être mis en œuvre dès le début d’une étude avec un nombre de données limitées, et itérativement implémentées, afin de contribuer à mieux définir les investigations complémentaires sur un site donné.

5.2.2. Application aux systèmes karstiques du Plateau de Sault

La présentation de l’application de KARSYS aux systèmes karstiques du Plateau de Sault reprend de manière chronologique les différentes étapes qui constituent l’approche KARSYS (Illustration 83).

Etape 1 : Propriétés karstiques des aquifères et profils hydro-stratigraphiques

• Formations potentiellement karstifiées à l’affleurement

Le Pays de Sault présente à l’affleurement des formations carbonatées et potentiellement karstifiées depuis les calcaires et dolomies du Jurassique moyen et supérieur jusqu’aux calcaires à faciès urgonien de l’Aptien. Ces derniers se rencontrent sur les dépôts du Barrémien, du Gargasien et du Clansayésien. A cela s’ajoutent les formations métamorphosées de la ZIM dont la karstification est confirmée par la présence de gouffres et des pertes de cours d’eau dans les secteurs de Camurac, de la Coume du Moulin, de la grande dépression du Pla du Boum, des gorges du Rébenty à Niort de Sault, etc.

• Variations des piles sédimentaires modélisées à l’échelle du Plateau de Sault

Une pile sédimentaire unique ne peut reproduire la complexité stratigraphique et structurale observée sur le Plateau de Sault, du fait des fortes variations latérales d’épaisseur ou de faciès et des lacunes de sédimentation observées (cf. partie 3). Cette observation a conduit à subdiviser la zone d’étude en 7 blocs pour la construction du modèle géologique sous GeoModeller. Ces blocs sont localisés sur l’Illustration 19.

Au sein de chaque bloc la pile sédimentaire modélisée a été construite dans le but de regrouper les formations aquifères continues en une seule unité aquifère, ces unités aquifères étant isolées les unes des autres par des niveaux marneux imperméables. Les piles sédimentaires de chaque bloc sont représentées sur l’Illustration 20. Les formations karstifiables regroupent :

- Les calcaires et dolomies du Jurassique, regroupés avec les calcaires du Néocomien et les calcaires à faciès urgonien du Barrémien.
- Les calcaires à faciès urgonien du Gargasien inférieur, isolés des calcaires barrémiens par les marnes bédouliennes. Dans le modèle géologique cette unité aquifère est dénommée calcaire urgonien du Gargasien.
- Les calcaires à faciès urgonien du Gargasien supérieur, regroupés avec les calcaires à faciès urgonien du Clansayésien, et isolés des calcaires du Gargasien inférieur par les marnes gargasiennes de Montmija. Cette unité aquifère est dénommée calcaire urgonien du Clansayésien dans le modèle. Lorsqu’elle n’est pas à l’affleurement, celle-ci est recouverte par d’épaisses marnes noires albiennes (de l’ordre de 1000 m au forage de Quillan 10775X0078/GARE).

Il y a donc au plus 3 niveaux aquifères karstifiables à prendre en compte pour la délimitation des zones noyées associées aux exutoires karstiques drainant le Plateau de Sault. Les profils hydro-stratigraphiques correspondent aux piles sédimentaires modélisées et présentées pour chaque bloc sur l’illustration 20.

• Limites du modèle géologique concernant le substratum anté-jurassique

Le modèle géologique ne distingue pas les formations aquifères et non-aquifères au sein des dépôts allant du Dévonien jusqu’au Trias. Les formations anté-jurassiques sont ainsi regroupées en une couche dénommée « socle » dans le modèle géologique, faute d’éléments de contraintes suffisants. Si cette couche correspond bien à des remontées de socle dans la haute vallée de l’Hers, au niveau du massif de Bessède ou du St-Barthélémy, elle correspond a priori sous le Plateau de Sault à des formations sédimentaires du Paléozoïque supérieur. Des évaporites du Trias sont d’ailleurs supposées constituer le niveau de décollement de la plupart des chevauchements, notamment dans les bassins de Fougax et de Quillan (cf. partie 2.3).

L'application de la méthode KARSYS impose néanmoins de définir un aquiclude à la base de la pile sédimentaire. La formation regroupant les terrains anté-jurassique définira ce substratum imperméable. Cette hypothèse sera discutée sur la base des résultats obtenus et de leur confrontation avec d'autres données, notamment hydrochimiques.

D'autre part, le regroupement des formations anté-jurassique en une seule formation ne permet pas d'appliquer la méthode KARSYS aux systèmes karstiques développés dans les formations dévoniennes (série du Pic d'Ourtiset et de la Fajolle). Il n'est donc pas possible d'appliquer la méthode aux systèmes karstiques de la haute vallée du Rébenty en bordure sud et sud-ouest du Plateau de Sault.

Etape 2 : Modèle géologique 3D des unités aquifères

Le modèle géologique 3D utilisé pour l'application de KARSYS est détaillé dans le paragraphe 3.4. La géologie de chaque bloc ainsi que les accidents structuraux (failles, chevauchements) pris en compte dans le modèle Géomodeller sont importés dans le logiciel Cinema 4D. Au sein de chaque bloc, le modèle permet de visualiser les extensions latérales et en profondeur des différentes unités aquifères karstifiables définies dans l'étape 1, ainsi que les formations imperméables qui les encadrent (Illustration 85).

A l'interface entre chaque bloc, GeoModeller est moins contraint et propose des géométries qui doivent être réinterprétées au niveau des terminaisons pour discuter de la continuité des formations aquifères. Pour cela, le croisement avec les coupes géologiques est très utile - ces coupes sont donc ajoutées au modèle géologique pour une visualisation en 3D du degré de corrélation entre le modèle et l'interprétation structurale (Illustration 85).

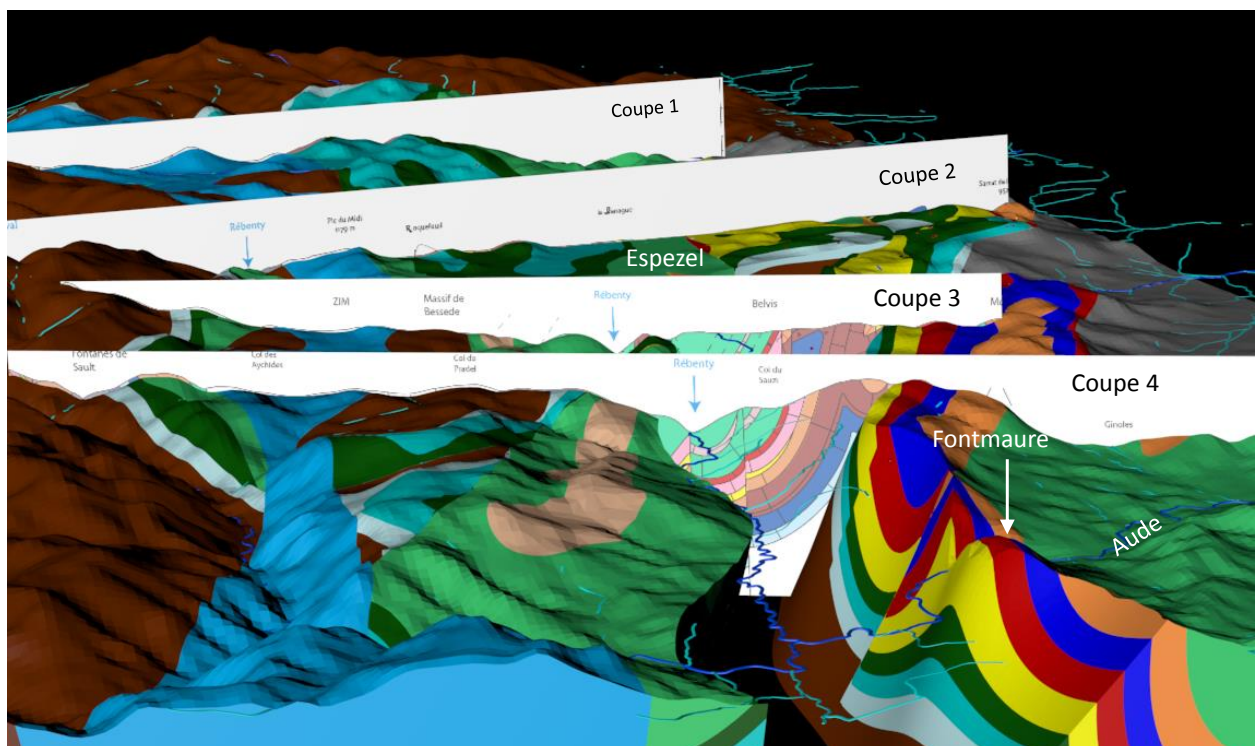


Illustration 85 – Vue en perspective du modèle 3D sous Cinema 4D mettant en évidence les différentes coupes géologiques et la possibilité de retirer des éléments géologiques (bloc 2 retiré).

Etape 3 : Modèle hydrogéologique 3D

La zone d'étude n'est plus le Plateau de Sault dans son ensemble mais se limite à chaque système karstique drainant le plateau. Il s'agit d'appliquer les principes présentés plus haut et de visualiser à l'aide d'un plan matérialisant la surface piézométrique à l'altitude de la source, c'est-à-dire l'extension minimale de la zone noyée du système karstique. C'est donc à cette étape que commencent les premières interrogations hydrogéologiques, notamment si plusieurs exutoires semblent drainer le même système karstique. Les résultats obtenus sont décrits pour chaque système karstique ci-dessous et reportés sous la forme de cartes qui présentent sur un plan en 2 dimensions l'extension des zones noyées libres et captives qui peuvent contribuer à l'alimentation des exutoires étudiés au sein de formation potentiellement karstifiée. Lorsqu'il existe plusieurs niveaux aquifères sur une même verticale, seule l'extension de la zone noyée la plus proche de la surface est représentée. De plus, latéralement, des limites sont reportées pour matérialiser un contact avec une formation imperméable. Ceci permet notamment de bien identifier les niveaux aquifères saturés qui ne sont pas continus latéralement, les écoulements se réalisant à des profondeurs distinctes.

D'autre part, les cartographies des zones noyées proposées doivent être considérées comme des représentations de l'extension théorique de celles-ci, certaines zones pouvant ne pas présenter de fonctionnement karstique. Aussi, des flèches sont reportées sur chaque carte pour illustrer les principaux axes d'écoulements de type karstique qui vont drainer la zone noyée afin de mieux interpréter la carte et de mettre en évidence les points de convergence d'écoulements karstiques. Des circulations karstiques sont mises en évidence dès lors que les éléments définissant un fort potentiel de karstification sont réunis, ce qui correspond à l'échelle de ces cartes aux lieux de convergence des flux dans les formations karstifiables.

• Système de Fontmaure-Ginoles

La source de Fontmaure (10775X0004/S) est l'exutoire principal du plateau de Sault. A son point d'émergence, le réseau karstique se développe dans la barre urgonienne du Clansayésien. Dans le modèle 3D, un plan à l'altitude de la source (318 mNGF) permet de visualiser l'extension de la zone noyée dans les formations karstifiables, à la fois latéralement et en profondeur.

Vers le Nord, sous le bassin de Quillan, la superposition des barres urgoniennes sans intercalation de marnes proposées par la coupe 4 (Illustration 12 et Illustration 40) explique l'appartenance de toutes les séries carbonatées au même aquifère karstique. Ce prolongement de la zone noyée sous le bassin de Quillan permet de faire les observations suivantes :

- A l'extrémité nord du bassin de Quillan (Illustration 86, point A), l'Aude recoupe sous faible recouvrement alluvionnaire les mêmes formations urgoniennes du Clansayésien. Ce secteur à proximité de l'Espinet constitue dès lors le point bas (+/- 285 mNGF) de l'ensemble des formations aquifères telles qu'elles sont modélisées. Or, aucune sortie d'eau n'est reportée à cet endroit. De plus, si ce point bas drainait le même aquifère, la source de Fontmaure aurait fait l'objet d'une capture hydrogéologique et serait aujourd'hui un exutoire temporaire. On en déduit qu'il existe une discontinuité hydraulique au sein des barres urgoniennes qui apparaissent au Sud et au Nord du bassin. Cette discontinuité s'explique par les structures plissées et faillées orientées Est-Ouest qui sont reportés sur la carte géologique (Illustration 3) et sur la coupe 4 (Illustration 12). Certaines de ces structures doivent correspondre à des chevauchements décalant les formations perméables et imperméables.
- La source de Ginoles (10775X0077/S) émerge au sein de la même barre urgonienne et à une altitude comparable (324 mNGF). Elle constitue l'émergence froide principale des différents exutoires reconnus le long du ruisseau du Coulent répartis entre 340 mNGF et 315

mNGF, soit à une altitude compatible avec la source de Fontmaure pour les points les plus bas. Le principe de faible gradient hydraulique qui contrôle les écoulements karstiques est donc vérifié (cf. partie 5.2.1) compte tenu de la distance qui sépare ces deux sources (4200 m en linéaire, donc sans tenir compte d'un éventuel trajet plus long en périphérie du bassin ou en profondeur sous le bassin de Quillan). Pour ces altitudes d'émergence le modèle hydrogéologique permet de prolonger vers l'Ouest la zone noyée drainée par la source de Ginolès au sein des formations urgoniennes du Clansayésien (libre ou captif sous les marnes albiennes) puis du Gargasien inférieur (d'abord captif sous les marnes de Montmija puis libre plus à l'Ouest) dans le synclinal de Montmija. Les formations aquifères apparaissent donc continues entre les sources de Fontmaure et de Ginolès, ces deux sources drainant la même zone noyée. Il est donc proposé que la source de Ginolès constitue un exutoire secondaire mais permanent du système karstique de Fontmaure-Ginolès. La structure imposée par le synclinal de Montmija permet néanmoins d'individualiser un amont drainé par la source de Ginolès, notamment au niveau de la perte du ruisseau de Montmija.

- Au centre du bassin de Quillan, la captivité de l'aquifère est définie à minima par la charge fixée à Fontmaure (318 mNGF). Cette charge permet de proposer une situation d'artésianisme dans les points bas où l'altitude y est inférieure. C'est le cas au forage de la gare de Quillan (10775X0078/GARE, 295 mNGF) qui reste artésien malgré l'éboulement de l'ouvrage qui ne permet plus de suivre la charge réellement observée à 1000 m de profondeur au niveau des calcaires urgoniens.

Vers l'Est, les formations aquifères du bassin de Quillan se prolongent et atteignent les limites du modèle géologique. Ceci permet d'étendre la zone noyée en rive droite de l'Aude, mais la limite d'extension ne peut être déterminée par le modèle.

Vers l'Ouest, au Nord de Quirbajou (Illustration 86, point B), l'extension de la zone noyée vers le centre du Plateau de Sault permet de mettre en contact hydraulique les formations du Clansayésien avec le Gargasien urgonien puis les calcaires du Jurassique de l'anticlinal de Pierre-Lys - Picaussel. Ce point de contact en profondeur au lieu-dit « les Canals » permet de comprendre pourquoi les barres urgoniennes du Barrémien redressées, qui affleurent entre Belvis et Quirbajou, sont drainées vers Fontmaure.

Au sein de l'anticlinal de Pierre-Lys – Picaussel, la résolution spatiale du modèle géologique comparée à la relative faible épaisseur des barres urgoniennes redressées ne permet pas de mettre en évidence les conséquences hydrauliques des nombreux décrochements N-S à NW-SE reportés sur la carte géologique. Ces accidents souvent mineurs du point de vue structural jouent a priori un rôle significatif sur les circulations d'eau souterraine :

- en mettant en contact les formations du Gargasien inférieur urgonien avec les formations du Clansayésien : d'après la carte géologique, ce contact peut se produire par exemple à l'Est du hameau de La Peyre où les calcaires barrémiens sont en contact à l'affleurement avec les formations aquifères du Gargasien et du Clansayésien. Dans le modèle, un contact entre le Barrémien et le Gargasien est mis en évidence à l'altitude de 318 mNGF au niveau du Roc de la Fage (Illustration 86, point D).
- en compartimentant ces mêmes formations aquifères. Cette compartimentation permet d'expliquer la présence de la source de la Fago (385 mNGF, dans la vallée de l'Aude en rive gauche, cf. Illustration 89) drainant le Gargasien urgonien et la source permanente de Cailla (10891X0043/S, environ 450 mNGF, le point exact d'émergence en rive gauche dans la vallée du Rébenty n'ayant pas été atteint lors de la campagne de reconnaissance, cf. Illustration 90) drainant le Clansayésien. Les débits relativement faibles de ces sources

permettent de proposer des systèmes karstiques de faibles dimensions qui seront décrit dans la suite.

La zone noyée s'étend ainsi à l'ensemble des formations karstifiables du synclinal du Rébenty-Belvis, depuis le Nord de la plaine d'Espezet jusqu'à la vallée de l'Aude et même au-delà, à l'exception vers l'Est des barres urgoniennes du Gargasien et du Clansayésien drainées par les sources de la Fago et de Cailla (Illustration 86). Le chevauchement du synclinal d'Axat sur le synclinal du Rébenty-Belvis met en contact en profondeur les marnes albiennes avec ces formations aquifères, ce qui permet de limiter vers le Sud l'extension de la zone noyée de Fontmaure-Ginols à la limite de ce chevauchement. Celui-ci correspond à la limite entre les blocs 4 et 2 (Illustration 19).

La zone noyée drainée par le système Fontmaure-Ginols s'étend aussi au Nord-Ouest en direction de la résurgence temporaire du Blau (10767X0228/C et 10767X0229/C, z=630 mNGF) au sein du synclinal du Col du Chandelier. L'extension de la zone noyée dans les formations aquifères du Jurassique-Néocomien-Barrémien s'établit depuis le secteur de « Las Bouychos » (Illustration 86, point C), où le Barrémien qui affleure au Sud de la dépression de Coudons se connecte également aux barres urgoniennes du Gargasien et du Clansayésien. Dans le modèle hydrogéologique, la remontée des formations antéjurassique matérialise une ligne de crête au cœur de l'anticlinal de Pierre-Lys – Picaussel qui découpe la zone noyée en 2 parties, l'une au Nord et l'autre au Sud. Il en résulte une convergence des écoulements karstiques depuis le Blau vers le secteur de « Las Bouychos » qui pourrait provoquer de fortes mises en charges lors d'épisodes de recharge intenses, et l'activation en amont hydraulique du trop-plein du Blau. A l'étiage, il n'est pas possible à partir du modèle hydrogéologique de comprendre l'origine des faibles écoulements qui atteignent le Blau en dehors des périodes d'activation du trop-plein. Il est impossible par l'application des principes hydrauliques de KARSYS d'envisager en basses eaux une zone noyée développée à 630 mNGF, la continuité aquifère des formations étant assurée avec Fontmaure ou Ginols dans le modèle à une altitude beaucoup plus basse (318 mNGF). Les fortes épaisseurs de la zone d'infiltration (>600 m) peuvent permettre d'imaginer des niveaux localement saturés et lentement drainés par la source du Blau, qui capturerait ainsi des écoulements liés à une infiltration retardée. Il est également possible qu'une meilleure résolution du modèle géologique dans ce secteur puisse permettre d'identifier un petit système aquifère perché drainé par le Blau en basses-eaux. Il n'est donc pas possible de conclure en l'absence de données de charge hydraulique complémentaire dans ce secteur.

Les formations aquifères du Gargasien inférieur et du Clansayésien sur le flanc sud du synclinal du Rébenty-Belvis vont se retrouver en contact avec l'ensemble aquifère du Jurassique-Néocomien-Barrémien au niveau de la lame de la Joucou (cf. partie 2.3, coupe 4 et Illustration 86, point E). La lame de la Joucou assurerait ainsi un rôle de relai hydraulique qui prolonge la zone noyée de Fontmaure sous les marnes albiennes et sous la plaine d'Espezet. A ce niveau, le modèle hydrogéologique suggère une zone noyée libre mais profonde, avec une zone d'infiltration pouvant dépasser 600 m. Sous Belfort-sur-Rébenty, le modèle suggère des épaisseurs de marnes albiennes importantes, ce qui rend la zone noyée captive. Cette interprétation se base sur un modèle géologique peu contraint dans ce secteur. Des investigations complémentaires sont proposées pour tenter de lever les incertitudes sur la structure géologique sous la surface d'Espezet (cf. parties 5.2.3 et 6.2).

La zone noyée s'étend également vers le Sud-Ouest en direction de Camurac dans les formations aquifères du Jurassique-Néocomien-Barrémien jusqu'à atteindre les marbres de la ZIM au Sud de Roquefeuil. Le modèle hydrogéologique propose donc d'envoyer les marbres de

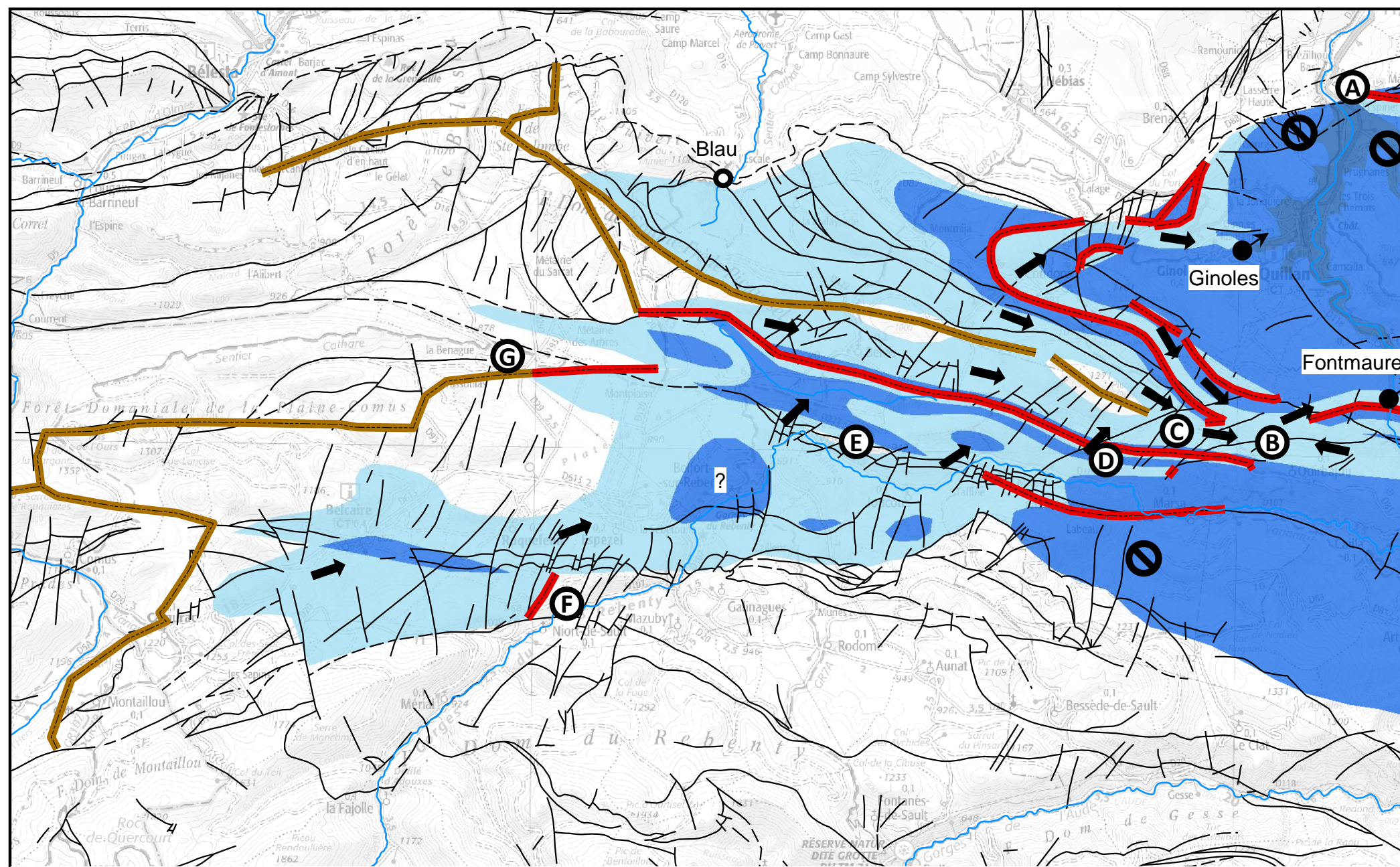
la ZIM à la cote minimale² de 318 mNGF jusqu'à atteindre vers l'Ouest le substratum imperméable au niveau des écaïlles de Camurac (micaschistes et gneiss). La limite de la zone noyée vers l'Est au sein de la ZIM n'est pas explicite dans le modèle. Cependant, comme il n'existe à priori pas d'exutoire karstique majeur dans les gorges de Niort-de-Sault drainant la ZIM il est nécessaire de proposer une limite imperméable à l'Ouest de Niort de Sault, probablement le long d'un accident SO-NE. En l'absence d'information permettant de stopper l'extension de la zone noyée, il est proposé de s'appuyer sur l'accident ajouté dans le modèle géologique permettant de faire évoluer sous la surface d'Espezel les structures anticlinales en structures synclinales (Illustration 86, point F).

La remontée du socle en se rapprochant de Camurac permet donc de proposer une limite d'extension de la zone noyée au sein de la ZIM. La topographie de substratum imperméable modélisé permet de suivre vers le Nord puis l'Est une ligne de crête passant par Camurac puis les dépressions du Pla du Boum et de la Plaine jusqu'au Sud du lieu-dit « la Benague » (Illustration 86, point G). Ainsi, les formations aquifères du Jurassique-Néocomien-Barrémien de l'anticlinal du Bois de la Benague sous la plaine d'Espezel vont permettre d'étendre la zone noyée jusqu'au contact à minima à 318 mNGF avec le toit du substratum. Sous la surface d'Espezel, ce contact matérialise le prolongement de l'accident SO-NE utilisé pour limiter l'extension de la zone noyée dans la ZIM.

Le lieu-dit « la Benague » (Illustration 86, point G) est également reporté sur la coupe 2 (Illustration 8). A ce niveau, la carte structurale identifie le synclinal de Belvis - Bac d'en Filla dont l'axe plonge vers l'Ouest, puis, plus au Nord, le synclinal du Rébenty-Belvis qui plonge vers l'Est. Cette complexité structurale n'est pas bien comprise, ni la répartition des facies des formations qui composent ces écaïlles. La remontée des formations antéjurassiques de la bordure méridionale du synclinal de Belvis – Bac d'en Filla au niveau de la Mouillère d'en Beyle limiterait l'extension de la zone noyée (Illustration 86, point G). Plus à l'Est, vers le lieu-dit Montplaisir, la zone noyée buterait sur les marnes albiennes du synclinal du Rébenty-Belvis sans rejoindre les formations urgoniennes du Gargasien ou du Clansayésien. En effet, ces formations présentes au sein du synclinal de Rébenty-Belvis se biseauteraient vers le Sud et deviendraient absentes. Cette interprétation permet de proposer une limite d'extension de la zone noyée du système Fontmaure-Ginôles qui n'atteint pas les formations urgoniennes du synclinal de Belvis – Bac d'en Filla, ce qui aura son importance pour la délimitation du système de Fontestorbes. Des investigations complémentaires sont cependant nécessaires pour valider cette hypothèse permettant de limiter la zone noyée du système karstique de Fontmaure-Ginôles.

La zone noyée proposée en profondeur sous le synclinal du Rébenty-Belvis et qui concerne les formations du Jurassique-Néocomien-Barrémien ne constitue probablement pas un secteur karstifié, aucun exutoire n'étant identifié vers l'Est.

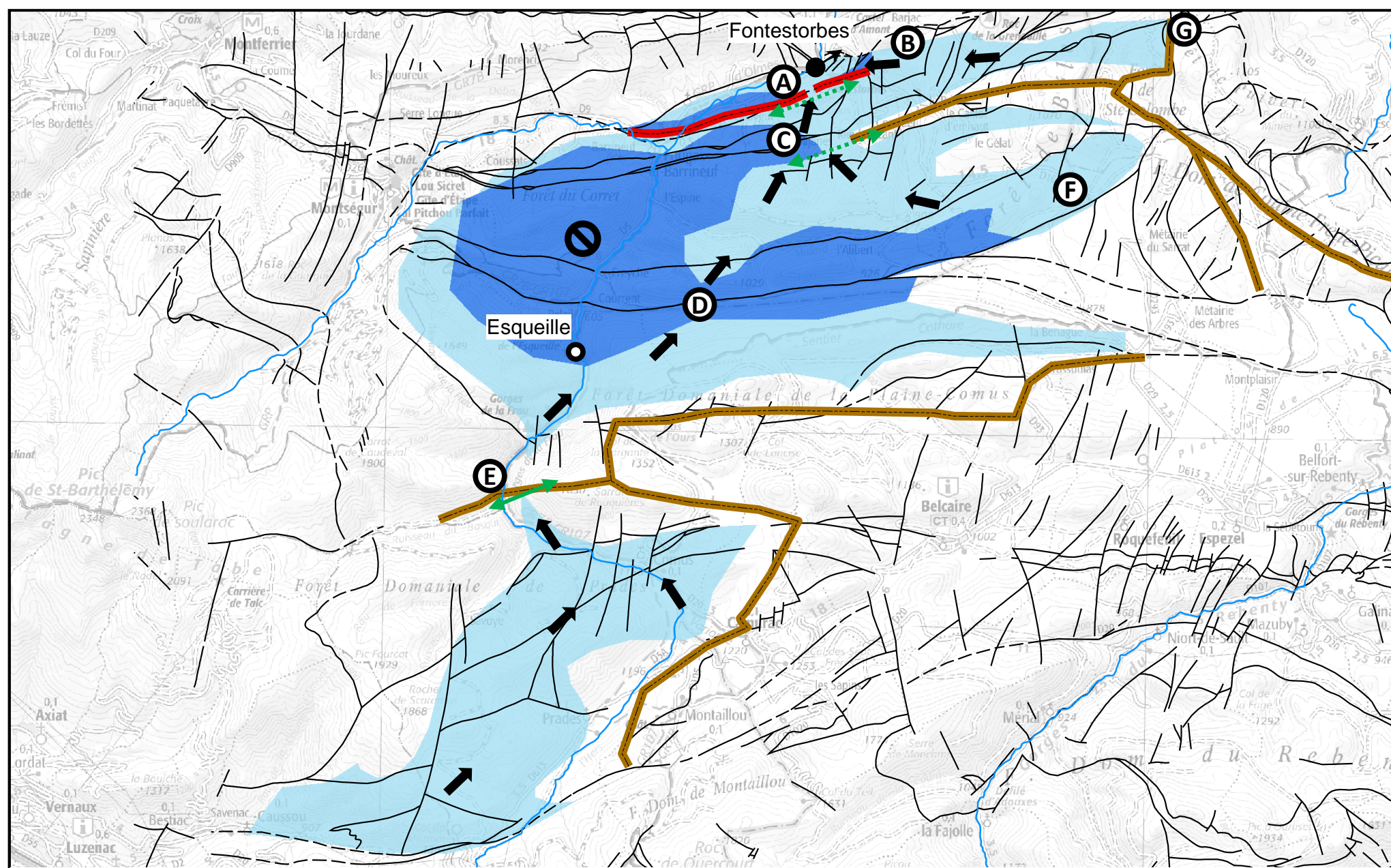
² En supposant un gradient hydraulique de 0.1%, la charge hydraulique dans ce secteur devrait se situer au plus 25 m plus haut, ce qui n'a pas ou peu d'impact sur le report en surface de la zone noyée et reste dans l'incertitude de la méthode. Des informations de charge hydraulique seraient utiles pour mieux contraindre le modèle.



Légende

- Zone noyée libre
- Zone noyée captive
- Zone noyée captive et artésienne
- Ligne de crête aquiclude
- Limite matérialisant un contact imperméable
- 1, Faille observée, visible, de cinématique non précisée
- 2, Faille supposée, masquée, hypothétique, de cinématique non précisée
- 3, Chevauchement, base de nappe ou faille inverse visible
- Axe d'écoulement karstique
- Source permanente
- Source temporaire
- /
 Absence probable d'écoulements de type karstique

Illustration 86 – Cartographie des zones noyées du système karstique de Fontmaure-Ginoles



Légende

- | | |
|--|--|
| | Axe d'écoulement karstique (flèche noire) |
| | Source permanente (cercle noir avec point) |
| | Source temporaire (cercle noir avec point et trait) (à droite) |
| | Absence probable d'écoulements de type karstique (cercle noir avec barre) (à droite) |
| | Seuil hydraulique probable (flèche verte double) (à droite) |
| | Seuil hydraulique supposé (flèche verte double pointillée) (à droite) |
| | |

Illustration 87 – Cartographie des zones noyées du système karstique de Fontestorbes

• **Système de Fontestorbes**

La source de Fontestorbes (10766X0089/HY) émerge à l'altitude 510 mNGF et représente le deuxième et dernier exutoire majeur des eaux souterraines drainant le plateau de Sault. La source émerge au pied d'une falaise de calcaires urgoniens du Barrémien. Dans le modèle 3D, l'extrapolation de la charge hydraulique permet d'évaluer l'extension de la zone noyée dans l'écaille de Fontestorbes. Celle-ci est très vite limitée dans l'espace au Sud par les marnes Bédouliennes, qui plongent vers le Sud et rendent la zone noyée captive. Le modèle géologique 3D permet d'envisager 2 zones de contact entre les formations barrémiennes de l'écaille de Fontestorbes et les calcaires urgoniens des écailles de Fougax – Forêt de Bélesta :

- un contact à la faveur du chevauchement à l'Est de l'écaille de Fontestorbes (Illustration 87, point B) qui met en contact à la cote 510 mNGF le Barrémien avec les barres urgoniennes du Gargasien (roc de Toulouse),
- un contact à travers le chevauchement (Illustration 87, point A) qui entraîne selon le modèle à ce niveau un fort amincissement des marnes bédouliennes en direction du roc de Caujous.

L'application de KARSYS permet d'envisager une extension de la zone noyée de Fontestorbes à travers ces deux contacts. A l'étiage, il est possible d'utiliser une information de charge hydraulique dans le gouffre des Caoussous n°1, situé à environ 1100 m au SO de la source (Illustration 87, point C). Le niveau d'eau enregistré dans ce gouffre est influencé par les intermittences de Fontestorbes, et le niveau le plus bas que l'on observe lors de ce phénomène est à la cote 527 mNGF. En tenant compte d'une erreur possible de quelques mètres sur la position de ce plan d'eau, ceci suppose un gradient hydraulique d'au minimum 1% entre ce plan d'eau et la source. Il faut dès lors imaginer un mécanisme capable d'introduire une forte perte de charge entre ce point et la source. Bien que cette hypothèse ait été réfutée par Mangin (1969, 1973), on peut se demander si la traversée des marnes bédouliennes ne pourrait pas expliquer le mécanisme d'intermittence, ce qui positionnerait ce mécanisme entre le gouffre des Caoussous et la source, comme le suggèrent d'autres observations spéléologiques (Cau, 1980). Cette question sera étudiée plus en détails dans la suite du projet.

En raison de cette observation dans la cavité, l'extension de la zone noyée de Fontestorbes dans l'écaille de Fougax – Forêt de Bélesta se réalise à une altitude supérieure à celle de la source, soit autour de 527 mNGF. Vers le Sud, le modèle géologique permet d'étendre la zone noyée sous les épaisses marnes de Fougax. Les formations urgoniennes du Gargasien et du Clansayésien se biseautent vers le Sud puis disparaissent (cf. partie 2.3 coupe 1), comme l'atteste leur absence à l'affleurement au Sud du synclinal de Belvis – Ba d'en Filla. La continuité hydrogéologique vers le Sud est assurée à travers les formations du Jurassique-Néocomien-Barrémien qui sont en contact avec les niveaux urgoniens du Gargasien et du Clansayésien plus au Nord (cf. partie 2.3 coupe 1).

Si l'extension au sein de l'ensemble des formations aquifères allant du Jurassique jusqu'au Clansayésien devient très profonde au centre du bassin de Fougax (de l'ordre de 700 m, cf. 3.1, coupe 1), le modèle géologique montre que la zone noyée peut s'étendre plus à l'Est en périphérie du bassin en direction du bois de Malard, le plus souvent à des altitudes inférieures à 527 m NGF, donc avec un fonctionnement de nappe libre. Seul un passage d'environ 700 m de long à l'Ouest du Bois de Malard est nécessairement captif d'après le modèle pour rejoindre le point de débordement de l'Esquille et les formations aquifères qui affleurent dans les gorges de la Frau. A ce niveau, le piézomètre de la Frau (10765X0203/PZFRAU) montre une stabilisation du niveau d'eau à l'étiage vers 570 m NGF. Cette valeur est donc retenue pour définir l'extension de la zone noyée dans les formations aquifères du synclinal de Belvis – Bac d'en Filla. Par rapport à la charge mesurée au gouffre des Caoussous ou à la source de

Fontestorbes, cette valeur élevée témoigne de circulations avec de fortes pertes de charge en aval, ce qui pourrait expliquer la présence du trop-plein de l'Esqueille. D'autres données de charge ou des précisions sur la géométrie de l'aquiclude (présence d'un seuil ?) seraient nécessaires pour comprendre l'origine de ce gradient hydraulique élevé. Deux seuils hydrauliques supposés ont été reportés sur la carte pour tenter d'expliquer l'évolution de la charge hydraulique vers le Sud.

Dans les gorges de la Frau, en continuant vers le Sud, la remontée des formations antéjurassiques associée au prolongement vers l'Ouest de l'anticlinal du Bois de la Benague crée un obstacle à l'extension de la zone noyée fixée à 570 m NGF, en considérant ici les formations antéjurassiques comme imperméables. Cet obstacle se comporte comme un seuil hydraulique défini par une ligne de crête de l'aquiclude qui forme un col (Illustration 87, point E). Ce seuil maintient donc une charge hydraulique supérieure plus en amont, et des écoulements à surface libre doivent permettre d'alimenter en aval la zone noyée précédemment décrite (cf. schéma pour la source B de l'Illustration 84). Les observations spéléologiques réalisées dans le Barrenc du Soula del Pinet à plus de 460 m de profondeur (Géraud et Pouget, 1993) montrent que la surface piézométrique en amont de ce seuil se trouve à une altitude inférieure à 840 mNGF. Le seuil est donc nécessairement lui aussi à une altitude inférieure, mais supérieure à la charge de 570 m NGF fixée en aval. Une valeur de 700 m NGF a été arbitrairement retenue pour représenter la zone noyée amont, une incertitude de +/- 100 m y étant associé. L'extension de cette zone noyée amont dans les marbres de la ZIM est circonscrite par le toit du substratum. Les lignes de crêtes qui répartiront les écoulements dans la zone d'infiltration (cf. Etape 4) sont celles identifiées lors de la délimitation du système de Fontmaure-Ginols (Illustration 87).

Dans la partie orientale du bassin de Fougax, la zone noyée s'étend vers l'Est dans les formations urgoniennes du Gargasien et du Clansayésien, et forment des digitations qui suivent l'orientation des écaïlles qui remontent vers l'Est. Ainsi, dans le secteur de la Jasse (Illustration 87, point F), les calcaires sub-affleurants dans l'extrémité orientale de l'écaïlle du Bois de Malard sont attribués au Gargasien, ce qui correspond ici à une réinterprétation des résultats du modèle et correspond mieux à la proposition de la coupe 2.

Plus au Nord, l'écaïlle de Fougax-Bélesta prend la forme d'une structure anticlinale entraînant, à l'Est, la remontée des formations antéjurassiques. Ceci est représenté par une ligne de crête de l'aquiclude qui isole au Nord un système d'écoulement orienté vers la source de Fontestorbes (Illustration 87, point B). A l'extrémité orientale de l'écaïlle, les lignes de crêtes de l'aquiclude identifiées lors de l'analyse du système de Fontmaure-Ginols limitent l'extension de la zone noyée (Illustration 87, point G).

Au Nord-Ouest, vers Montségur, la délimitation de la zone noyée est décrite dans le paragraphe suivant consacré au système karstique de Contes.

L'ensemble de ces résultats est synthétisé sur une carte (Illustration 87), qui précise comme pour le système de Fontmaure-Ginols les axes de drainage karstiques et les secteurs envahis a priori par une zone noyée mais où des circulations organisées de type karstique sont peu probables.

Ce modèle de circulation karstique pour le système de Fontestorbes ne propose donc pas de circulations à travers les marnes de Fougax, bien que des facies carbonatés puissent s'y rencontrer. Par exemple, le log géologique du forage 10766X0212/S212 situé sur le plateau de Languerail (synclinal de Belvis – Bac d'en Filla) identifie des calcaires sombres à 13 m de profondeur, soit vers 1100 mNGF. Ces niveaux carbonatés délimitent de petits aquifères perchés par rapport à l'aquifère karstique de Fontestorbes sous-jacent développé dans le

Barrémien. Ils sont drainés par de nombreuses petites sources identifiées sur la carte IGN au 1/25000, ainsi que par la source du Courant de la Frau (10765X0136/HY).

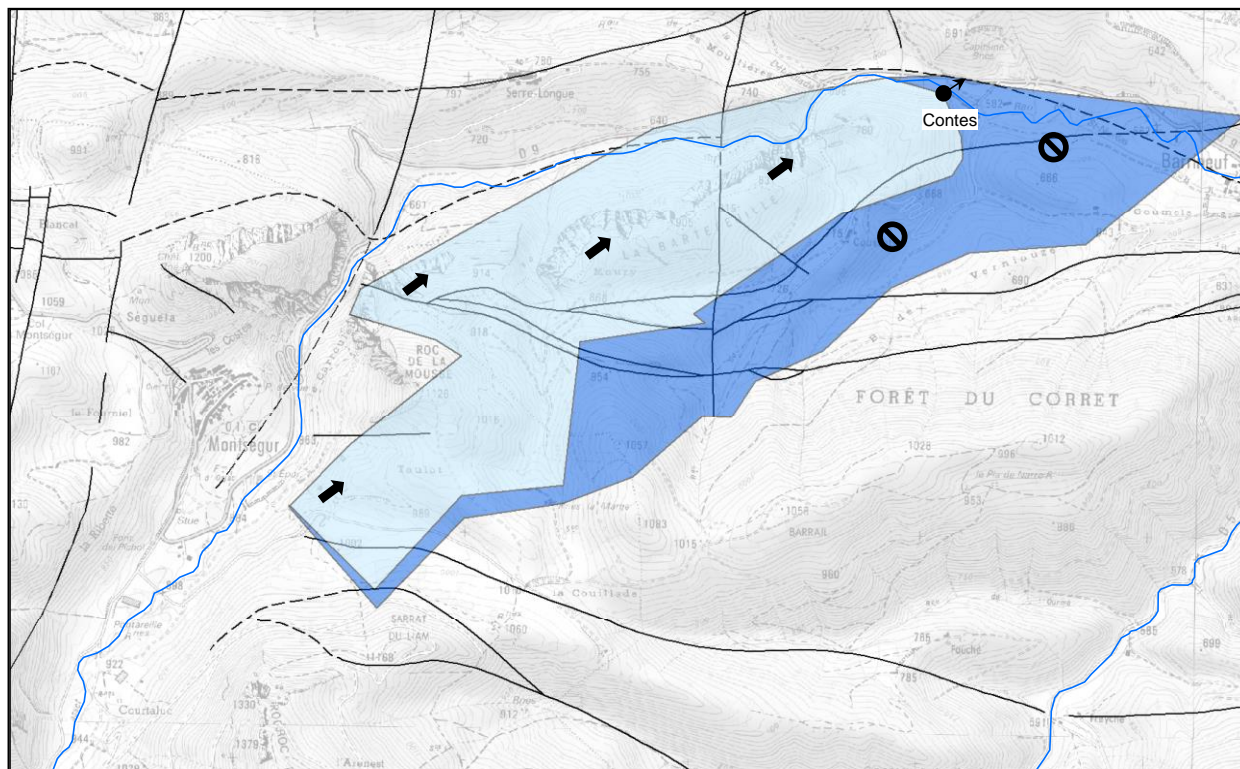
- **Système de Contes**

La source Contes (10765X0116/HY) émerge à la cote 620 mNGF à 4.5 km à l'Ouest de Fontestorbes, ce qui donnerait un gradient hydraulique de 2.5% entre les deux sources. Cette valeur très élevée indique que le système karstique de Contes est hydrauliquement déconnecté de celui de Fontestorbes. Le modèle géologique doit donc pouvoir expliquer pourquoi la karstification ne peut se développer en profondeur sous le bassin de Fougax vers Fontestorbes.

Dans le modèle 3D, un plan à l'altitude de la source (620 mNGF) permet de visualiser l'extension de la zone noyée dans les formations karstifiables, à la fois latéralement et en profondeur. A ce niveau, la résolution spatiale du modèle et la simplification du modèle structural ne permet pas de positionner correctement les formations bédouliennes sous l'écaille de Fougax – Forêt de Bélesta. En effet, au moins 3 chevauchements successifs sont nécessaires pour observer la figure en croix qui termine à l'Ouest l'écaille de Fontestorbes (cf. Illustration 2). Cette complexité structurale n'est pas prise en compte dans le modèle ; ce dernier ne prend en compte qu'un décalage dextre des séries, ce qui positionne à tort les marnes bédouliennes plus au Nord à l'affleurement. Dans la configuration du modèle, les barres urgoniennes du Gargasien et du Clansayésien se prolongent sous le bassin de Fougax et doivent donc contribuer à l'alimentation de Fontestorbes. Une correction du modèle a donc été apportée pour positionner les marnes bédouliennes plus en profondeur dans la continuité de leur affleurement dans la vallée de l'Hers (Illustration 3). Ces marnes sont alors chevauchées par les marnes albiennes qui barrent les formations urgoniennes quelques centaines de mètres en aval de la source. Cette configuration permet d'expliquer la position de la source à la terminaison aval des formations carbonatées. Un nouveau modèle 3D local et simplifié de la géologie a été construit, en prenant comme substratum imperméable les marnes bédouliennes.

Sur ce nouveau modèle 3D, l'extension de la zone noyée depuis la source permet de mettre en évidence l'existence d'une zone noyée captive sous les marnes albiennes à l'Est et au Sud, puis une zone noyée libre en direction de Montségur.

La figure ci-dessous (Illustration 88) illustre les résultats obtenus.



0 0.5 1 2 Kilomètres

Légende

- Zone noyée libre
- Zone noyée captive

- 1, Faille observée, visible, de cinématique non précisée
- - - 2, Faille supposée, masquée, hypothétique, de cinématique non précisée
- ▲▲▲ 3, Chevauchement, base de nappe ou faille inverse visible

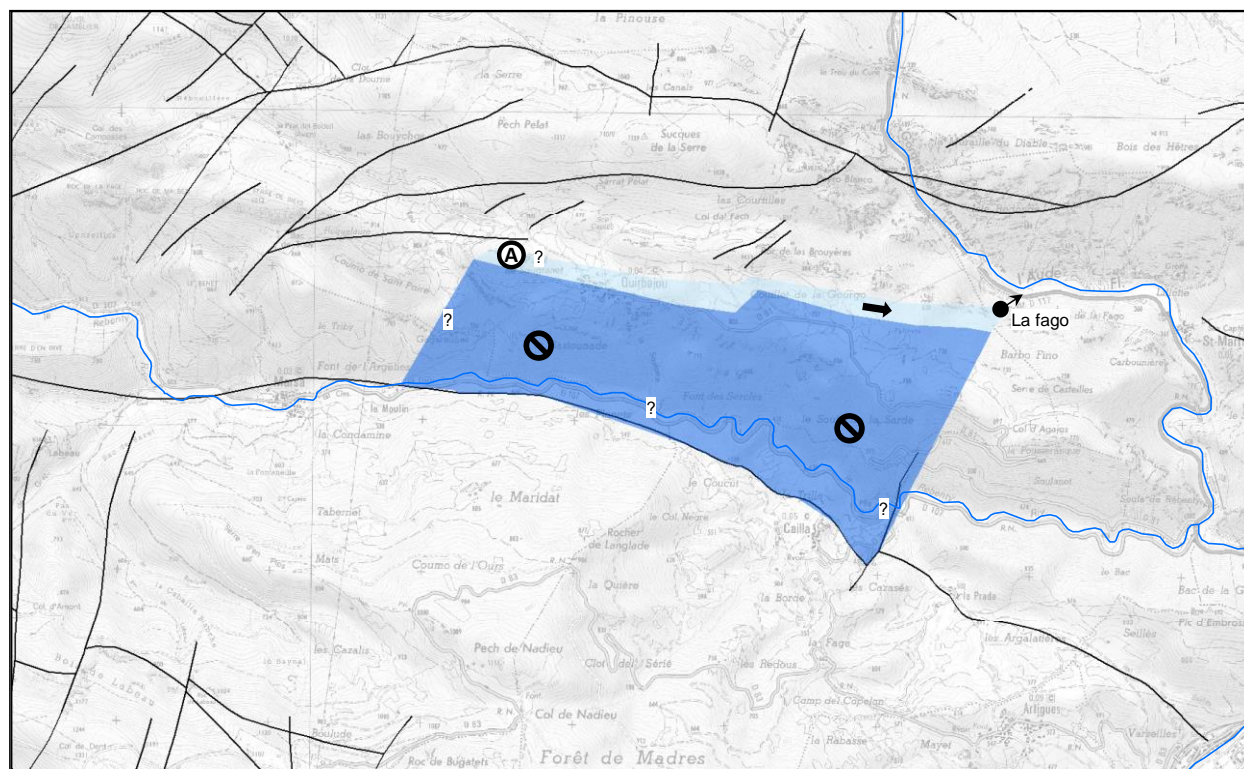
- Axe d'écoulement karstique
- Source permanente
- Absence probable d'écoulements de type karstique

Illustration 88 – Cartographie des zones noyées du système karstique de Contes

• Système de la Fago

La position de la zone noyée de la source de la Fago a déjà été discutée lors de l'analyse de la zone noyée de Fontmaure-Ginoles. Cette source permanente émerge à l'altitude 385 mNGF dans le Gargasien urgonien. Cette formation est continue jusqu'à l'Aude qu'elle recoupe à une altitude d'environ 365 mNGF. Le Gargasien urgonien situé plus à l'Est est donc a priori drainé par l'Aude, probablement au niveau d'une source de faible débit en rive droite en amont de Saint-Martin-Lys. En l'absence d'information complémentaire, le prolongement vers le Nord de l'accident SO-NE situé au Sud de la source de la Fago est utilisé pour limiter l'extension de la zone noyée vers l'Est.

Le tracé de la zone noyée drainée par cette source est présenté sur la figure suivante (Illustration 89). Ce tracé reste relativement imprécis car la dimension du système est faible par rapport à la résolution du modèle géologique : La limite à l'Ouest proposée correspond à l'un des accidents SO-NE reportés sur la carte géologique qui se prolonge en profondeur (donc vers le Sud compte tenu du pendage des couches) pour délimiter la zone noyée. Cette limite reste incertaine (Illustration 89, point A).



Légende

Zone noyée libre

Zone noyée captive

— 1, Faille observée, visible, de cinématique non précisée

- - - 2, Faille supposée, masquée, hypothétique, de cinématique non précisée

▲▲▲ 3, Chevauchement, base de nappe ou faille inverse visible

➔ Axe d'écoulement karstique

● Source permanente

⊗ Absence probable d'écoulements de type karstique

Illustration 89 – Cartographie de la zone noyée du système karstique de la Fago

• Système de Cailla

La position de la zone noyée de la source de Cailla (10891X0043/S) a également en partie été discutée lors de l'analyse de la zone noyée de Fontmaure-Ginoles. La position exacte de la source est inconnue : une visite de terrain a permis de reconnaître différentes arrivées d'eau dans des éboulis en bas de versant, puis de suivre le long d'un vallon pentu un petit cours d'eau en direction de la corniche des calcaires urgoniens du Clansayésien sans pouvoir atteindre le point d'émergence.

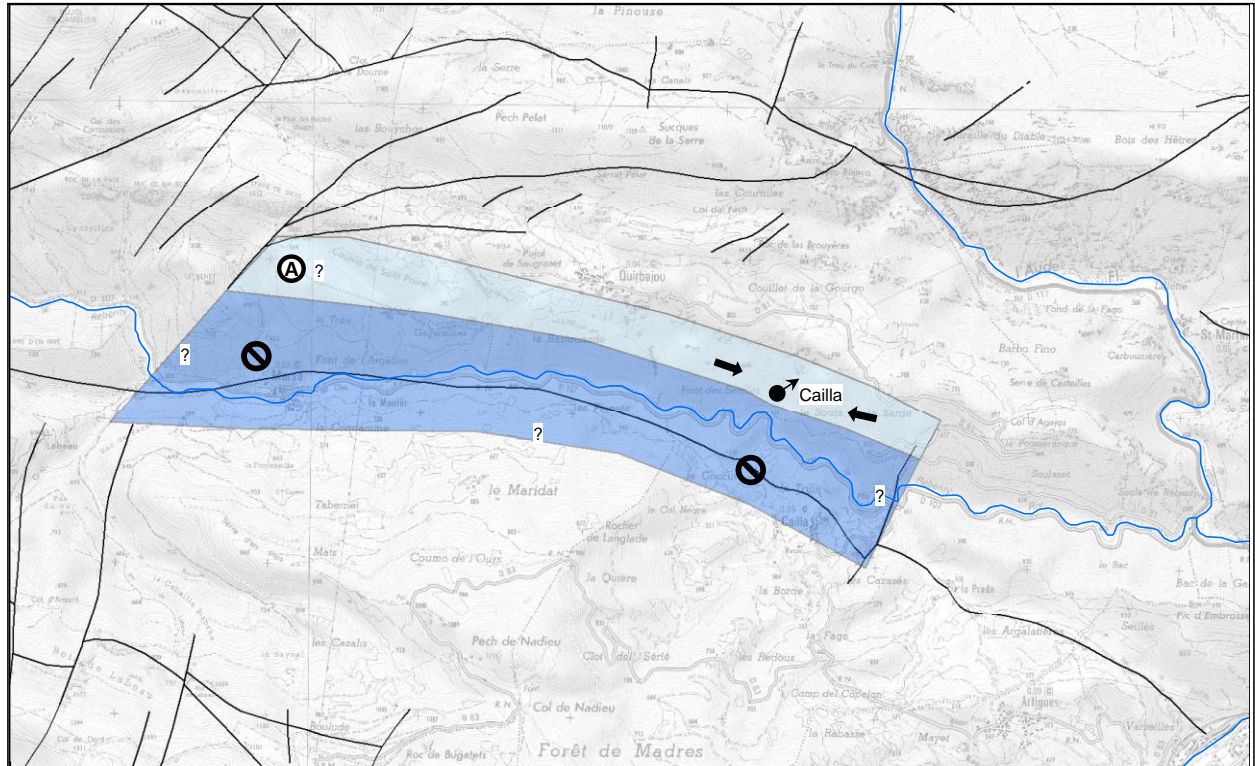
Deux hypothèses peuvent être formulées quant à l'origine de l'eau, à savoir le drainage (1) d'un niveau carbonaté et karstifié au sein des marnes albiennes, ou (2) des calcaires urgoniens du Clansayésien qui constituent une corniche calcaire en haut de versant à environ 800 mNGF. Compte tenu de la position relativement haute de la source, la première hypothèse ne permet pas de proposer un bassin d'alimentation suffisamment grand dans les marnes (et l'horizon carbonaté supposé) pour expliquer les débits de la source sur l'année (probablement plusieurs l/s en moyenne sur l'année). La seconde hypothèse est confortée par les affleurements de calcaires clansayésiens cartographiés plus à l'Ouest sur la carte géologique, et la présence de nombreux affleurements de calcaires vraisemblablement datés du Clansayésien, matérialisés

par des barres rocheuses sur le fond IGN au 1/25000, et qui s'observent dès 580 mNGF sur le versant. Dans le vallon du « Font des Sercles », du fait de l'érosion des marnes, il est donc possible d'imaginer une sortie d'eau provenant du Clansayésien à travers une faible épaisseur de marnes à une altitude de l'ordre de 500 mNGF ou même inférieur, ce qui constituerait le point d'émergence de la source de Cailla.

Cette barre urgonienne du Clansayésien recoupe l'Aude à l'Est à une altitude de 382 mNGF au point de confluence avec le Rébenty. Comme pour la source de la Fago, une limite imperméable liée à un accident qui décale les séquences perméable-imperméables doit expliquer la compartimentation des systèmes karstiques. En l'absence d'information complémentaire, le même accident que celui retenu pour le système de la Fago est utilisé. Plus à l'Est, la barre urgonienne qui se prolonge est donc probablement drainée par l'Aude, sans que des sources aient pu être repérées.

La limite ouest est également imprécise (Illustration 90, point A). Cette limite a été discutée lors du tracé de la zone noyée de Fontmaure-Ginoles. Cette limite joue un rôle essentiel sur la répartition des systèmes karstiques, la différence de charge étant de l'ordre de 180 m. Comme pour le système de la Fago, les limites proposées pour les zones noyées du système de Cailla restent incertaines et nécessitent une résolution plus fine du modèle géologique pour mieux interpréter le rôle des accidents décrochants SO-NE.

Ces résultats sont synthétisés dans la figure suivante (Illustration 90).



0 0.75 1.5 3 Kilomètres

Légende

Zone noyée libre
Zone noyée captive

— 1, Faille observée, visible, de cinématique non précisée
- - - 2, Faille supposée, masquée, hypothétique, de cinématique non précisée
▲▲▲ 3, Chevauchement, base de nappe ou faille inverse visible

➔ Axe d'écoulement karstique
● Source permanente
⊘ Absence probable d'écoulements de type karstique

Illustration 90 – Cartographie des zones noyées du système karstique de Cailla

• Système de Belfort/Rébenty

La source de Belfort-sur-Rébenty (10883X0212/BELFOR) est une source permanente qui présente des débits très faibles (+/- 0.1 l/s) à l'étiage. Le point d'émergence est situé au sein de la formation des « Marnes de Fougax » (n5-6aF). Une cavité anciennement pénétrable et aujourd'hui éboulée témoigne du caractère karstique de cette source. Le modèle géologique 3D indique pourtant plus de 400 m d'épaisseurs de marnes à ce niveau qui s'étendent vers le Nord et l'Ouest sur le plateau, sous recouvrement quaternaire. Cependant, la géométrie du modèle est peu contrainte à ce niveau, la structure géologique sous la surface d'Espezet n'étant pas bien comprise.

La source émerge à 745 mNGF, soit à une altitude nettement supérieure à celle de la zone noyée drainée par le système Fontmaure-Ginoles (318 mNGF, Illustration 86). Les données de la carte topographique permettent d'identifier de nombreuses dépressions vers Espezet et le lieu-dit « les Bouyches » dans des niveaux probablement calcaires sous les dépôts alluviaux. Un doute subsiste sur l'âge de ces calcaires :

- s'il s'agit des calcaires néocomiens ou barrémiens, il est nécessaire de reprendre les modèles géologiques et hydrogéologiques afin d'expliquer pourquoi les eaux qui s'y infiltrent

ne rejoignent pas le système de Fontmaure-Ginols. Les observations de terrain montrent que la source est positionnée sur un accident E-W non carté, mais les connaissances actuelles restent insuffisantes pour expliquer les conditions d'émergence et comprendre où se développe la zone noyée associée,

- s'il s'agit d'un horizon plus carbonaté au sein des marnes de Fougax (cf. source de Courrent discuté pour le système de Fontmaure-Ginols), alors il est possible avec le modèle hydrogéologique actuel de proposer une circulation des eaux drainées sur la surface d'Espezet vers la source de Belfort. L'aquifère serait donc perché par rapport au système de Fontmaure-Ginols.

Le manque d'information sur la géologie et la répartition des faciès carbonatés ne permet pas d'appliquer la méthode KARSYS pour cette source. La délimitation d'un impluvium probable est proposée dans la section suivante en suivant cette seconde hypothèse, bien que Marty (1976) attribue au Barrémien les pointements de calcaires observés au Nord des Bouyches.

Etape 4 : Identification et délimitation des systèmes d'écoulement – tracés des impluviums

Il s'agit dans ce paragraphe de représenter les impluviums tels qu'ils sont obtenus par application de la méthode KARSYS pour des conditions de basses-eaux en régime permanent. Ces résultats font l'objet d'une discussion plus approfondie accompagnée d'un tableau de synthèse dans la section suivante.

Le tracé de l'impluvium associé à chaque exutoire karstique s'appuie sur la délimitation des zones noyées, la connaissance des formations géologiques à l'affleurement (Illustration 3), les lignes de crêtes des aquicludes et la topographie (MNT 25 m de l'IGN). Les principes énoncés au 5.2.1 permettent sous SIG de distinguer les secteurs qui contribuent à l'alimentation de la source par infiltration de ceux qui concentrent le ruissellement en amont d'une zone d'infiltration, qu'une perte soit identifiée ou non. La contribution par infiltration caractérise une recharge *directe* de l'aquifère tandis que celle par ruissellement en amont d'une zone d'infiltration caractérise une recharge *indirecte*. Ces termes seront retenus dans la suite de ce rapport.

- La recharge droite de la zone noyée, ou après ruissellement sur le toit du substratum imperméable ce directe se réalise à travers les formations karstiques à l'affleurement, au qui nécessite de connaître la ligne de crête de l'aquiclude pour la répartition des eaux.
- La recharge indirecte se réalise sur des secteurs situés en amont d'une zone de perte d'écoulement de surface. Il peut s'agir de terrains karstiques drainés en souterrain vers un autre exutoire, si et seulement si le ruissellement observé dans les vallées peut être considéré comme permanent (exemple du ruisseau de la Coume du Moulin à proximité de Camurac). Pour cette étude, la délimitation des zones de recharge indirectes est réalisée à partir du MNT à 25 m de l'IGN. La part relative des recharges directes et indirectes permet de mesurer le caractère unaire ou binaire du système karstique.

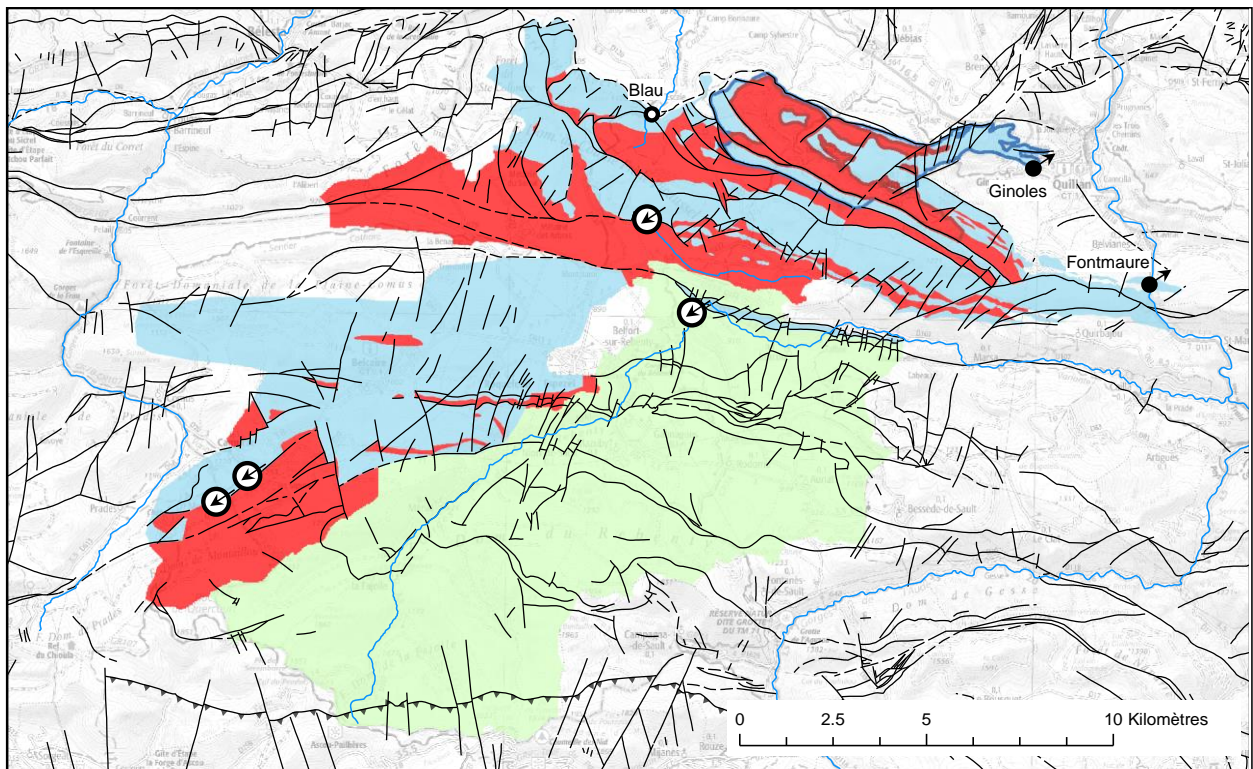
- **Système de Fontmaure-Ginols**

La figure suivante (Illustration 91) présente le résultat obtenu pour le système de Fontmaure-Ginols, la partie contribuant majoritairement à alimenter la source de Ginols ayant été individualisée.

L'application de la méthode KARSYS suppose un fonctionnement en perte du Rébenty au niveau du défilé de Joucou. Le bassin-versant associé est très vaste (+/- 100km²) et est

représenté avec un figuré différent pour mieux interpréter la carte. La réalisation de jaugeages différentiels dans ce secteur (étude en cours) permettra de valider ou non la contribution de ce bassin selon le débit de perte estimé.

Les autres points de perte d'écoulement de surface proposés par l'approche KARSYS sont également reportés sur la carte (Illustration 91). Il s'agit des cours d'eau entre Camurac et Montaillou (Balaguès, Coume du Moulin, Coume Longue), du Rébounédou et du Rébenty en amont du défilé de Joucou. En effet, en l'état actuel des connaissances, l'application de KARSYS permet de supposer qu'il existe des pertes partielles du Rébenty au contact de la lame de la Joucou qui alimenterait la source de Fontmaure. Ces pertes seront recherchées par la suite en réalisant des jaugeages différentiels encadrant ce secteur dans le Rébenty en condition de basses-eaux.



Légende

- Recharge directe
- Recharge indirecte
- Bassin versant des pertes du Rébenty en amont du défilé de Joucou
- Recharge directe pour le sous-système karstique de Ginoles
- Recharge indirecte pour le sous-système karstique de Ginoles
- Faille
- Faille supposée
- Chevauchement
- ↗ Source permanente
- Source temporaire
- ↻ Perte principale d'écoulement de surface

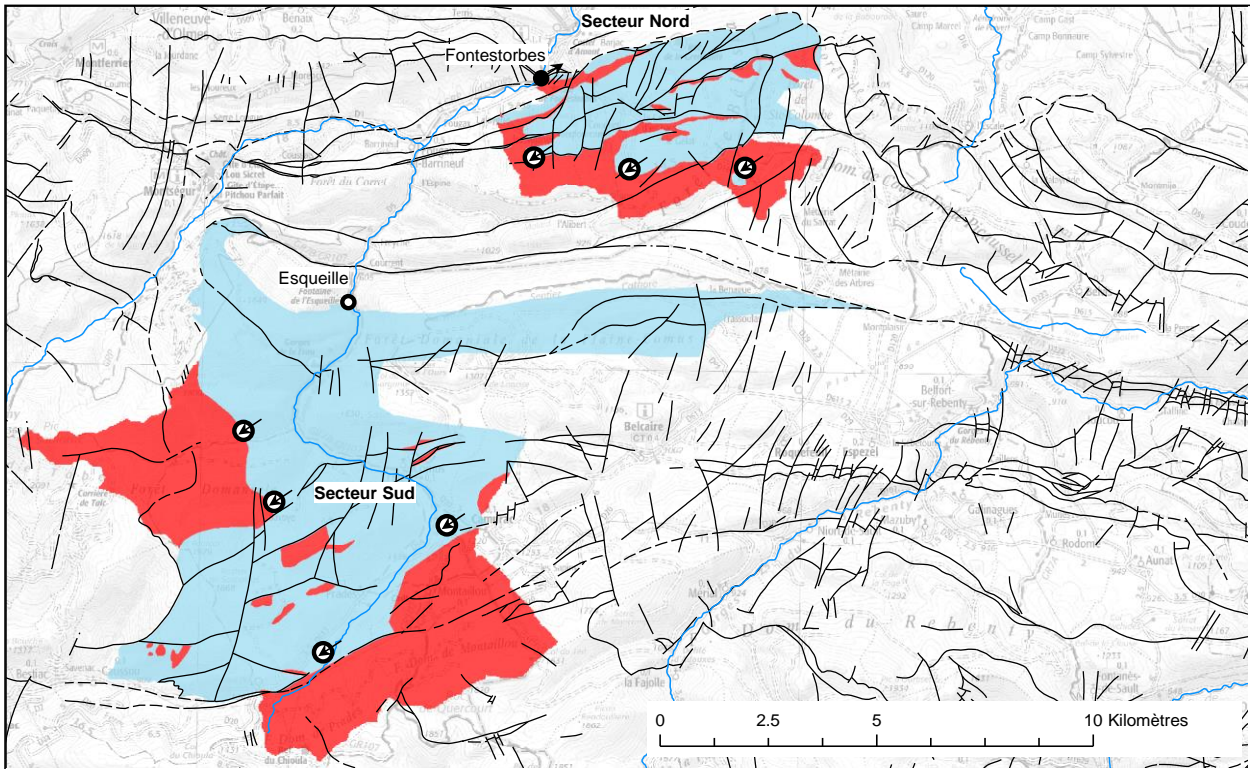
Illustration 91 – Carte de l'impluvium de la source de Fontmaure

• Système de Fontestorbes

L'impluvium du système karstique de Fontestorbes apparaît découpé en deux secteurs du point de vue de sa zone de recharge (Illustration 92), un secteur nord et un secteur sud. Une zone

noyée captive puis libre sous couverture a été identifiée sous les marnes albiennes pour les reliefs (Illustration 87).

Les pertes d'écoulement de surface identifiées concernent les cours d'eau de Basqui et de l'Ourza, l'Hers amont (en amont de l'Esqueille) et le ruisseau du Balaguès et ses affluents (Illustration 92).



Légende

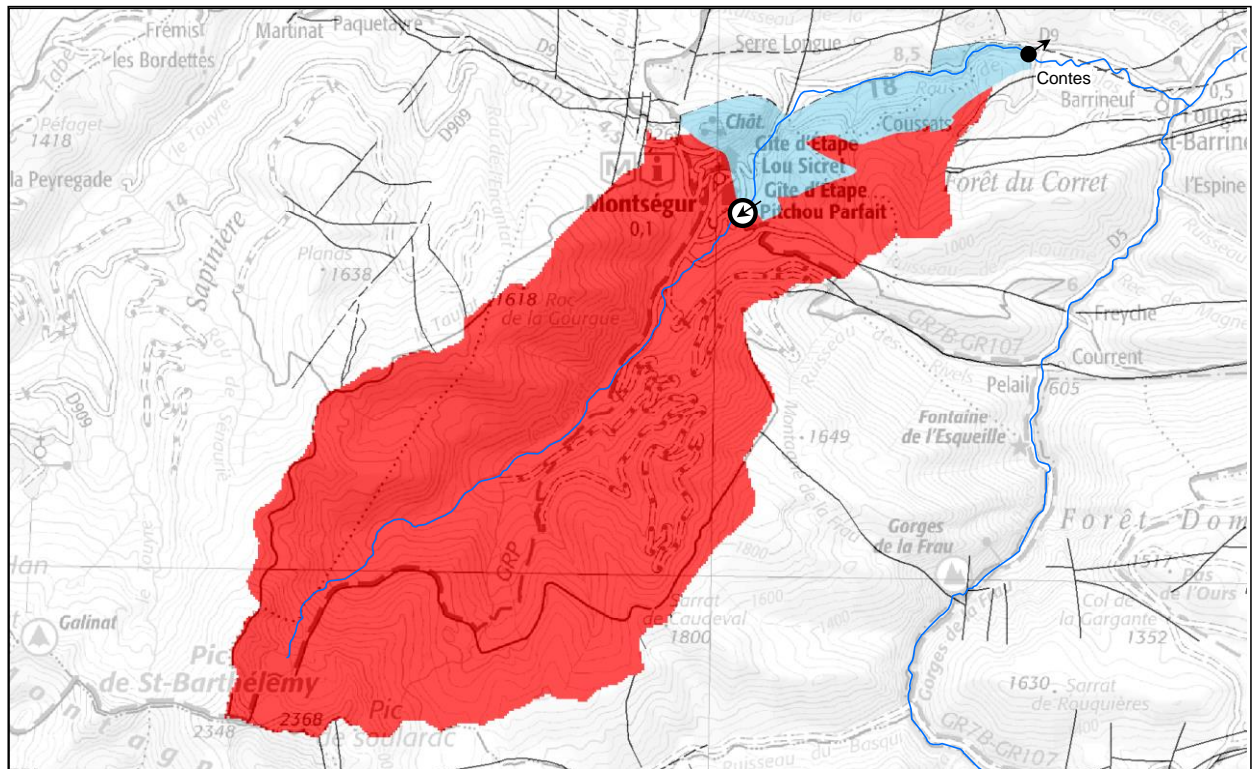
- Recharge directe
- Recharge indirecte
- Faille
- - - Faille supposée
- ▲▲▲ Chevauchement

- Source permanente
- Source temporaire
- K Perte principale d'écoulement de surface

Illustration 92 – Carte de l'impluvium de la source de Fontestorbes

• **Système de Contes**

L'impluvium obtenu par l'application de KARSYS pour le système karstique de Contes est typique d'un système karstique binaire, avec une recharge indirecte par les pertes de cours d'eau de surface (le Lasset) alimentant la résurgence et une recharge directe relativement réduite sur le relief de la Bartefeuille (Illustration 93).



0 1 2 4 Kilomètres

Légende

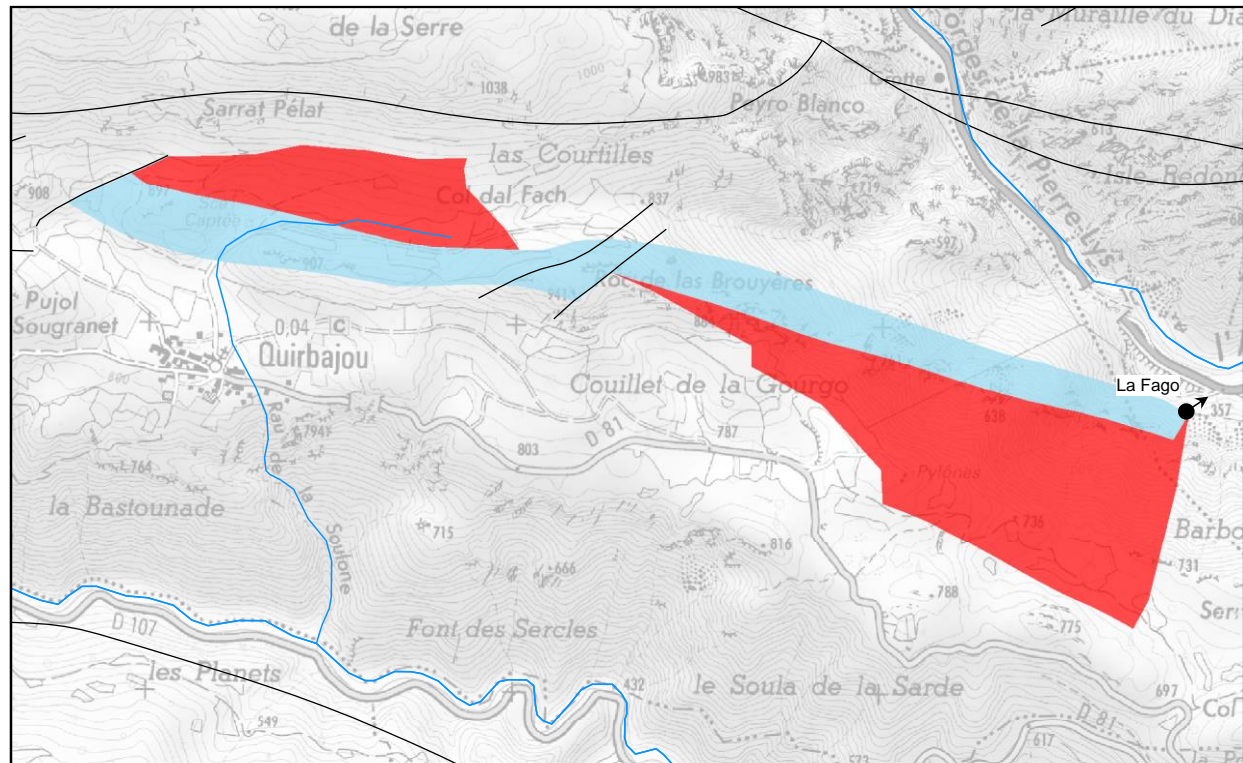
- Recharge directe
- Recharge indirecte
- Faille
- - - Faille supposée
- ▲▲▲ Chevauchement

- Source permanente
- Perte principale d'écoulement de surface

Illustration 93 – Carte décrivant l'impluvium de la source de Contes

• **Système de la Fago**

La topographie du secteur conduit à proposer deux bassins-versants de surface, l'un drainant les eaux de ruissellements vers le Sud et l'autre vers le Nord (Illustration 94). Ces secteurs de recharge indirecte convergent vers les affleurements des calcaires urgoniens qui localisent la zone de recharge directe.



0 0.25 0.5 1 Kilomètres

Légende

- Recharge directe
- Recharge indirecte
- Faille
- Faille supposée
- Chevauchement

Source permanente

Illustration 94 – Carte décrivant l’impluvium de la source de la Fago

• **Système de Cailla**

Les affleurements isolés des calcaires du Clansayésien qui apparaissent vers l’Est sont supposés continus en profondeur avec la barre qui affleure au-dessus de la source. Le ruissellement sur les marnes de Quirbajou conduit à délimiter un secteur de recharge indirecte en amont (Illustration 95).

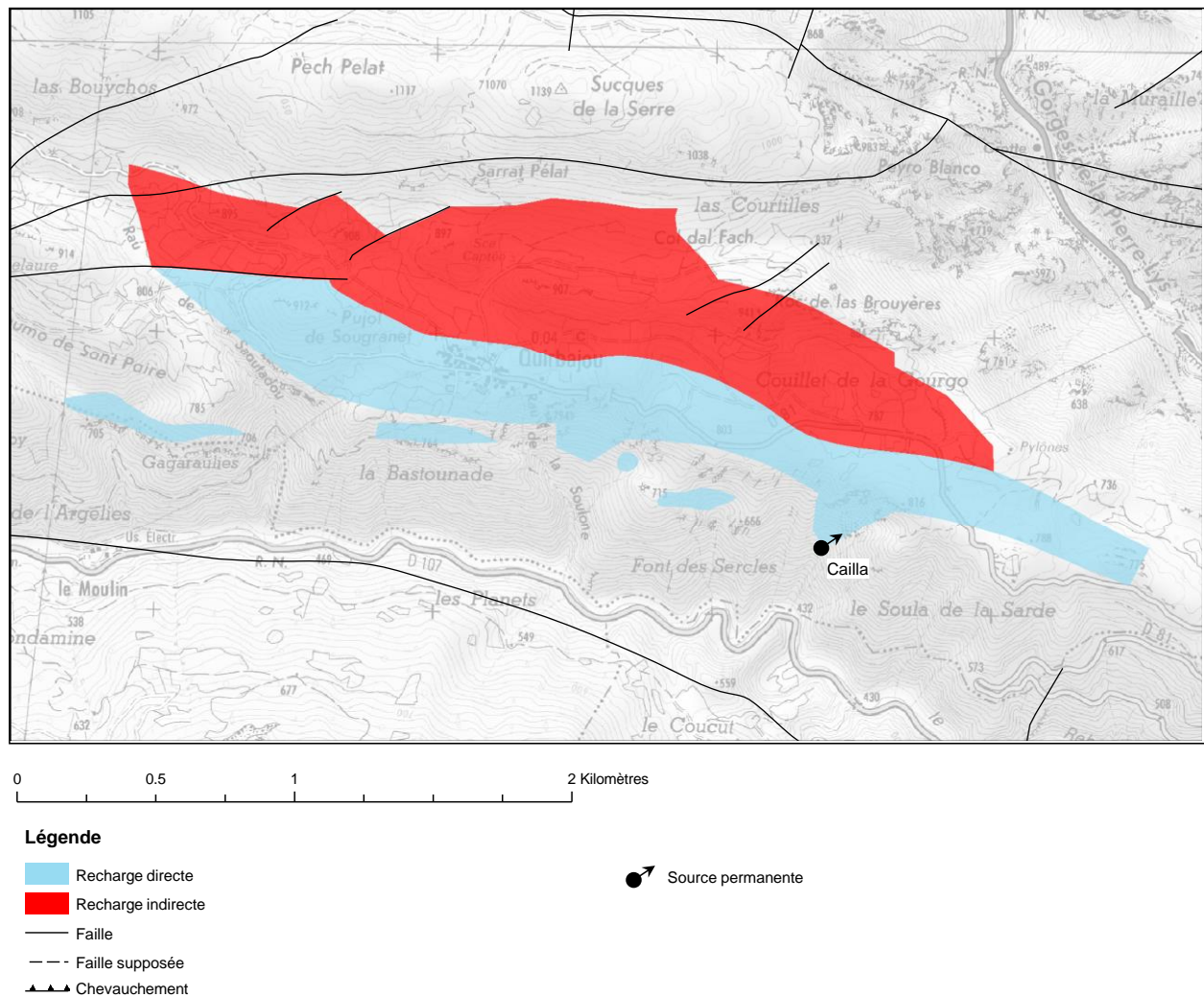


Illustration 95 – Carte décrivant l'impluvium de la source de Cailla

- **Système de Belfort-sur-Rébenty**

Un modèle hydrogéologique 3D n'a pas pu être construit pour cette source. Une étude altimétrique à partir du MNT de 5 m de résolution permet d'identifier les limites de grandes dépressions au niveau d'Espezet et des Bouyches. Celles-ci sont interprétées en l'état actuel des connaissances comme la manifestation en surface de la dissolution d'un horizon plus carbonaté dans les marnes de Fougax (cf. Etape 3 de l'application de KARSYS). Des investigations complémentaires (datation sur échantillon de calcaires et géophysique sur la surface d'Espezet) pourraient lever cette incertitude.

Cette hypothèse permet de proposer le tracé reporté sur la figure suivante (Illustration 96). Ce tracé reste très hypothétique et demande à être confirmé par des investigations complémentaires, notamment des traçages.

Système	BSS	Recharge	Surface (km ²)	z moyen	zmin	zmax
Fontestorbes	10766X0089/HY	directe - Nord	14	880	535	1085
		indirecte - Nord	9	892	544	1119
		total Nord	23	884	535	1119
		directe - Sud	54	1341	631	1921
		indirecte - Sud	26	1516	1166	2323
		total Sud	80	1397	631	2323
		directe	68	1246	535	1921
		indirecte	35	1358	544	2323
		total	103	1284	535	2323
Fontmaure (Ginoles inclus)	10775X0004/S	directe	81	1037	319	1542
		indirecte	51	1068	706	1806
		total	132	1049	319	1806
		Rebenty amont	100	1226	561	2052
Sous-système Ginoles	10775X0077/S	directe	7	909	333	1158
		indirecte	6	962	769	1131
		total	13	935	333	1158
Belfort	10883X0212/BELFOR	directe	3	896	874	923
Cailla	10891X0043/S	directe	1	789	597	887
		indirecte	1.2	856	780	938
		total	2.2	826	597	938
Fago	ND	directe	0.4	770	371	926
		indirecte	0.6	752	413	938
		total	1	759	371	938
Contes	10765X0116/HY	directe	2	835	584	1194
		indirecte	25	1423	685	2344
		total	27	1369	584	2344

Illustration 97 – Tableau de synthèse des résultats obtenus sur la délimitation des impluviums des systèmes karstiques du plateau de Sault

Les superficies obtenues sont probablement surestimées dans la mesure où certains secteurs répartissent leurs eaux vers plusieurs exutoires selon la dynamique de recharge (infiltration directe ou indirecte). Les bassins versants du Balaguès et de la Coume du Moulin illustrent bien ce phénomène. Par contre, le ruisseau de Coumelongue se perd totalement la plupart du temps avant d'atteindre Camurac, son bassin d'alimentation est donc exclusivement rapporté à l'alimentation du système de Fontmaure-Ginoles.

Une analyse altimétrique statistique a également été conduite sur les zones de recharge par infiltration directe pour les deux principaux systèmes karstiques (Illustration 98). Les histogrammes obtenus à Fontestorbes sont différents pour les secteurs nord et sud, induisant une déformation de la courbe hypsométrique vers 1200 m. Les principaux replats s'observent vers 900 m pour le secteur nord, puis vers 1250/1350 m et 1800 m pour le secteur sud, ce qui reprend les surfaces d'aplanissements identifiées par Calvet (cf. partie 5.1.3) de part et d'autres de la FNP. Les secteurs nord et sud ne présentent donc pas de surfaces d'aplanissement communes. L'histogramme obtenu pour le système de Fontmaure-Ginoles montre une répartition très différente, où la surface d'Espezet vers 900 mNGF est clairement identifiée. Deux autres replats s'observent vers 1000 m puis 1250 m qui pourraient respectivement représenter les surfaces d'aplanissement du Pla du Boum et de la Plaine bien que ces dépressions se répartissent entre les deux systèmes karstiques, la ligne de crête de l'aquiclude passant par ces dépressions.

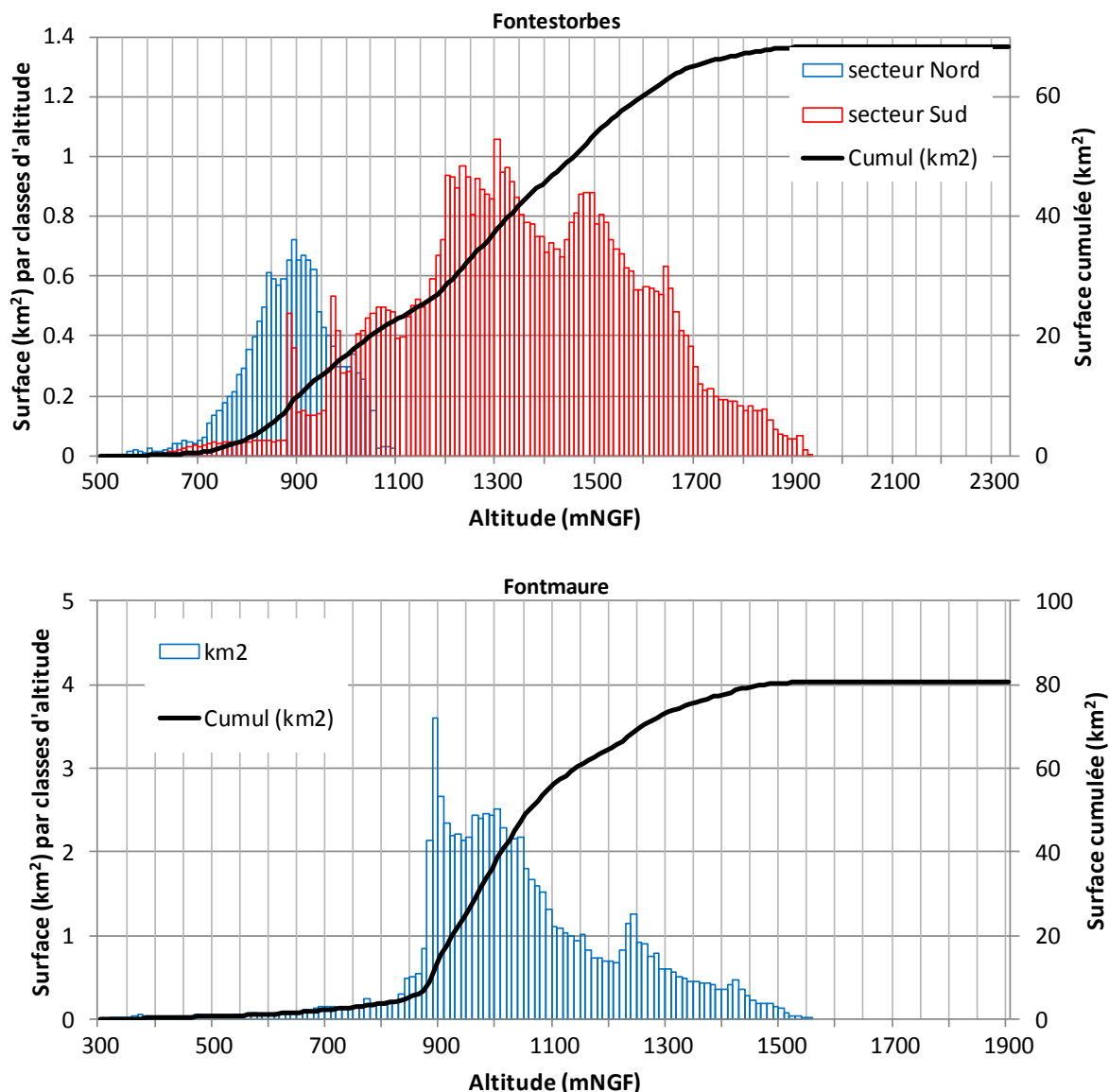


Illustration 98 – Histogrammes et courbes cumulées des classes d'altitudes des secteurs d'infiltration directe pour les systèmes de Fontestorbes et de Fontmaure

Comparaison avec les études antérieures

Les systèmes karstiques du Pays de Sault ont déjà fait l'objet d'études approfondies (Grévellec 1974, Mangin 1975, Salic 1985) conduisant à la délimitation des impluviums de chaque système par des approches couplant l'analyse géologique à des opérations de traçages artificiels. Les résultats obtenus par la méthode KARSYS sont relativement proches, sachant que les résultats des traçages connus (cf. rapport BRGM 64209-FR) valident les tracés proposés, exception faite de la restitution partielle du traçage de la perte du Rébounédou réalisé en 1958 et qui serait réapparue à la source de Cailla (cité par Grévellec, 1974). Les principales différences observées entre les nouveaux tracés issus de l'approche KARSYS et les tracés antérieurs concernent pour Fontestorbes :

- La limite NE du secteur nord qui selon l'approche KARSYS s'étend 1 à 2 km plus à l'Est pour rejoindre la limite du système de Fontmaure proposé par Salic (1985). Le secteur qui se retrouve ajouté au système de Fontestorbes n'était attribué à aucun système karstique.
- La limite NE du secteur sud qui selon l'approche KARSYS s'étend jusqu'à la Benague pour inclure l'ensemble des formations aquifères du synclinal de Belvis – Bac d'en Filla.
- La limite SO du secteur sud qui s'étend selon l'approche KARSYS à toute la formation de marbre en direction de la commune de Bestiac.

Ces modifications expliquent la superficie plus élevée calculée qui atteindrait 68 km² pour les formations karstiques et 103 km² au total, en intégrant le bassin-versant du Balaguès, contre environ 80 km² proposé par Mangin (1975) pour l'ensemble. Le rapport 20%/80% proposé par Mangin (1975) entre les secteurs nord et sud n'est pas modifié par le nouveau tracé.

Pour Fontmaure, en dehors des modifications induites par la modification du tracé de Fontestorbes, les différences essentielles concernent :

- l'intégration de la source de Ginoles comme exutoire du même système karstique de Fontmaure-Ginoles,
- l'intégration du bassin-versant du Balaguès et de ces affluents, comme l'avait proposé Mangin (1975), mais ce qui n'a pas été retenu dans le tracé actuel BD Lisa. L'explication fournie par Mangin (1975) sur la structure en gouttière des migmatites qui détermine la limite du bassin versant drainé vers Fontmaure (Mangin, 1975, p. 561) est tout à fait conforme aux observations issues du modèle hydrogéologique,
- l'intégration de la lame de la Joucou.

Ces modifications permettent de proposer par l'approche KARSYS une superficie de l'ordre de 81 km² pour les formations karstiques et 132 km² au total. Ces modifications augmentent la superficie par rapport aux données de la littérature qui étaient de l'ordre de 100 (Grévellec, 1974, Salic, 1985) à 110 km² (Atlas Hydrogéologique du Languedoc Roussillon). A cela s'ajoute d'éventuelles pertes partielles du Rébenty au niveau du défilé de Joucou, dont le bassin versant est estimé à 100 km².

Discussion sur les résultats apportés par la méthode KARSYS

- **Cartographie des zones noyées et des principaux axes d'écoulements karstiques**

Au-delà des éléments cartographiques classiques délimitant les impluviums des sources, l'approche KARSYS a permis de reporter en 2D la répartition minimale de la zone noyée dans les formations karstifiables. Cette information est utile pour savoir s'il existe une zone noyée au droit de tout point de l'impluvium, à quelle profondeur et si celle-ci est libre ou captive (donc plus profonde). De plus, cela permet d'illustrer que les circulations souterraines peuvent avoir lieu indépendamment de l'impluvium délimité en surface. Ces informations sont utiles pour mieux localiser dans l'espace la ressource. Enfin, la répartition spatiale de la zone noyée permet également de mettre en avant des points de convergence des flux karstiques, et donc d'identifier les grands axes de drainage qui s'organisent vers l'exutoire (cf. Illustration 86 et Illustration 87).

- **Rôle aquiclude joué par les formations antéjurassiques**

Le manque d'éléments de contrainte n'a pas permis de proposer une modélisation géologique des formations antéjurassiques. Ceci entraîne une indétermination sur le rôle aquiclude joué par

la formation modélisée à la base des calcaires du Jurassique, ce qui a de grandes conséquences sur les résultats de l'approche KARSYS. Dans la partie sud du Pays de Sault, le rôle aquiclude joué par la formation modélisée sous le Jurassique est essentiel pour délimiter les systèmes de Fontmaure et de Fontestorbes. La présence de Trias gypsifère y reste incertaine, et celui-ci est absent dans la ZIM. Ce niveau de décollement pour les chevauchements qui se succèdent vers le Nord est éventuellement inexistant ou très aminci par la déformation. Au Nord de la surface d'Espezet, le fait de supprimer les lignes de crêtes proposées sur l'illustration 86 ou l'illustration 87 aura moins de conséquences sur les résultats obtenus. La présence de Trias au contact de la zone noyée devrait cependant se manifester par une signature chimique particulière (isotopes du Sr, sulfates) aux exutoires qui sera étudiée dans la suite du projet.

- **Délimitation de sous-systèmes d'écoulement**

Sur le système de Fontmaure-Ginols, la carte présentant l'extension de la zone noyée (Illustration 86) permet d'identifier :

- un grand axe de drainage orienté SW-NE depuis Camurac jusqu'au point D,
- deux axes orientés NW-SE sur le flanc sud de l'anticlinal de Pierre-Lys – Picaussel, qui récupère les eaux perdues du Rébounédou dans le Barrémien urgonien jusqu'au point C, et depuis le Blau jusqu'au point C,
- deux axes au sein du synclinal de Montmija, avec une répartition des eaux à ce niveau entre Ginols et Fontmaure,
- des possibilités de contribution d'eau profonde à Fontmaure depuis le bassin de Quillan.

Lors des crues, des mises en charges importantes peuvent donc avoir lieu entre les points C et D qui pourraient expliquer l'activation du trop-plein du Blau. D'autre part, le Blau apparaît isolé vis-à-vis des circulations souterraines ayant lieu sur le plateau d'Espezet, à la fois par la ligne de crête de l'aquiclude proposé par la remontée des formations antéjurassiques au cœur de l'anticlinal de Pierre-Lys – Picaussel et par la limite imperméable qui matérialise un contact sur marnes relativement continu. Ces limites restent théoriques et adaptées dans le modèle à une situation de basses-eaux, la ligne de crête de l'aquiclude pouvant être largement dépassée en hautes eaux. Ainsi, si un lien entre les pertes du Rébounédou et le Blau est envisageable en hautes eaux, il semble plus difficile en l'état actuel du modèle hydrogéologique d'envisager un lien entre les eaux circulant sous la surface d'Espezet et le Blau.

6. Conclusions et perspectives

6.1. CONCLUSION

L'étude intégrée cartographie/tectonique/modélisation géologique/gravimétrie a permis de fournir une vision en trois dimensions la plus à jour possible de la structure des terrains sur toute l'étendue de la zone d'étude hydrogéologique. Cette vision 3D tient compte des travaux historiques et y associe de nouvelles acquisitions géologiques et géophysique qui ont pour but d'améliorer les connaissances sur l'hydrogéologie karstique du Pays de Sault.

La carte géologique à 1/50 000 produite pour le projet synthétise les 342 observations nouvelles de terrain, les données de la carte géologique de la France ainsi que les travaux cartographiques réalisés dans les années 70. La réalisation de quatre coupes géologiques permet d'affiner le style tectonique de la déformation des terrains proposé par ces mêmes travaux. L'intégration des données cartographiques et structurales dans le logiciel 3DGeomodeller 2013 (© BRGM – Intrepid Geophysics) a permis de tester plusieurs scénarios de géométries 3D et, in fine, de proposer une géologie cohérente en trois dimensions. La carte géologique produite par le modèle 3D comptabilise 85% de corrélation avec la carte géologique simplifiée du projet.

Afin de clarifier le schéma structural de la région et d'apporter des contraintes en profondeur au modèle géologique 3D, 258 stations gravimétriques ont été levées sur le plateau de Sault. La dichotomie entre l'Est et l'Ouest du plateau, telle que mise en évidence par les observations géologiques structurales, est bien présente sur la carte d'anomalie résiduelle. Une anomalie négative centrale, d'orientation N040°, jusqu'alors non cartographiée, délimite les parties occidentale et orientale du plateau. Des anomalies négatives bien circonscrites sont relevées au niveau de la ZIM. Celles-ci pourraient rendre compte de surépaisseurs de marbre localement importantes. Une discontinuité majeure de direction N120° est relevée au Nord-Ouest de la zone d'intérêt.

La prise en compte des résultats de la gravimétrie dans le modèle géologique 3D par calculs directs et calculs d'inversion permet de restreindre les possibilités d'interprétation de la structure profonde à deux scénarios principaux : l'un géométrique qui contraint l'épaisseur de la pile sédimentaire plissée et donc la profondeur du socle (considéré homogène ici), l'autre qui considère des hétérogénéités de densité dans le socle.

Les périodes favorables au développement de la karstification sont postérieures à l'orogénèse pyrénéenne. Elles succèdent aux périodes d'aplanissement et sont caractérisées par des déplacements verticaux ou des chutes du niveau de base. Il s'agit du Miocène inférieur, du Miocène supérieur, du Pliocène supérieur et du Quaternaire.

L'utilisation du modèle géologique 3D pour appliquer l'approche KARSYS a permis de réaliser un modèle hydrogéologique 3D tenant compte des limites géologiques du système, du type d'infiltration à la surface du bassin, de la géométrie de l'aquifère karstique, de la géométrie de la zone noyée et de sa nature (libre/captive), ainsi que des premiers éléments pour comprendre l'organisation 3D du drainage karstique et les points de confluence des principaux axes de drainage jusqu'à l'exutoire.

L'approche KARSYS permet de réaliser la cartographie de l'extension des zones noyées libres et captives qui peuvent contribuer à l'alimentation des exutoires étudiés au sein de formation

potentiellement karstifiée pour chaque système karstique du plateau de Sault. L'application de cette méthode permet de proposer un système karstique unique pour les sources de Fontmaure et de Ginoles. Le report en surface du bassin d'alimentation de chaque système a pu être proposé pour des conditions de basses eaux, en distinguant les secteurs de recharge directe et indirecte. Les superficies obtenues pour les deux systèmes karstiques atteindraient :

- sur le système Fontestorbes : 68 km² pour les formations karstiques et 103 km² au total, en intégrant le bassin-versant du Balaguès,
- sur le système Fontmaure-Ginoles : 81 km² pour les formations karstiques et 132 km² au total.

Suite à l'application de KARSYS, les compléments d'étude géologique, hydrogéologie et de modélisation 3D pour l'amélioration des connaissances hydrogéologiques sont listés dans la partie « perspectives » suivante.

6.2. PERSPECTIVES POUR AMELIORER LE SCHEMA HYDROGEOLOGIQUE

Des profils géophysiques de sismique réflexion sont proposés pour mieux contraindre la géométrie du modèle géologique sous le plateau d'Espezet, et notamment la position des remontées du socle qui définissent les limites entre les systèmes karstiques de Fontestorbes et Fontmaure-Ginoles. En parallèle, des échantillons de calcaire censés appartenir à la terminaison périclinale du pli du bois de la Benague et affleurant dans le secteur des Bouyches seront datés. Ces éléments permettront 1) de mieux contraindre la terminaison du pli anticlinal du bois de la Benague au niveau du plateau d'Espezet, 2) de comprendre si des facies carbonatés dans les marnes de Fougax peuvent expliquer les dépressions observées au Nord des Bouyches, en lien supposé avec l'alimentation de Belfort-sur-Rébenty et 3) d'imager en profondeur l'épaisseur et la géométrie des marnes de Fougax dans la partie occidentale du synclinal du Rébenty-Belvis.

L'application de la méthode KARSYS permet également de mettre en avant un ensemble d'investigations hydrogéologiques nécessaires pour valider ou faire évoluer le modèle conceptuel hydrogéologique.

Des opérations de traçages artificiels pourront être menées pour valider ou préciser certains résultats, notamment :

- depuis les pertes de Camurac et du Rébounédou afin de valider la circulation vers Fontmaure en basses eaux (opération déjà réalisée dans le cadre du projet validant cette relation) et en hautes eaux pour valider ou non l'hypothèse de non restitution au Blau,
- depuis la perte de Coudons au point le plus bas de la dépression, afin de vérifier que la perte dans les formations barrémiennes drainent les eaux vers Fontmaure et non Ginoles,
- depuis le secteur des Bouyches (ou la STEP d'Espezet) pour vérifier que le drainage s'effectue vers la source de Belfort-sur-Rébenty

Des campagnes de jaugeages pourront être réalisées dans le ruisseau de Saint Nicolas lors de perte totales et à la source de Contes pour vérifier que le débit à la source est supérieur ou égal au débit de perte, et qu'il n'y a donc pas de circulations plus profondes qui pourraient regagner le système de Fontestorbes.

Sur le Rébenty, des campagnes de jaugeages différentiels encadrant le défilé de Joucou seront réalisées (étude en cours) afin d'identifier et de quantifier, si possible, des pertes du cours d'eau.

Un suivi piézométrique pourrait être mis en place dans le gouffre des Caoussous à pas de temps fin (1 minute), synchronisé avec les suivis de hauteur à la source de Fontestorbes pour obtenir un nouveau jeu de données synchrone (hauteur / débit) des intermittences et tenter de mieux comprendre les causes de l'élévation significative du gradient hydraulique entre ces deux points à l'étiage.

D'autres données de charge seraient utiles pour mieux contraindre l'évolution de la piézométrie sous le plateau de Sault et dans la partie amont du système de Fontestorbes, à la fois en basses eaux pour valider l'extension des zones noyées proposées (Illustration 86 et Illustration 87), et aussi en hautes eaux pour tenter de comprendre l'origine des fortes mises en charge et l'activation du trop-plein du Blau.

Du point de vue hydrochimique, des indices d'interactions avec le Trias gypsifère seront recherchés aux exutoires pour voir si l'hypothèse relative à l'absence de Trias au niveau des remontées des formations antéjurassiques est acceptable. Pour Fontmaure, une analyse des isotopes stables de l'eau couplée à l'analyse de la température en basses eaux pourraient permettre d'identifier les flux provenant de circulations plus profondes sous le bassin de Quillan (augmentation de la température) ou provenant des pertes du Rébenty (bassin versant de haute altitude). Enfin, en périodes de hautes eaux, le suivi des isotopes stables de l'eau réalisé conjointement au Blau et à Fontmaure pourrait permettre de comprendre si le Blau mobilise des eaux rechargées en hautes altitudes. Cet élément permettra de mieux comprendre si cet exutoire de trop plein mobilise des eaux provenant du secteur de Camurac.

L'intégration de l'ensemble des topographies spéléologiques fournies par les CDS09 et CDS11 dans le modèle hydrogéologique 3D pourra permettre de mieux identifier les horizons où se développe la karstification dans le but de construire un modèle spéléogénétique. Ce modèle couplé au modèle hydrogéologique 3D servira, sur un secteur limité à définir de base pour l'application de la méthode de cartographie des réseaux karstiques proposée par Malard et al. (2015).

Une fois le modèle hydrogéologique validé et éventuellement modifié à la suite des investigations proposées précédemment, le modèle pourra être comparé aux données hydrodynamiques acquises sur les principaux systèmes karstiques. La cohérence des volumes dynamiques, bilans hydrologiques sera notamment analysée.

Les modèles géologiques 3D et hydrogéologique conceptuel proposés dans ce rapport pourraient donc encore évoluer en fonction de nouvelles données à acquérir dans la suite du projet.

7. Bibliographie

Alabouvette B., Barnolas A., Cavelier C., Robador A., non publié. Carte de puissance, faciès et milieux de dépôt du Danien. In : Lepochat, G., Razin P., Teixell A., (coord). In : Barnolas A., Courboulex S. - Synthèse géophysique et géologique des Pyrénées, vol. 2, Cycle alpin : atlas.

Aug C., 2004. Modélisation géologique 3D et caractérisation des incertitudes par la méthode du champ de potentiel. Thèse de Doctorat Ecole des Mines de Paris, 220 p.

Aunay B., Le Strat P., avec la collaboration de Aguilar JP., Camus H., Clauzon G., Dörfliger N., 2002. Introduction à la géologie du karst des Corbières. Rapport BRGM/RP-51595-FR, 22 fig., 28 photo., 3 tab., 4 pl. h. text., 80 p.

Bardeau M., Monod B., Lamotte C., Ladouche B., Le Goff E., Maréchal JC., 2015. Etat des connaissances géologiques et hydrogéologiques sur le Plateau de Sault (Aude - Ariège). Rapport BRGM/RP-64209-FR.

Barnolas A., et Chiron J.C., 1996. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées - Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien. Edition BRGM - ITGE.

Bilotte M., Cosson J., Crochet B., Peybernes B., Roche J., Taillefer F, Tambareau Y, Ternet Y, Villate J., 1988. Note explicative de la feuille Lavelanet à 1/50 000

Bosch M., Guillen A., Ledru P., 2001. Lithologic tomography: an application to geophysical data from the cadomian belt of northern Brittany, France. Tectonophysics. 331, 197–228.

Bousquet JP., 1975. Etude géologique de la zone nord-pyrénéenne à l'articulation entre Pays de Sault et Bassin de Quillan (Pyrénées Orientales : Ariège-Aude). Thèse 3^{ème} cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 142 p.

Calcagno A., Chilès J.P., Courrioux G., Guillen A., 2008. Geological modelling from field data and geological knowledge. Part I. Phys. Earth Planet. Interiors, doi:10.1016/j.pepi.2008.06.013.

Calvet M., 1996. Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales. Documents du BRGM 255. 3 tomes, 6 pl. h. text., 1177 p.

Calvet M., Delmas M., Gunnel Y., Braucher R., Bourlès D., 2011. Recent Advances in Research on Quaternary Glaciations in the Pyrenees. In Quaternary glaciations – Extent and chronology, a closer look. Edited by Ehlers J., Gibbard PL., Hughes PD. Chap 11, p. 127-139.

Canérot J., 2008. Les Pyrénées : Histoire géologique (Vol. 1). Atlantica.

Catalogne C., Carluer N., Le Henaff G., Vernoux J.F., 2014. Guide pour la délimitation et la cartographie de la vulnérabilité intrinsèque d'Aires d'Alimentation de Captages à transferts mixtes. Rapport IRSTEA/BRGM-ONEMA, 58 p.

Cattin R., Mazzotti S., Baratin L.M., 2015. GravProcess : An easy-to-use MATLAB program to process campaign gravity data and evaluate the associated uncertainties, Computer & Geosciences, 81, 20-27.

Cau A., 1980. Fontestorbes : La Fontaine intermittente. Société Spéléologique du Plantaurel 44

Combes P.J., 1969. Recherches sur la genèse des bauxites dans le nord-est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Thèse de doctorat d'Etat, Université de Montpellier ; Mém. CERGH, T. III-IV, 1 vol. 375 p., 72 fig., 28 tabl. an. chim. et min., 16 pl. ph., 1 carte géol. h. t.

Cooper G.R.J., & Cowan D.R., 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers & Geosciences*, 32(10), 1585-1591.

Cosson J., Souquet P., Peybernès B., Bilotte M., Bousquet J.P., Cizak R., Marty M., Tambarreau Y., Villatte J., Crochet B., Taillefer F., 1984. Carte géol. France (1/50 000), feuille Lavelanet (1076). Orléans : BRGM

Courrioux G., Nullans S., Guillen A., Boissonat J.D., Repousseau P., Renaud X., Thibaut M., 2001. Volumetric modelling of Cadomian terranes (Northern Brittany, France): an automatic method using Voronoi diagrams. *Tectonophysics*, 331 (1-2), 181-196.

de Sitter L.U., 1952. Pliocene uplift of tertiary mountain chains. *Am. J. of Sci.*, vol. 250, pp. 297-307.

Debrand-Passard S., non publié. Carte de puissance, faciès et milieux de dépôt de l'Hettangien. In : Lepochat, G., Razin P., Teixell A., (coord). In : Barnolas A., Courboulex S. - Synthèse géophysique et géologique des Pyrénées, vol. 2, Cycle alpin : atlas.

Debroas, non publié. In : Lepochat, G., Razin P., Teixell A., (coord) - Chapitre 22 : Tectonique alpine. In : Barnolas A., Courboulex S. - Synthèse géophysique et géologique des Pyrénées, vol. 3, Cycle alpin : phénomènes alpins.

Dercourt J., et al., 2000. Atlas Peri-Tethys, Paleogeographical maps. Paris: CCGM.

D'Errico, J., 2005. [Surface Fitting using gridfit](http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/8998), MATLAB Central File Exchange. <http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/8998>

Géraud et Pouget, 1993. Le Barrenc du Soula del Pinet (Comus, Aude), Spélé Aude n°2, p. 56-67.

Goron L., 1937. Les unités topographiques du Pays ariégeois : Le rôle des cycles d'érosion tertiaires et des glaciations quaternaires dans leur morphologie. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* 8(4): 300-334.

Grévellec J. 1974. Etude du bassin versant de la source de Font Maure Commune de Belvianes et Cavirac (Aude) - DEA d'hydrogéologie. 28 p.

Guillen A., Calcagno P., Courrioux G., Joly A., Ledru P., 2008. Geological modelling from field data and geological knowledge. Part II. Modelling validation using gravity and magnetic data inversion. *Phys. Earth Planet. Interiors* (2008), doi:10.1016/j.pepi.2008.06.014

Husson E., 2013 Interaction Géodynamique /Karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléokarsts créacés à néogènes du Languedoc montpelliérain. Thèse Université de Montpellier. 316 p.

Jacobsen B.H., 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics*, 52(8), 1138-1148.

Jamal, 2014. [RegularizeData3D](http://fr.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/46223-regularizedata3d), MATLAB Central File Exchange. <http://fr.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/46223-regularizedata3d>

Jeannin P.Y., Eichenberg U., Sinreich M., Vouillamoz J., Malard a. & Weber E., 2013. KARSYS: a pragmatic approach to karst hydrogeological system conceptualisation. Assessment of groundwater reserves and resources in Switzerland. *Environmental Earth Sciences* 69(3): 999-1013.

Joly A., Martelet G., Chen Y., Faure M., 2008. A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric scale fault— relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central: 2 Gravity, aeromagnetic investigations, and 3-D geologic modelling. *Journal of Geophysical Research* 113, B01404.

Joly A., McCuaig T.C. & Bagas L., 2010. The importance of early crustal architecture for subsequent basin-forming, magmatic and fluid flow events. The Granites-Tanami Orogen example. *Precambrian Research* 182, 15-29

Lagasquie JJ., 1963. Le relief calcaire du plateau de Sault. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* 34: 11-32

Lajaunie C., Courrioux G. and Manuel L., 1997. Foliation fields and 3d cartography in geology: principles of a method based on potential interpolation. *Mathematical Geology*, 29, p 571-584.

Longman I.M., 1959. Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun. *Journal of Geophysical Research*, 64(12), 2351-2355.

Malard A., Jeannin P.Y., Vouillamoz J., et Weber E., 2015. An integrated approach for catchment delineation and conduit-network modeling in karst aquifers: application to a site in the Swiss tabular Jura. *Hydrogeology Journal*, 23(7), 1341–1357.

Malzac J., & Rousseau A., 1982. Gravimétrie des Pyrénées ariégeoises; quelques conséquences structurales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (4), 739-753.

Mangin A., 1969. Nouvelle interpretation du mecanisme des sources intermittentes. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles* 269(22): 2184-2186

Mangin, 1973. Sur les transferts d'eau au niveau du karst noyé à partir de travaux sur la source de Fontestorbes, *Annales de spéléologie*, tome 28, fascicule 1, 21-40.

Mangin A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Dijon. 124 p.

Martel L., 2015. Modélisation géologique 3D du Plateau de Sault, rapport de stage de M2, Université d'Orléans, 62 p.

Martelet G., Calcagno P., Gumiaux C., Truffert C., Bitri A., Gapais D. & Brun J.P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian suture zone in the Champtoceaux area (South Brittany, France) *Tectonophysics* 382, 117-128.

Marty F., 1976. Relations géologiques entre le massif de Saint-Barthélémy et les séries post-hercyniennes du Pays de Sault. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 147 p.

Metropolis, N., Rosenbluth AW., Rosenbluth MN., Teller AH., Teller E., 1953. The Journal of Chemical Physics, 21, 1087p.

Metropolis N., Ulam S.M., 1949. The Monte Carlo method. J. Am. Stat. Assoc. 44, 335–341.

Meurisse M., 1973. Etude structurale de la zone Nord-Pyrénéenne orientale. Thèse 3^{ème} cycle, Université Paris VI, 2 vol., 325 p.

Moritz H., 2000. Geodetic reference system 1980. Journal of Geodesy, 74(1), 128-133.

Mosegaard K., Tarantola A., 1995. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems. J. Geophys. Res. 100 (B7), 124321–212447.

Nettleton LL., 1939. Determination of density for reduction of gravimeter observations. Geophysics. 4, 8176–8183.

Okabe M., 1979. Analytical expressions for gravity anomalies due to homogeneous polyhedral bodies and translations intomagnetic anomalies. Geophysics 44 (4), 730–741.

Parasnis D.S., 1952. A study of rock densities in English Midlands: Geophysical Journal International, 6, 252-271.

Peybernès B., 1976. Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 458 p.

Peybernès B., 1979. «L'Urgonien des Pyrénées; essai de synthèse.» *Geobios*;: 79-87.

Raymond D., Weyant M., 1982. Individualisation de deux séries hétéropiques au sein du Dévonien et du Carbonifère inférieur de la Zone Axiale pyrénéenne entre les vallées de l'Aude et de l'Ariège (France). Bull. Soc. Géol. France 7, t. XXIV, n°2, p. 265-274.

Razin P., Robador A., non publié. Carte de puissance, faciès et milieux de dépôt du Barrémien, de l'Aptien et du Cénomani. In : Lepochat, G., Razin P., Teixell A., (coord). In : Barnolas A., Courboulex S. - Synthèse géophysique et géologique des Pyrénées, vol. 2, Cycle alpin : atlas.

Revelli N., 2012. Structuration de la Zone Nord-Pyrénéenne dans la région de Bessède de Sault, Pyrénée Orientale. Université d'Orléans - BRGM.

Salic C., 1985. Evaluation du potentiel en eau du karst pyrénéen entre les vallées de la Garonne et de l'Aude. Thèse de Docteur Ingénieur, Université Pierre et Marie Curie, Paris. 213 p.

Schreiber D., Lardeaux J.M., Martelet G., Courrioux G., Guillen A., 2010. 3-D modelling of Alpine Mohos in Southwestern Alps. *Geophysical Journal International*. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04486.x

Soulé J.C., Guérangé J., Mangin A., 1996. *Projet de captage d'eau potable dans le système karstique de Fontestorbes*. ANTEA.

Tarantola A., 2006. Popper, Bayes and the inverse problem. Nat. Phys. 2, 492–494.

Vernoux J.F., Wuilleumier A., Dörfliger N., 2007. Délimitation des bassins d'alimentation des captages et de leur vulnérabilité vis-à-vis des pollutions diffuses – Guide méthodologique. Rapport BRGM-AESN, 72 p.

Wallez J.P., 1974. Stratigraphie et structure de la partie méridionale du Pays de Sault (Aude). Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 143 p.

Annexe 1

Légende de la carte géologique du projet plateau de Sault

Evaluation des ressources en eaux souterraines du Plateau de Sault – étude structurale, modèle géologique 3D, acquisition gravimétrique et analyse de la karstification

Légende

- Fz, Quaternaire. Alluvions actuelles et récentes - 1
- Fy, Quaternaire. Alluvions de basses terrasses et basses plaines : galets graviers et sables - 2
- Fx, Quaternaire. Alluvions des moyennes terrasses - 3
- Fv, Quaternaire. Alluvions des hauts niveaux et hautes terrasses : galets, graviers, sables et argiles - 4
- Fu, Quaternaire. Alluvions anciennes - 5
- E, Quaternaire. Éboulis liés périglaciaires et éboulis récents, dépôts de pentes périglaciaires, éboulis, cônes de déjection - 6
- E-C, Quaternaire. Éboulis et colluvions indifférenciés - 7
- C-F, Quaternaire. Colluvions et alluvions associés - 8
- Bc, Quaternaire. Brèches de pente - 9
- K, Quaternaire. Colluvions et alluvions : formations occupant le fond des dépressions karstiques - 10
- C, Quaternaire. Colluvions, élavions, brèches de pentes, dépôts de pente indifférenciés - 11
- T, Quaternaire. Tourbe, alluvions tourbeuses - 12
- G, Quaternaire. Formations glaciaires indifférenciées, moraines - 13
- FCLz, Quaternaire. Argiles bleues lacustres de Puvert recouvertes par la formation des alluvions et des colluvions - 14
- qFO, Quaternaire. Formations fluvo-glaciaires - 15
- Oy(1), Quaternaire. Würm : formations fluvo-glaciaires de la phase de progression et des stades finaux, formations fluviales, nappes alluviales, cônes proglaciaires - 16
- Gx(2), Quaternaire. Rss : formations fluvo-glaciaires, terrasses alluviales : galets siliceux, graviers, argiles sableuses - 17
- Gx(1), Quaternaire. Rss : moraines et dépôts d'ablation glaciaire - 18
- e5a, Yprésien supérieur à Lutétien. Lutétien. Poudingues de Palassou : molasses avec conglomérats prépondérants (première arrivée de galets issus des séries secondaires), marnes, argiles (Poudingue des serres) - 19
- e4-5, Yprésien supérieur à Lutétien. Poudingues de Palassou : grès, conglomérats et marno-calcaires bancés (Couches de Fa et de Lérans) - 20
- e4-5C, Yprésien supérieur à Lutétien. Poudingues de Palassou : Bancs de calcaires lacustres - 21
- e4, Yprésien. Grès à nummulites, marnes rouges - 22
- e4(1), Yprésien. Conglomérats du col de la Babourade - 23
- e4b-c, Yprésien (Ierden moyen-supérieur). Grès à nummulites et huîtres, calcaires gréseux et marnes à nummulites, alvéolines, céphalés et turritelles - 24
- e4a-3M, Yprésien (Ierden inférieur-moyen). Marnes bleues à operculines et turritelles - 25
- e4a-3C, Yprésien (Ierden inférieur-moyen). Calcaires à Alveolina cucumiformis, marnes à Operculina cucumiformis, grès, intercalations de conglomérats, marno-calcaires - 26
- e3cM, Thanétien supérieur. Intercalations de grès et de conglomérats - 27
- e3c-C, Thanétien supérieur. Complexe calcario-marneux à Alveolina levis, Mollusques et Polyptères. Calcaires lacustres et marnes à Huîtres intercalées - 28
- e3c, Thanétien supérieur. Marnes rouges parfois gypsifères, intercalations de grès et de conglomérats - 29
- e3a, Thanétien inférieur. Calcaires à Miliolites, marnes à Tyspanotonos - 30
- e1-2, Danien à Selandien. Faciès "vitriliens" : marnes rouges à microcoquille, lentilles conglomératiques, calcaires palustres. Séquence fluvo-lacustre du "Garumnieu" - 31
- e0-e1-2, Maastrichtien à Danien. Faciès "rognacien" : calcaires lacustres-palustres, marnes rouges. Séquence fluvo-lacustre du "Garumnieu" - 32
- e0M, Maastrichtien. Marnes rouges de la Maurine, argiles rouges siléo-gréseuses, lentilles de conglomérats. Séquence fluvo-lacustre du "Garumnieu" - 33
- e5c-6aGS, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur. Grès de Labarre supérieurs et Grès des Estous - 34
- e5c-6aM, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur. Marnes d'En-Gauty - 35
- e5c-6aGI, Campanien supérieur à Maastrichtien inférieur. Grès de Labarre inférieurs - 36
- e5cM, Campanien supérieur. Marnes rouges de Campagne - 37
- e4b-c5, Santonien Supérieur à Campanien. Marnes bleues de St-Cirac à récifs de Rudistes, localement gréseuses, Marnes bleues à Globotruncana arca, G1. Shaartfomis - 38
- e5aG, Campanien inférieur. Grès d'Allet - 39
- e5, Campanien. Calcaires construits de Benax-Villeneuve-d'Olmes, à Vaccinites robustus, V. archiaci, Hippurites heberti, calcaire à Rudistes de Bédelle - 40
- e4-5, Santonien à Campanien indifférenciés. Complexe argilo-siliceux et marnes bleues de Clarac et de Restoul, complexe grés-marneux de Naizen, Grès de la Jourdane, à Globotruncana fomicata, G1, Arca, G1. Bulotides, G1. Shaartfomis - 41
- e4a, Santonien inférieur. Calcaires de Morenci et Montferrier - 42
- e4aG-C, Santonien inférieur. Grès de Calles, à Marginotruncana concavata, Sigalia defflaensis, Vantilabrella decoratissima - 43
- e4, Santonien. Marnes à Micraster corbaticus, pachydiscus canal, Marginotruncana concavata, marnes à Marginotruncana concava, M. fomicata, Sigalia defflaensis - 44
- c3c-4a, Coniacien supérieur à Santonien inférieur. Formation des Marnes de Bugarach, marno-calcaires à Gauthierites et marnes à Micraster - 45
- c3a, Coniacien inférieur. Calcaires de Montferriand - 46
- c2-3, Turonien à Coniacien. Marnes de Pechquelle, à Marginotruncana indica, M. difformis, Hedbergella fandmii - 47
- c2b-c, Turonien moyen-supérieur. Calcaires à nudistes - 48
- c1-3, Cénomannien à Turonien basal. Conglomérats de Freychenet, à Praevalolina cretacea, Marginotruncana angusticarinata - 49
- c1-2, Cénomannien à Turonien. Calcaires, marnes, grès - 50
- c1b, Cénomannien moyen. Marnes de Cubères, niveau de calcaires gréseux et grès ferrugineux - 51
- c1Br, Cénomannien. Brèches stratifiées de Freychenet, marnes et grès à Orbitolines - 52
- n6-c1eBr, Abien supérieur à Cénomannien inférieur. Brèche chaotique de Serre-Longue - 53
- n6-c1G, Abien à Cénomannien(?). Lambeau de Gesse, pelites calcaireuses, conglomérats - 54
- n6c, Abien supérieur à Cénomannien inférieur. Flysch noir externe : marnes noires schisteuses à spicules de Spongiaires et Orbitolines, brèches, calcaires à Floridées - 55
- n6b(1), Abien moyen. Calcaire urgonien - 56
- n6b(C), Abien moyen. Grès de la Dalle du Bec - 57
- n6b(C), Abien moyen. Calcaires grésio-glauconieux de la Dalle du Bec - 58
- n6b(M), Abien moyen. Marnes noires supérieures à spicules et grès à trigonies - 59
- n6, Abien indifférencié. Marnes noires - 60
- n6(M), Abien indifférencié. Marnes noires à intercalations gréseuses, localement métamorphisées (zone de Vingrau) - 61
- I, Abien. Lherzolith - 62
- n5-6aF, Bédoulien à Abien inférieur. Marnes de Fougar - 63
- n5-6a(G), Bédoulien à Abien inférieur. Marnes de Fougar, niveaux de grès glauconieux - 64
- n5c-6aMH, Clansayésien "moyen" à Abien inférieur. Marnes noires à Hypancanthopiles et grès verts - 65
- n5-6a, Aptien à Abien inférieur. Marnes - 66
- n5-6(M), Aptien à Abien. Marnes et marno-calcaires métamorphisés du synclinal de Boucheville - 67
- n5c1, Aptien supérieur. Clansayésien. Calcaires à Floridées encroûtées (faciès urgonien), Mesorbitolina texana, calcaires subcraux à Toucaza - 68
- n5c, Clansayésien. Calcaires argilo-gréseux - 69
- n5b(1), Gargasien. Calcaires à faciès urgonien - 71
- n5b(2), Gargasien. Marnes de Montija. Marno-calcaires à orbitolines - 72
- n5b(M), Gargasien. Marnes à Exogyres et Mesorbitolines - 73
- n5bU1, Gargasien. Calcaires à Isaque simplex, Mesorbitolina parva, Toucaza carnata, Offheria rhodanica (faciès urgonien) - 75
- n5bU, Gargasien à Clansayésien. Calcaires à Mesorbitolina parva, M. minuta, M. lexana, Pseudochofatella covilieri et Floridées (faciès urgonien) - 76
- n5a(M), Bédoulien. Marnes et marno-calcaires métamorphisés - 77
- n5aMD, Bédoulien. Marnes et marno-calcaires à Deshayésites et Palorbitolina lenticularis - 78
- n4-5, Barémien à Aptien. Calcaires à faciès urgonien - 79
- n4b, Barémien supérieur. Calcaires à annelides, Trocholina aplana, Palorbitolina lenticularis - 80
- n4a, Barémien inférieur. Calcaires graveleux, à Falsurgonina pleola, Urgonina profuberans, Paracosonolima alpinensis - 81
- n2-5(M), Valanginien à Aptien. Marnes et Calcaires indifférenciés. Coméennes (ZIM) - 83
- n1-5, Néocomien à Aptien. Calcaires et marnes indifférenciés plus ou moins métamorphiques et bréchiques - 84
- n1-3, Néocomien. Calcaires à trocholines, calcaires roux en plaquettes, calcaires à plendénies, calcaires à bryozoaires, marnes - 85
- n1-2(M), Berriasien supérieur à Valanginien inférieur. Calcaires roux en plaquettes métamorphisées - 86
- A1, Crétacé inférieur. Bauxite - 87
- B-65, Kimmeridgien à Aptien. Calcaires et dolomes plus ou moins métamorphisés - 88
- B-61(Br), Jurassique supérieur indifférencié à Berriasien. Brèche-limite à Favosina. Calcaires, dolomes et brèches polygéniques. Calcaires à capnoïelles, calcaires à trocholines et dasycladacées - 89
- B-61, Kimmeridgien à Berriasien. Calcaires fins ou graveleux, dolomes - 90
- B, Mésozoïque indifférencié. Brèches - 91
- M, Mésozoïque indifférencié. Calcaires métamorphisés, marbres - 92
- J6, Kimmeridgien. Dolomes (couverture de la zone axiale) - 93
- J1-7(M), Jurassique moyen à supérieur. Séries jurassiques dolomitiques métamorphisées - 94
- J1-5D, Dogger à Oxfordien. Dolomes noirs, dolomes cristallines, calcaires dolomitiques, calcaires à Trocholines, oncolites. Marbres dolomitiques - 95
- J1-5, Callovien à Oxfordien. Dolomes noirs et brèches dolomitiques avec localement quelques intercalations calcaires - 96
- J1-4, Pliensbachien à Toarcien. Calcaires oolithiques ferrugineux, marnes et calcaires gréseux, brachéopodes, marbres noirs et schistes noirs, lumachelles, gryphées, pecten - 97
- J1-3(M), Doménien à Aalénien. Marnes métamorphisées - 98
- J1-3 (M), Lias indifférencié. Formations calcaires métamorphisées - 99
- J1-4, Lias indifférencié. Couverture zone axiale - 100
- J1-4B, Lias indifférencié. Couverture du massif de Bessède - 101
- J1-2B, Lias inférieur. Calcaires, dolomes (couverture du massif de Bessède) - 102
- J2, Sinémurien. Calcaires rubanés, calcaires oolithiques - 103
- J1c-2a, Hettangien supérieur à Sinémurien inférieur. Brèches dolomitiques - 104
- J1-2, Hettangien à Sinémurien. Calcaires rubanés ou compacts, dolomes souvent bréchiques - 105
- J1, Hettangien inférieur. Calcaires compacts et dalle à Diademopsis - 106
- J7-1, Rhézien à Hettangien basal. Grès calcaires roux, dolomes jaunâtres, calcaires marneux - 107
- J5-7, Trias supérieur. Marnes irisées avec gypse du Keuper, dolomie de Labat - 108
- J7(1), Rhézien. Cargneules et calcaires de Rouze, calcaires en plaquettes, marnes, marnes vertes, calcaires marneux et lumachelles à Avicula contorta - 109
- J6-7, Keuper. Calcaires à Avicula contorta, argiles bancolères gypsifères, cargneules, grès lie de vin, calcaires vacuolaires, marnes - 110
- J5, Keuper. Ophites de Camurac - 111
- J3-5, Muschelkalk. Calcaires en plaquettes, dolomes - 112
- J2-5, Permien(?) à Trias inférieur. Grès rouges grossiers, conglomérats, pelites rouges, dolomes bréchiques - 113
- J2b-3, Viséen supérieur et Namurien. Faciès Culm : pelites à débit schisteux, passées gréseuses - 114
- J2, Viséen. Faciès culm : pelites à intercalations gréseuses, calcaires, altophyres - 115
- J2-3C, Viséen-Namurien. Faciès Culm : pelitico-gréseux - 116
- J1-2, Tournaisien-Viséen : jaspes sombres (jydennes à nodules phosphatés), schistes siliceux et quartzites, calcaires rubanés à Conodontes - 117
- J1-2C, Tournaisien-Viséen. Calcaires de plate-forme - 118
- J, Carbonifère - 119
- J7c-n2a, Faménien supérieur-Viséen inférieur. Calcaires beiges massifs, calcaires noduleux grs, jaspes - 120
- J7c-n2aB, Faménien supérieur-Viséen inférieur. Calcaires beiges et grs, jaspes - 121
- J7a-bC, Faménien inférieur-moyen. Calcaires noduleux rouge-brique ou verdâtres à ammonioïdes (grottes), calcaires massifs beiges et noduleux grs - 122
- J7, Faménien. Calcaires noduleux à goniatites, rouges (faciès "grottes") et gris (faciès "supragrottes"), calcschistes, calcaires en partie dolomités - 123
- J7a-bB, Faménien inférieur-moyen. Calcaires noduleux rouge-brique à verdâtres à ammonioïdes (grottes) - 124
- J1-6, Dévonien anté-Faménien indifférencié. Terrains très dolomités - 125
- J3-6, Emsien-Frasnien. Série du pic d'Ourtsset, faciès carbonatés dominants, indifférenciés - 126
- J5-6O, Givétien supérieur-Frasnien. Série du pic d'Ourtsset, calcaires gris-bleu bioclastiques à rares chailles - 127
- J5-6F, Givétien à Frasnien. Série de la Fajolle, pelites multicolores, calcaires micritiques à lenticulaires, brèches - 128
- J4-7, Dévonien moyen à supérieur. Calcaires amygdalaires et calcaires grottes, calcaires à microrhythmes et calcaires cryptocristallins - 129
- J4-7Br, Dévonien moyen et supérieur. Brèches - 130
- J5O, Givétien. Série du pic d'Ourtsset, calcaires roses veinés de calcite blanche - 131
- J4O, Efélien. Série du pic d'Ourtsset, calcaires roses, limés, riches en crinoïdes, avec interbancs de pelites verdâtres; calcaires à chailles et polyptères siliceux - 132
- J3O, Emsien. Série du pic d'Ourtsset, calcaires blancs, massifs - 133
- J2-3O, Pragen à Emsien. Série du pic d'Ourtsset, calcaires dolomitiques, dolomes, calcaires bleus à entroques - 134
- J1-2, Lochkovien à Pragen. Série du pic d'Ourtsset, calcaires à crinoïdes et bryozoaires - 135
- J1-5, Dévonien inférieur à moyen. Alternance de formations calcaires à microrhythmes et détritiques à grès, pelites et calcaires gréseux - 136
- J, Dévonien indifférencié. Calcaires et calcaires gréseux, schistes, pelites, grottes, goniatites, entroques, dolomes - 137
- J1-3C, Dévonien inférieur. Série calcaire azoïque : calcaires massifs, calcschistes, calcaires à microrhythmes, shale noir - 138
- J-4, Silurien à Dévonien. Série d'Usson-les-Bains : conglomérats du col de Pallières, grauwackes du col de Pradel, siluro-dévonien indifférencié - 139
- J4-4(1), Silurien à Dévonien. Série du Pic d'Ourtsset : niveaux de passage - 140
- J4-4(1O), Silurien à Dévonien. Série du pic d'Ourtsset : formation détritico de Campagne - 141
- J-4(1), Silurien à Lochkovien. Ampélites noires, calcaires en nodules et en bancs - 142
- J, Silurien. Schistes carbonés, ampélites et shales noirs, série de La Fajolle, calcaires noduleux, calcaires noirs à laves de Crinoïdes, pelites, Schistes à andalousite-chistolite - 143
- J5-6B, Ordovicien supérieur. Grès, pelites calcaireuses, schistes, conglomérats - 144
- J5-6, Ordovicien supérieur. Conglomérats, grès passant au sommet à des schistes gréseux bleu-noir. Série de La Fajolle - 145
- J5, Ordovicien V-VI (Caradoc). Calcaires, grès et poudingues - 146
- J1-4, Ordovicien inférieur et moyen. Grès et poudingues - 147
- J, Cambro-Ordovicien. Série grésio-pelitique indifférenciée - 148
- J-4(1O), Cambro-Ordovicien. Série d'Evol : calcaires clairs cristallisés - 149
- J-4(1), Cambro-Ordovicien. Série d'Evol : calcaires à plaquettes avec alternances siliceuses - 150
- J-4(1), Cambro-Ordovicien. Série d'Evol : schistes et quartzites noirs - 151
- J-4(1), Cambro-Ordovicien. Série d'Evol : méta-pelites verdâtres (sans andalousite) - 152
- J-4(1), Cambro-Ordovicien. Série d'Evol : formation grésio-siliceuse à lamines, microconglomérats au sommet - 153
- J-4(1), Cambro-Ordovicien. Série d'Evol : Conglomérats polygéniques - 154
- J-4(1), Cambro-Ordovicien. Série d'Evol : série siltegréseuse laminaire (homogène au sommet) - 155
- J-4(1), Cambro-Ordovicien. Série d'Evol : grès à silicates calcaires, microconglomérats, micaschistes à andalousite et quartzites, quartzites rubanés - 156
- J-4(1), Cambro-Ordovicien. Série de La Fajolle - 157
- J-4G, Cambro-Ordovicien. Quartzites - 158
- J-4, Intra-Silurien. Entines du Massifs du St-Barthélémy et des trois Seigneurs : quartzophylades rythmiques et schistes satinés, à sérénite et chlorite - 159
- J-4, Intra-Silurien. Entines du Massifs du St-Barthélémy et des trois Seigneurs : micaschistes quartzeux à deux micas - 160
- J-4, Cambrien-Silurien(?) Schistes satinés - 161
- K1, Cambrien probable. Micaschistes pelitiques - 162
- M, Précambrien probable. Paragneiss migmatiques - 163
- Mw1, Précambrien probable. Paragneiss plagioclastiques - 164
- A, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Micaschistes - 165
- C1, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Calcaires et cipolins, marbres - 166
- m1, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Gneiss inférieur du Massif du St-Barthélémy - 167
- J7, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Massif de l'Aston : schistes albitiques - 168
- m2, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Gneiss, Gneiss à sillimanite et feldspath potassique, métatexites, Gneiss à deux micas et feldspath alcalin - 169
- mA, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Gneiss de Rielle - 170
- y0, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Porphyrtes dioritiques à quartz-doritiques - 171
- J2, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Ecailles de Camurac : micaschistes et gneiss broyé/mylonitisés - 172
- mB, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Gneiss de Bessède - 173
- mO, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Gneiss du pic de l'Orte - 174
- J1, Moscovien. Pluton de Quérigut : monzogranite porphyroïde - 175
- J3, Moscovien. Pluton de Quérigut : granodiorite à biotite et amphibole - 176
- J4, Moscovien. Pluton de Quérigut : gabbro, diorite - 177
- J19, Moscovien. Pluton de Quérigut : monzogranite du Puch - 178
- J9, Moscovien. Complexe de Quérigut : monzogranite à biotite - 179
- J20, Moscovien. Complexe de Quérigut : monzogranite à phénocristaux de microcline - 180
- J, Moscovien. Gabbros, gabbro-diorite, amas basiques - 181
- J6, Moscovien. Monzogranite à biotite - 182
- J21, Gzhélien. Granite d'Az-les-Thèmes - 183
- J33, Pegmatites - 184
- P-a, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Pegmatites et apites schisteuses des massifs de Bessède et du Picou de la Montjoie - 185
- M, Taic (à au chevauchements) - 186
- my, Mylonites - 187
- AC, Migmatites de Camurac - 188
- Q, Filon de Quartz - 189
- 1, Limite de la carte ou du projet
- 11, Contour géologique observé, visible
- 20, Elément linéaire structural (contour géologique superposé à une faille)
- 1, Faille observée, visible, de cinématique non précisée
- 2, Faille supposée, masquée, hypothétique, de cinématique non précisée
- 3, Chevauchement, base de nappe ou faille inverse visible
- Coupez_Sault
- Zone étude
- Hydrographie
- Sources
- Villes
- Points d'observation

Annexe 2

Tableau descriptif des échantillons prélevés pour les mesures de densité

elevation	X_WGS_84	Y_WGS_84	X_L93	Y_L93	Formation	Commentaire	N°_Echan	Pt_Gravi	Commentaire_Monod	Photos	Masse à sec (g)	Masse dans l'eau (g)	Masse hydratée (g)	% Porosité	Masse volumique réelle (g/cm3)	Masse volumique apparente (g/cm3)
856	1,984029	42,857859	616881,7	6195912,5	Albien	Marnes	Alb I 28-10	/	Marnes - Albien	P1060405	491,38	305,58	509,2	8,75	2,64	2,41
901	1,944539	42,866723	613664,3	6196940,5	Albien	Marnes sombres et denses	Alb II 28-10	/		P1060406 et P1060407	475,5	298,31	500,55	12,39	2,68	2,35
360	2,154638	42,868781	630851,9	6196962,5	Albien	Marnes noires et denses Synclinal de Quillan	Alb III 31-10	/		/	545,52	340,39	559,3	6,29	2,66	2,49
326	2,203225	42,843594	634797,8	6194120,4	Albien	Marnes - Bord de route au niveau de la source de FontMaure	Alb IV 2-11	128		/	739,35	463,45	754,48	5,20	2,68	2,54
1413	1,922702	42,820972	611808,7	6191877,3	Barrémien ?	Prélevé à la limite de la ZIM - Calcaire - Barrémien ou Néocomien ?	Bar I 27-10	11		P1060390 et P1060391	549,45	347,35	553,91	2,16	2,72	2,66
1414	1,922647	42,820995	611804,3	6191879,9	Barrémien ?	Prélevé plus loin dans le chemin que le Bar II - Calcaire massif et sombre - Barrémien ou Néocomien ?	Bar II 27-10	11		P1060392 et P1060393	1136,27	715,91	1141,94	1,33	2,70	2,67
1063	1,932491	42,844892	612646,0	6194526,3	Barrémien	Calcaire noir, massif, karstifié	Bar III 28-10	/		P1060401 et P1060402	707,19	442,55	708,93	0,65	2,67	2,65
632	1,876955	42,843741	608100,0	6194461,3	Barrémien	Calcaire sombre, fracturé	Bar IV 28-10	/		/	561,07	351,82	562,81	0,82	2,68	2,66
945	2,077301	42,860635	624515,6	6196127,5	Barrémien ?	Formation non certifiée	Bar V 31-10	101		/	691,41	433,83	700,77	3,51	2,68	2,59
530	1,904423	42,887230	610414,7	6199265,5	Bédoulien	Marnes sombres prélevées à la sortie de Fougax	Bed I 28-10	/		P1060409 et P1060410	730,71	460,08	756,79	8,79	2,70	2,46
868	1,995674	42,859500	617836,6	6196082,8	Bédoulien	Marnes	Bed II 31-10	/	Marno-calcaire - Bédoulien	/	423,11	265,42	433,86	6,38	2,68	2,51
807	2,039546	42,882457	621456,6	6198590,9	Brèche limite		Brèche lim - BL	/		/	346,32	218,17	347,4	0,84	2,70	2,68
770	2,136469	42,873798	629371,9	6197536,5	Clansayésien		Clan II 31-10	/		/	705,72	441,53	707,68	0,74	2,67	2,65
326	2,203285	42,843026	634802,0	6194057,2	Clansayésien	Calcaire très altéré - Bord de route au niveau de la source de FontMaure	Clan III 2-11	128		/	841,49	527,84	846,29	1,51	2,68	2,64
803	1,950056	42,876718	614130,3	6198045,9	Clansayésien		Clan U I 30-10	/		/	583,77	365,99	586,09	1,05	2,68	2,65
984	2,178940	42,807092	632768,3	6190081,6	Crétacé sup	Alternance marno-calcaire - Présence de banc de marnes parfois massive, parfois très friable - Pendage sub-horizontale	Crét sup I 3-11	147		P1060417 et P1060418	559,74	350,52	565,45	2,66	2,68	2,60
984	2,178940	42,807092	632768,3	6190081,6	Crétacé sup	Alternance marno-calcaire - Présence de banc de marnes parfois massive, parfois très friable - Pendage sub-horizontale	Crét sup II 3-11	147		P1060417 et P1060418	642,14	403,55	643,4	0,53	2,69	2,68
776	2,155085	42,809323	630817,7	6190350,3	Crétacé sup	Marnes noires - Alternance massive / friable - Pendage sub-vertical	Crét sup III 3-11	/	Flyschs gris - Crétacé sup	P1060419, P1060420 et P1060421	512,38	322,17	518,64	3,19	2,69	2,61
928	2,082332	42,880840	624953,3	6198369,5	Gargasien M	Marnes - Pendage sub-horizontale ~10°	Gar M 31-10	/		/	512,13	321,07	525,84	6,70	2,68	2,50
956	2,136896	42,857075	629386,5	6195676,5	Gargasien M	Marnes	Gar M II 2-11	/		/	822,35	515,03	840,34	5,53	2,68	2,53
367	2,225166	42,822438	636570,1	6191749,9	Gargasien M	Marnes noires très massives, compactes	Gar M III 2-11	/	Marne beige et noire. Marnes de Quirbajou - Garga	/	922,26	575,94	928,46	1,76	2,66	2,62
740	1,840982	42,876945	605210,7	6198195,9	Gargasien U	Prélevé sur la falaise du château de Montségur	Gar U I 29-10	/		/	626,37	393,08	627,25	0,38	2,68	2,67
940	1,992947	42,898494	617668,8	6200421,6	Gargasien U		Gar U II 30-10	72		P1060414	373,25	233,62	373,95	0,50	2,67	2,66
1066	2,131323	42,855171	628928,2	6195469,8	Gargasien U	Calcaire très bioclastique - "rempli de nombreuses coquilles d'huîtres"	Gar U III 2-11	/		P1060415 et P1060416	539,34	339,67	541,17	0,91	2,70	2,68
826	1,957120	42,884250	614719,1	6198875,8	Jurassique	Dolomie fétide, massive	Jur I 29-10	Proche 48		P1060411 et P1060412	870,77	549,17	871,61	0,26	2,71	2,70
807	2,039336	42,882654	621439,7	6198613,0	Jurassique	Dolomie fétide - Tunnel à la sortie de Lescale	Jur II 30-10	/		/	381,93	243,84	389,12	4,95	2,77	2,63
944	2,125099	42,808182	628361,1	6190250,2	Jurassique	Brèches - Odeur de soufre prononcée	Jur III 3-11	/		/	271,28	169,98	271,84	0,55	2,68	2,66
1215	2,138277	42,800144	629430,4	6189344,4	Jurassique	Teinte parfois rosée dans un calcaire relativement sombre - Lias ?	Jur IV 3-11	/		/	705,8	444,06	707,52	0,65	2,70	2,68
1538	1,866614	42,799067	607182,5	6189505,7	Lherzolite	Roche verte et très dense	LHE I 27-10	Proche 14		P1060397 et P1060398	891,48	565,58	920,11	8,08	2,74	2,51
1538	1,866614	42,799067	607182,5	6189505,7	Lherzolite	Roche verte et très dense	LHE II 27-10	Proche 14		P1060397 et P1060398	769,76	493,94	781,22	3,99	2,79	2,68
804	2,039336	42,882944	621440,1	6198645,3	Lias	Calcaire rose	Lias I 30-10	/		/	680,35	425,53	682,28	0,75	2,67	2,65
1340	1,884578	42,834835	608709,7	6193462,2	Néocomien	Très massif et mal stratifié	Neo I 27-10	19		P1060399 et P1060400	851,81	532,84	853,79	0,62	2,67	2,65
1234	1,919144	42,841667	611549,0	6194182,5	Néocomien ?	Prélevé au niveau du contact entre Barrémien et Néocomien	Neo II 27-10	/		/	342,54	214,03	343,38	0,65	2,67	2,65
996	1,973794	42,840640	616019,5	6194008,6	Néocomien	Calcaire clair à teinte rose ou grise - très cristallisé	Neo III 28-10	/		P1060403 et P1060404	896,83	563,71	899,63	0,83	2,69	2,67
709	1,870822	42,835018	607584,3	6193498,5	Néocomien	Calcaire noir, massif, dense, mal stratifié	Neo IV 28-10	Proche 41		/	645,85	405,04	650,87	2,04	2,68	2,63
878	2,103502	42,853052	626649,4	6195259,6	Néocomien		Neo V 31-10	/		/	598,45	374,5	599,31	0,38	2,67	2,66
1007	2,120375	42,816711	627984,9	6191202,9	Néocomien	Calcaire très cristallisé	Neo VI 3-11	/		P1060422	691,37	434,49	693,48	0,81	2,69	2,67
1334	1,922034	42,807399	611733,4	6190368,7	Socle	Gneiss ? Très altéré	Socle I 27-10	/		P1060396	788,65	501,37	796,9	2,79	2,75	2,67
1180	1,784738	42,878946	600614,6	6198487,6	Socle	Schistes	Socle II 29-10	58		/	402,84	255,1	406,99	2,73	2,73	2,65
1286	1,791469	42,865601	601142,3	6196995,3	Socle	Roche très cristallisé - Quartzite ?	Socle III 29-10	/		P1060413	598,56	381,32	610,81	5,34	2,76	2,61
1012	2,117063	42,810078	627705,5	6190468,3	Socle	Schiste vert ? - Débit en plaquette - Vert à la cassure	Socle V 3-11	/	Siltites schisteuses Carbonifères - Bessedes	/	853,74	556,59	859,08	1,77	2,87	2,82
988	2,119081	42,794656	627851,6	6188751,5	Socle	Granite ? Granulite ? Socle de Bessedes	Socle IV 4-11	161		/	435,16	271,74	439,15	2,38	2,66	2,60
789	2,038091	42,884762	621340,8	6198848,6	Trias	Niveau de décollement - couleur lie-de-vin - sortie de Lescale	Trias I 30-10	/		/	891,08	283,3				1,45
785	2,038771	42,885060	621396,8	6198881,1	Trias - Cargnolles	Très très poreux	Trias II 30-10	/		/	749,94	468,45	757,65	2,67	2,66	2,59
1074	1,940461	42,811763	613248,7	6190833,6	ZIM	Marbre blanc	ZIM I 27-10	7	Marbre blanc peu recristallisé - ZIM	P1060389	433,49	274,8	440,61	4,29	2,73	2,61
1378	1,921619	42,811557	611705,8	6190831,6	ZIM	Marbre blanc	ZIM II 27-10	/	Marbre blanc - ZIM	P1060394 et P1060395	1076,52	671,2	1079,77	0,80	2,66	2,63
1160	2,176204	42,785227	632518,9	6187652,4	ZIM	Marbre blanc - Présence d'un litage noir (alignement de minéraux)	ZIM III 3-11	/		P1060423	612,07	385,05	614,68	1,14	2,70	2,67

Annexe 3

Tableau des points d'arrêts des observations géologiques de terrain

Evaluation des ressources en eaux souterraines du Plateau de Sault – étude structurale, modèle géologique 3D, acquisition gravimétrique et analyse de la karstification

No_Pt	lat	lon	Alti (m)	time	Localité	Echantillon	Affleurement	Lithologie	Struct	Dip_Dir	Dip_Plg	Pitch	Pitch_dir	Cinemat	Struct2	Dip_Dir2	Dip_Plg2	Pitch2	Pitch_dir2	Cinemat2	
47	42,846852	1,916426	1 140	2014-08-20T10:50:30Z	Intersection route des sapins			Marnes noires. Marnes de Fougax													
48	42,826945	1,957429	1 119	2014-08-20T13:12:58Z	Piste col de Perrucel		Contact Marnes à Deshayésites/Calcaires noirs à annélides (Barrémien sup)	Contact Marnes à Deshayésites/Calcaires noirs à annélides + filons de calcite (Barrémien sup)													
49	42,826057	1,969384	1 050	2014-08-20T13:43:37Z	Rte du col de Perrucel	217-1 217-2 217-3		Marnes et marno-calcaires à Deshayésites													
67	42,801571	1,973789	1 174	2014-08-21T16:13:22Z	Pla de Niave																
68	42,801445	1,963739	1 225	2014-08-21T16:17:36Z	Pla de Niave																
74	42,813375	1,98774	1 032	2014-08-22T09:53:53Z	Carrière de Roquefeuil mb blancs				F	240	79	30 N		CND	F	268	75	90			
181	42,76719	2,08513	921		Fontanes, Route de Bessede		Cgl. Facies Culm. Carbonifere	Culm: cgl à galets de calc dévonian + socle	S0		0				S1	275	85				
182	42,77653	2,14117	697		Route de Gesse vers Bessede		Dolomie noire. Malm	Dolomie noire non metam. Malm ?	S0	040	60										
183	42,7802	2,13529	739		Route de Gesse vers Bessede. Sur FNP		Flysch. Cretace sup ZA	Flysch gris ?	S0/S1	050	90										
184	42,78519	2,12731	830		Route de Gesse vers Bessede. Massif de Bessede + F3M		Micaschistes. Bessede	Micaschistes	S1	134	80				F	076	62	35 W		CDI	
185	42,80991	2,03426	758		Affleurement du Moulin			Socle migmatitique bréchique													
186	42,80917	2,03175	762		Route de Niort à Espezel		Mb bréchiques. ZIM	Mb bréchiques + Faille majeure	F	280	58										
187	42,80306	2,00513	838		Synclinal de Niort sur FNP		Marnes noires de l'Aptien sup à Albien ZA	Marnes noires de l'Aptien sup à Albien (Wallez)	S0	140	45										
188	42,7974	1,98566	1 105		ZA entre Niort et col 7 freres			Panorama sur ZIM, FNP et synclinal de Niort													
189	42,79999	1,98185	1 154		Sur FNP			Contact Devonien vertical (plis très serrés) et Mb bréchiques	P	200	75										
190	42,79464	2,11906	1 001		Route de Bessede vers Col de Pradel		Granulites. Bessede	Granulites : qtz, Fk, Px, bt													
191	42,80251	2,12364	1 142		Route vers le Clat			Panorama sur S du pays de Sault													
192	42,80022	2,13834	1 225		Route vers le Clat		calc en plaquette Lias. Couverture Bessede	Couverture Msz de Bessede : calc en plaquette (Lias)													
193	42,81631	2,1044	969		Tour de Bessede depuis col de Pradel		Calc gris à lamines très fines Lias. Couverture Bessede	Calc gris à lamines très fines (Lias)	S0i	160	50										
194	42,8168	2,12058	990		Tour de Bessede depuis col de Pradel		Calc karstifié non metam Neocomien	Calc karstifié non metam Neocomien ou Urgonien ? . S0 verticale et très plissée													
195	42,81015	2,11699	989		Tour de Bessede depuis col de Pradel		Siltites schisteuses Carbonifere. Bessede	Siltites schisteuses Devonien ou Carbonifere ?	S1	200	45										
196	42,80826	2,1286	953		Tour de Bessede depuis col de Pradel		Marnes noires (Toarcien ?)	Marnes noires (Toarcien ?)	S0	238	62										
197	42,80916	2,15524	778		Tour de Bessede depuis col de Pradel		Flyschs gris. Cretace sup	Flyschs gris : dépôts fins et passées bréchiques	S0i	180	68										
198	42,83505	2,06653	632		Route du Rebenty, Défilé de Joucou		Calc très fractués. Néocomien	Calc Néocomien, intensément débités sur plans horis avec stries	F	184	50	65 S		CI							
199	42,83814	2,06643	714		Route entre défilé de Joucou et Belvis		Marnes de Fougax. Aptien à Albien	Marnes de Fougax	S0	028	72				S1		90				
200	42,78575	1,97689	998		Gorge du Rebenty entre La Fajolle et Merial		Cgl. Facies Culm. Carbonifere	Carbonifere chevauché par le Devonien au S													
201	42,81363	1,87925	1 149		Breches sélandiennes Comus			Boues carbonatées + brèches polygéniques à éléments de mb et de socle													
202	42,76568	1,78829	791		Route de Luzenac vers Caussou			Devonien pélitique + dolomie triasique et flysch gris	S0	019	75										
203	42,7749	1,75817	895		Lordat			Bloc de Gneiss dans le flysch													
207	42,813568	1,983953	1 005	2014-08-19T16:44:49Z	Piste au S de Roquefeuil			Calc blanc recristallisé. Pas de S0. ZIM													
208	42,812866	1,97971	1 044	2014-08-19T16:58:07Z	Piste au S de Roquefeuil		Mb blanc + breche à éléments de calc noir et blanc. ZIM	Mb blanc + breche à éléments de calc noir et blanc. ZIM	F	073	50			D							
209	42,828965	1,978997	955	2014-08-20T08:12:22Z	Carrière sur route Trassoulas		Calc noir très karstique. Barremien sup	Calc noir très karstique. Barremien sup	F	200	87	52 E		CID							
210	42,832278	1,979204	1 014	2014-08-20T08:29:31Z	Route Trassoulas			Calc gris recristallisé karstifié. Neocomien	S0	017	70										
211	42,835347	1,978233	1 044	2014-08-20T08:56:41Z	Route Trassoulas			Calc micritique blanc très fracturé. Neocomien	F	324	80	35 NE		DIS							
212	42,840375	1,973559	1 016	2014-08-20T09:17:27Z	Route Trassoulas		Calc micritique blanc. Neocomien	Calc micritique blanc à éléments noirs. S0 supposée. Neocomien	S0	160	80										
213	42,846	1,97122	1 011	2014-08-20T10:05:58Z	Piste de Coume de Benague			Calc micritique beige/rose karstifié à patine blanche. Barrémien sup													
214	42,849344	1,946896	1 055	2014-08-20T10:06:01Z	Piste perpendiculaire à piste Coume de Benague	214		Calcaire noir karstifié à patine grise (à Annelides du Barrémien sup)													
215	42,845068	1,932265	1 076	2014-08-20T10:30:59Z	Soula de la Plaine		Calc à rudistes. Barrémien inf	Calc à rudistes. Barrémien inf	F	167	69										
216	42,844801	1,929531	1 083	2014-08-20T10:36:20Z	Soula de la Plaine	216		Calc à rudistes. Barrémien inf													
218	42,817274	1,938552	1 111	2014-08-21T07:34:11Z	Piste à l'W du lac de Belcaire			Calc blanc recristallisé karstifié. ZIM													
219	42,817751	1,938919	1 134	2014-08-21T07:47:44Z	Piste à l'W du lac de Belcaire			Contact Mb/Marnes noires un peu métam (Albien ou Bédoulien?)													
220	42,817526	1,944505	1 070	2014-08-21T08:12:39Z	Piste à l'W du lac de Belcaire			Calc beige folié. Barrémien sup													
221	42,81175	1,940391	1 069	2014-08-21T09:07:30Z	Rte Belcaire vers Camurac		Mb blanc peu recristallisé. ZIM	Mb blanc peu recristallisé. ZIM. F et S0 douteux	F	210	85	10 E		DS	S0	150	45				
222	42,825342	1,983603	970	2014-08-21T09:37:13Z	Piste Pic de Sarrasis 1ere épingle			Calc noir karstifié et calc en plaquette à patine orange. Barrémien inf	F	082	40										
223	42,823942	1,983733	1 058	2014-08-21T10:09:17Z	Piste Pic de Sarrasis 3e épingle	223		Contact Barrémien inf/Calc noirs veinés de calcite. Néocomien ?		140	50				F	228	68	0			
224	42,825158	2,010909	914	2014-08-21T12:00:44Z	Carriere maison montagne	224	Calc micritique noir. Barrémien inf	Calc micritique noir à petites taches rouges (3mm). Barrémien inf	S0?	014	75				F?	090	75				
225	42,82311	2,006452	912	2014-08-21T12:36:35Z	Piste entre Espezel et Roquefeuil			Calc noirs à taches rouges identiques au 224. Neocomien ?	S0?	170	60										
226	42,813732	2,006754	1 028	2014-08-21T13:02:58Z	Piste col d'Ubi	226		Calc gris foncé. Barrémien sup	S0?	180	65										
227	42,812355	2,010764	1 052	2014-08-21T13:23:50Z	Piste col d'Ubi		Marnes rubannées. Bédoulien	Marnes rubannées. Bédoulien. S1 sécant sur S0	S0?	228	62				S1	212	49				
228	42,811993	2,012003	1 054	2014-08-21T13:50:33Z	Col d'Ubi	228	Calc blanc recristallisé. ZIM	ZIM. Calc blanc recristallisé Mb blanc/gris	S0/S1?	165	70										
229	42,803847	1,996028	985	2014-08-21T14:55:47Z	D20 entre Camurac et Niort	393	Calc marmorisé. ZIM	Calc marmorisé. ZIM													
230	42,80012	1,979022	1 145	2014-08-21T15:17:47Z	D20 entre Camurac et Niort		Calc blanc micritique. Devonien	Calc blanc micritique. Devonien	S0	166	50				F	206	88	38 W		DDI	
231	42,799926	1,981825	1 131	2014-08-21T15:37:36Z	D20 entre Camurac et Niort		Calc rubané. Devonien ?	Calc rubané. Devonien ?	S1	166	72										
232	42,800019	1,981807	1 132	2014-08-21T15:42:01Z	D20 entre Camurac et Niort		Breche à matrice carbonatée et éléments de mbs noirs et blancs. Carbonifere	Breche à matrice carbonatée et éléments de mbs noirs et blancs. Carbonifere													
233	42,800662	1,981309	1 135	2014-08-21T15:48:44Z	D20 entre Camurac et Niort		Mb folié beige à blanc. Carbonifere ou Devonien?	Mb folié beige à blanc. Carbonifere ou Devonien?	S1	151	78										
234	42,821052	1,980148	1 077	2014-08-22T07:49:04Z	Col des Sarrasis		Calc Neocomien ? Pas d'affleurement	Calc Neocomien ? Pas d'affleurement													
235	42,819321	1,977561	1 030	2014-08-22T07:59:49Z	ch sur piste entre Belcaire et Roquefeuil		Calc karstifié. Lapiaz. Barrémien inf	Calc karstifié. Lapiaz. Barrémien inf	S0?	156	35										
236	42,817976	1,983778	992	2014-08-22T08:16:06Z	Piste entre Belcaire et Roquefeuil		Calc à rudistes. Barrémien inf	Calc à rudistes. Barrémien inf	S0?	189	40										
237	42,818122	1,984741	991	2014-08-22T08:33:53Z																	
238	42,81962	1,99129	990	2015-07-20T14:31:33Z	Derriere le cimetiere de Roquefeuil			Contact Barrémien inf/Néocomien, karstifié	S0?	179	70										
239	42,813477	1,986269	1 013	2014-08-22T09:35:02Z	Carriere de Roquefeuil	P15-4	Mb blancs saccharoide. ZIM	Mb blanc très recristallisé saccharoide	F	253	88										
240	42,839822	1,985964	885	2014-08-22T10:59:03Z	Piste entre D29 et Trassoulas		Calc Néocomien	Calc Néocomien. S0= surface karstique	S0	184	42										
241	42,84043	1,983945	904	2014-08-22T11:0																	

Evaluation des ressources en eaux souterraines du Plateau de Sault – étude structurale, modèle géologique 3D, acquisition gravimétrique et analyse de la karstification

350	42,828571	1,827959	1 787	2014-11-20T11:06:46Z	Sarrat Caudeval			Calc fracturé, karstifié, bréchiq à éléments de calc noir, rose, blanc. Lias											
351	42,82783	1,828941	1 784	2014-11-20T11:33:17Z	Sarrat Caudeval	351		Raman. Calc noirs foliés sur le Lias	S0/S1	086	30								
352	42,831563	1,829609	1 738	2014-11-20T12:26:21Z	Mont Frau			Dolomie fétide. Jurassique											
353	42,838155	1,836718	1 857	2014-11-20T13:09:13Z	Mont Frau			Calc noir peu métam, très karstifié. Jurassique ?											
354	42,837727	1,835857	1 827	2014-11-20T14:06:33Z	Mont Frau			Dolomie fétide. Jurassique sous éboule de Néocomien											
355	42,837045	1,835075	1 816	2014-11-20T14:11:15Z	Mont Frau			Contact calc Lias/Dolomie											
356	42,834744	1,832292	1 761	2014-11-20T14:29:05Z	Mont Frau. Crête d'Embeyre	356		Mb blancs	S0/S1	034	70								
357	42,834116	1,831615	1 752	2014-11-20T14:35:56Z	Mont Frau. Crête d'Embeyre			Calc beige/blanc moins métam. Lias	S0/S1	222	40								
358	42,823021	1,85953	996	2014-11-21T08:34:36Z	Gorges Frau			Calc blanc peu recristallisé, fracturé	S0	018	52								
359	42,825808	1,859742	965	2014-11-21T08:53:30Z	Gorges Frau			Calc blanc peu recristallisé, très fracturé + remplissage fractures par argile rouge	S0	346	65								
360	42,826168	1,859754	990	2014-11-21T09:09:32Z	Gorges Frau	360		Contact tecto N090° calc fracturé blanc/breche à éléments blanc et noir. Raman											
361	42,828787	1,861836	973	2014-11-21T09:31:42Z	Gorges Frau			Fin de la zone de brèche franche. Calc fracturé idem entrée gorges											
362	42,829276	1,862545	980	2014-11-21T10:23:50Z	Gorges Frau			Rupture de pente de l'ers											
363	42,834982	1,884656	1 327	2014-11-21T11:48:38Z	Piste sous le Pas de l'Ours			Calc noir veiné de calcite et fracturé. Néocomien	S0	050	68								
365	42,89444	1,929466	462	2015-04-20T08:41:06Z	D16, 1er virage (depuis Belesta)			Calc noir veiné de calcite et fracturé. Néocomien	F	182	72	55 W	CI						
366	42,893879	1,934646	540	2015-04-20T09:00:01Z	D16, 2e virage (depuis Belesta)			Calc noir micritique (correspond à la barre de Fontestorbes). Jurassique ou Barrémien inf ?											
367	42,893629	1,935147	550	2015-04-20T09:05:00Z	D16, 2e virage (depuis Belesta)			Dolomie noire veinée de calcite. Jurassique											
368	42,893447	1,93561	568	2015-04-20T09:18:46Z	D16, 2e virage (depuis Belesta)			Calc gris/marron à grande coquille calcifiée. Barrémien Inf ?	S0	122	84			F	166	86	37 E	CD	
369	42,891063	1,934196	606	2015-04-20T09:33:28Z	D16, 3e virage (depuis Belesta)			Marnes de Barrineuf (n7a) à Hypacanthoplites. Clansayésien	S0	268	85			S1	344	85			
370	42,888808	1,943837	681	2015-04-20T10:14:07Z	D16, avant Le Prince			Contact dolomie J/calc U, net mais recouvert par végétation											
371	42,887226	1,947188	701	2015-04-20T10:29:10Z	D16, juste avant Le Prince			Contact dolomie J/calc U											
372	42,887582	1,953079	851	2015-04-20T11:11:40Z	Belvédère les Carbonnières			Panorama sur l'anticlinal de J											
373	42,880743	1,956202	896	2015-04-20T12:02:29Z	Trou des Corbeaux			Calc à patine gris/blanc											
374	42,883691	1,94903	744	2015-04-20T12:43:35Z	D16 en Rpince et Caillol			Contact JD /calc noir recristallisé. Contact Bréchiq											
375	42,872668	1,959487	836	2015-04-20T12:59:59Z	Bord de D16			Gouffre dans les Marnes de Fougax											
376	42,88182	1,987661	934	2015-04-20T13:53:00Z	Piste forestière du Sarrat de l'Agre			Calc gris/marron cristallin avec coquilles calcitisées. Barrémien sup											
377	42,889583	1,98498	961	2015-04-20T14:12:51Z	Bout Piste forestière du Sarrat de l'Agre en haut			Calc gris sableux. Jurassique ?	S0	180	80								
378	42,891097	1,991231	879	2015-04-20T14:35:59Z	Piste forestière du Sarrat de l'Agre			Dolomie fétide en place. Jurassique											
379	42,891525	1,988318	915	2015-04-20T14:48:35Z	Piste forestière du Sarrat de l'Agre			Calc gris/noir veiné de calcite. Jurassique?											
380	42,898552	1,992809	938	2015-04-20T15:05:21Z	Piste forestière du Sarrat de l'Agre			Calc blanc/beige micritique massif karstifié. Gargasien?											
381	42,90244	2,001647	909	2015-04-20T15:17:40Z	Roc Bouchalet			Calc très veiné de calcite. Gargasien?	F	078	82			décrochant					
382	42,878407	1,990175	915	2015-04-20T15:45:59Z	Piste forestière du Sarrat de l'Agre			Marnes de Fougax	S0	160	38								
411	42,874016	1,989525	882	2015-04-20T15:57:38Z	La Jasse			Fontaine (source) de la Jasse											
383	42,847535	1,987663	886	2015-04-20T16:27:25Z	La Benague	383-1		Sur faille Joucou											
384	42,823855	1,99576	918	2015-04-21T09:32:24Z	Entrée de Roquefeuille	384-01		calc brun à élément arrondis rouges. Néocomien	S0	148	58								
385	42,816658	1,987588	954	2015-04-21T10:05:38Z	Piste au S de Roquefeuille			Marnes de l'Albien indiff. Linéation d'intersection verticale 56°W.	S0	180	80			S1	192	68			
386	42,81645	1,986486	972	2015-04-21T10:39:27Z	Piste au S de Roquefeuille	386		Calc gris très veiné de calcite. Néocomien ?											
387	42,814154	1,986844	994	2015-04-21T11:16:35Z	Piste au S de Roquefeuille, 1er virage	P15-1		Mb noir folié. ZIM. Linéation d'éirement 60SW	S1	084	76			?	177	52			
388	42,811833	1,988235	1 122	2015-04-21T12:50:05Z	Piste au S de Roquefeuille, carrière			Mb blanc ZIM + plis	S0	020	36			F	170	40	64 N	CN	
389	42,811107	1,988546	1 123	2015-04-21T13:16:16Z	Piste au S de Roquefeuille, carrière			Mb blanc avec strati horiz visible. ZIM											
390	42,810801	1,988483	1 122	2015-04-21T13:26:55Z	Piste au S de Roquefeuille, carrière	390-01		Breche sedim polygenique. ZIM											
391	42,80981	1,990448	1 134	2015-04-21T14:07:13Z	Piste au S de Roquefeuille, Coume de Balench			Mb. ZIM	S0	186	45								
394	42,808357	1,987251	1 108	2015-04-21T17:15:34Z	Col de Feuilles	394		Calc gris recrist. ZIM. Remplissage Quat de dépression karstique											
395	42,81601	1,955057	1 038	2015-04-22T08:36:42Z	Belcaire			Calc gris à veines rouges peu métam. Barrémien sup ?	S0	038	75			S1	147	80			
396	42,816383	1,955719	1 060	2015-04-22T09:01:51Z	Croix de Belcaire	396		Intersection plans 72 W	S0?	035	66								
397	42,811505	1,921677	1 372	2015-04-22T11:45:23Z	Piste de Camurac vers Pla du Boum	P15-6		Raman. Calc gris à Annelide ? Barrémien sup ?											
398	42,815256	1,921162	1 370	2015-04-22T12:02:54Z	Piste de Camurac vers Pla du Boum	P15-5		Mb blancs. ZIM											
399	42,816085	1,920946	1 378	2015-04-22T12:31:44Z	Piste de Camurac vers Pla du Boum			Calc beige et gris cristallin. ZIM / Jurassique ?											
400	42,81924	1,922091	1 389	2015-04-22T13:06:17Z	Piste de Camurac vers Pla du Boum			Breches à éléments de mb blanc et calc beige finement cristallin. ZIM											
401	42,82095	1,922632	1 403	2015-04-22T13:31:59Z	Piste de Camurac vers Pla du Boum			Calc gris foncé avec belles lamines fines sédimentaires. Barremine inf ?	S0	172	74								
405	42,813637	1,879221	1 140	2015-04-22T18:05:20Z	Piste Amont gorges Frau	P15-9		Calc gris foncé Néocomien en contact avec breche sedim polygenique	S0	250	70								
406	42,798844	2,068497	913	2015-04-23T09:20:28Z	D720, Rodome	406		Marnes dans breches	S0	309	25								
407	42,801857	2,069918	899	2015-04-23T10:08:16Z	D720	407		Raman. Calc gréseux noir avec pyrite. ZIM	S0	180	70								
408	42,803808	2,070931	887	2015-04-23T10:46:19Z	D720			Calc recrist blanc + scapolite. Contact avec fm du point 406. ZIM	F	190	16	10 W							
409	42,80453	2,079167	855	2015-04-23T12:15:12Z	Intersection D720/D29			Calc noir recristallisé, plissé (ech decemtrique) et galets mous dans strati. ZIM											
410	42,813214	2,072375	780	2015-04-23T12:49:27Z	D29 vers Rebenty			Calc à lamines noires. F3M: contact avec gneiss de Bessedé	S0	208	52								
412	42,86506	1,996412	924	2015-06-24T12:57:00Z	Rte vers metairie			Chevauchement au N de Bessedé. Schistes argileux beiges de Carbonifere au S, Marnes noires albiennes au N	S0	022	18			S0	352	65			
413	42,860197	1,994218	872	2015-06-24T13:31:53Z	Limite entre surface Espezel et Marnes Bédoulien			Marno-calcaire Bédoulien	S0	168	55								
414	42,857444	1,984364	874	2015-06-24T14:33:02Z	D29			Marnes Albien	S0	192	78								
415	42,850085	2,070545	910	2015-06-24T16:04:06Z	D222 Rte de Belvis			Marnes du Gargasien	S0/S1?	190	85								
416	42,851834	2,075218	933	2015-06-24T16:24:38Z	D422, sortie N de Belvis			Calc U. Gargasien. 3 faciès cf. carnet terrain	S0	020	40			F	262	85	25 N	CD	
417	42,852971	2,103524	872	2015-06-24T16:51:29Z	D613 entre Lapeyre et Coudons			Calc. Néocomien	S0	185	85								
418	42,843611	2,202983	314	2015-06-25T08:27:37Z	Gorges Pierre-Lys			Marnes de Quillan. Clansayésien à Albien	S0	176	75			S1	180	90			
419	42,802001	2,225585	437	2015-06-25T08:53:11Z	D83 entre Axat et Le Clat			Marnes noire de l'Albien très découpées par S1	S0	204	55			S1	026	88			
420	42,80492	2,20169	582	2015-06-25T08:58:32Z	D83 entre Artigues et Le Clat			Marnes noires de l'Albien, disséquées par S1 et failles	S0	282	35			S1	270	85			

Evaluation des ressources en eaux souterraines du Plateau de Sault – étude structurale, modèle géologique 3D, acquisition gravimétrique et analyse de la karstification

491	42,773797	2,099664	976	2015-11-06T09:02:49Z	D29 après Col des Clausels		Calc gris foncé graveleux à remplissage de fracture par boue carbonatée rouge	Calc gris foncé graveleux à remplissage de fracture par boue carbonatée rouge. Barremo-Aptien	S0	002	70								
492	42,77252	2,099916	975	2015-11-06T09:02:49Z	D29 après Col des Clausels		Calc gris sombre finement graveleux + grosse veine de calcite. Jurassique	Calc gris sombre finement graveleux + grosse veine de calcite. Jurassique	S0	006	88								
493	42,768308	2,097101	957	2015-11-06T09:02:49Z	D29 après Col des Clausels		Jaspes du Carbonifère	Jaspes du Carbonifère											
529	42,836381	2,323138	712	2016-02-16T10:54:05Z	Col de Saint Louis	529	Brèche polygénique à éléments gris et noir	brèche limite	S0	118	80								
530	42,774494	2,21594	373	2016-02-16T12:16:15Z	Sortie d'Axat evrs le Sud		F3M	Marbres gris/noirs avec foliation blanche	F	136	60	10	N	CS					
531	42,774132	2,21498	418	2016-02-16T12:33:53Z	D17		Succession : calc marmorisé beige, brèche polygénique de ZIM, Marbres blancs	Marbres de la ZIM											
532	42,77545	2,216634	434	2016-02-16T12:49:05Z	D17		F3M : Contact ZIM/synclinal d'Axat												
533	42,75127	2,234274	578	2016-02-16T13:09:55Z	Sainte-Colombe-sur-Guette		Zone de faille dans la ZIM	Roche pourrie verdâtre + brèche tectonique											
534	42,820191	2,069258	738	2016-02-16T14:25:42Z	D29 entre Munès et Belfort-sur-Rébenty		Grès à matrice carbonatée	Fm du Rébenty de Wallez	S0?	123	38								
535	42,824095	2,06726	725	2016-02-16T14:36:43Z	D29 entre Munès et Belfort-sur-Rébenty		Marnes noires et source avec travertin	Fm du Rébenty de Wallez											
536	42,830578	2,056968	690	2016-02-16T14:49:56Z	Carrefour D107/D29		Marnes noires	Marnes de Fougax	S0	176	65			S1	082	90			
537	42,826886	2,045866	745	2016-02-16T15:05:16Z	Source de Belfort-sur-Rébenty		Marnes gris/beige	Marnes de Fougax	S0	156	15								
539	42,854953	2,058745	911	2016-02-16T16:03:04Z	Entrée du SP4		Calcaire beige/gris	Calcaire à Iraquia du Gargasien											
540	42,819265	2,000554	1008	2016-02-17T09:19:41Z	Roc du château de Roquefeuil		Calcaire noir à mouchetures rouges	Calcaire urgo-barrémien											
541	42,819224	2,000212	987	2016-02-17T09:38:42Z	Roc du château de Roquefeuil		Plan de faille au pied du roc, à enduit d'oxyde de fer	Calcaire urgo-barrémien	F	015	77				Dip slip				
542	42,814422	2,016449	1013	2016-02-17T10:41:08Z	Piste du cimetière d'Espezal vers col d'Ubi		Calcaire noir à veine de calcite non métam	Barrémien sup ?											
543	42,813286	2,01576	1029	2016-02-17T10:46:14Z	Piste du cimetière d'Espezal vers col d'Ubi		Calcaire rubané gris/blanc	ZIM											
544	42,812247	2,015152	1047	2016-02-17T10:52:09Z	Piste du cimetière d'Espezal vers col d'Ubi		Calcaire rubané gris/blanc	ZIM											
545	42,814109	2,01935	1023	2016-02-17T11:04:06Z	Piste E-W du flanc N	545	Calcaire noir à veine de calcite	Barrémien sup ?	S0?	154	60								
546	42,813609	2,019974	1030	2016-02-17T11:17:38Z	Piste E-W du flanc N		Calcaire rubané gris/blanc/beige métam	ZIM											
547	42,812258	2,019343	1050	2016-02-17T11:26:16Z	S de la Gardie		Calcaire gris recristallisé	ZIM											
548	42,81291	2,019526	1036	2016-02-17T11:32:17Z	la Gardie	548	Calcaire rose/beige. Lias de Meurisse ?												
549	42,852996	2,017978	885	2016-02-17T12:54:56Z	Plateau d'Espezal au N de Montplaisir		Marnes de Fougax. Doline		S1	324	88								
550	42,873255	1,987711	869	2016-03-22T09:33:17Z	Maison forestière la Jasse	550-1; 550-2; 550-3	Doline à fond comblé et éboulement de calc en bordure	Calcaire noir sableux, calcaire gris micritique											
551	42,871014	1,988406	894	2016-03-22T10:17:40Z	Pas de l'Ourme	551	Doline à fond comblé	Calcaire noir finement graveleux à sableux											
552	42,835549	2,012705	906	2016-03-22T11:19:13Z	Cap de la Devèse	552	Calcaire micritique marron à mouchetures oranges	Barrémien inf. + cailloutis d'Espezal micshistes, quartzite											
553	42,835002	2,010926	908	2016-03-22T11:42:09Z	Cap de la Devèse	553	Calcaire gris très karstifié	N3 de Marty ?											
554	42,832	2,014443	895	2016-03-22T12:16:38Z	Lauzernié	554	Calcaire graveleux gris et roux	Néocomien											
555	42,826298	2,025607	897	2016-03-22T13:28:15Z	Les Bouyches	555	Calcaire micritique gris à mouchetures rouges	N3 de Marty ?											
556	42,827085	2,026349	902	2016-03-22T13:40:34Z	Les Bouyches		Calcaire graveleux gris à mouchetures		S0	002	28			F	312	40			
557	42,827279	2,026756	899	2016-03-22T13:50:03Z	Les Bouyches		Calcaire très karstifié. Brèche de remplissage												
558	42,827567	2,027606	899	2016-03-22T13:57:22Z	Les Bouyches	558	Calcaire beige micritique karstifié	N3 de Marty ?											
559	42,827881	2,02842	900	2016-03-22T14:08:12Z	Les Bouyches	559	Facès oolithique ou graveleux	N3 de Marty ?											
560	42,830174	2,029919	891	2016-03-22T14:18:27Z	Les Bouyches	560	Calcaire marron oolithique à gravelo-oolithique		S0?	036	36								
561	42,825874	2,033571	895	2016-03-22T14:55:43Z	Les Bouyches		Pano sur la terminaison péridinale des calcaires vers l'Est	Sous les marnes de Fougax											
562	42,828276	2,03274	896	2016-03-22T15:20:16Z	Les Bouyches	562	Calcaire gris à mouchetures oranges	N3 de Marty ?											
563	42,829208	2,044737	884	2016-03-22T15:55:19Z	Surface d'Espezal au-dessus de Belfort		Marnes de Fougax	Marnes de Fougax	S0/S1	008	45								
564	42,848311	2,001641	891	2016-03-23T09:00:27Z	Surface d'Espezal vers Benague	564	Calcaire gris à mouchetures rouges et bivalve, karstifié	Barrémien sup ?											
565	42,844926	2,037939	874	2016-03-23T09:55:41Z	Fontaine de la Melse		Résurgence ou Perte ?												
566	42,843088	2,048672	880	2016-03-23T10:08:20Z	Faille de la Joucou		Petite résurgence												
567	42,837528	2,060409	844	2016-03-23T10:35:23Z	Soula d'Albe	567	Calcaire gris graveleux très fracturé et karstifié à veine de calcite	Neocomien ?											
568	42,837871	2,058643	863	2016-03-23T10:42:21Z	Soula d'Albe	568	Calcaire altéré riche en faune												
569	42,839458	2,056102	864	2016-03-23T10:49:42Z	Soula d'Albe	569	Calcaire noir à veine de calcite	Neocomien ?											
570	42,840078	2,055056	855	2016-03-23T10:55:28Z	Soula d'Albe	570	Calcaire noir plus ou moins graveleux	Neocomien ?											
571	42,835457	2,052448	873	2016-03-23T11:58:14Z	La Coumeille		Roche noire tendre d'aspect sableux à mnx de micas : Marnes de Fougax ?												
572	42,835492	2,050722	864	2016-03-23T12:18:54Z	La Coumeille	572	Marnes noires à micas blancs et réaction HCL	Marnes de Fougax											
573	42,83506	2,051757	872	2016-03-23T12:28:47Z	La Coumeille	573	Marnes à galets mous et empreinte de fougère ?	Marnes de Fougax											
574	42,832793	2,051215	879	2016-03-23T12:47:05Z	La Coumeille croisement avec route Belfort	574	Marnes grsi/beige d'aspect sableux à muscovite	Marnes de Fougax	S0	180	66			S1	040	82			
575	42,832123	2,05074	869	2016-03-23T13:29:35Z	Route du plateau vers Belfort		Marnes de Fougax		S0	218	75			S1	230	90			
576	42,831684	2,048479	834	2016-03-23T13:45:27Z	Route du plateau vers Belfort	576	Marnes de Fougax		S0?	020	63			S1	208	80			
577	42,830875	2,047252	820	2016-03-23T14:01:11Z	Route du plateau vers Belfort		Marnes de Fougax		S0	214	50			S1	200	80			
578	42,827098	2,045585	752	2016-03-23T14:43:41Z	Source de Belfort-sur-Rébenty (Amont)	578	Faille décro-chevauchante (dipdir : 163;85)	Marnes de Fougax	S0	148	20			S1	110	50			
579	42,827493	2,054472	702	2016-03-23T15:34:13Z	Vallée du Rébenty		Marnes de Fougax		S1	200	90								
580	42,827559	2,054677	700	2016-03-23T15:40:08Z	Vallée du Rébenty		Continuité de la faille du point 578	Marnes de Fougax	S0/S1	042	42								
581	42,82788	2,055185	700	2016-03-23T15:52:18Z	Vallée du Rébenty		Marnes de Fougax		S0	028	80			S1	020	88			
582	42,831289	2,027309	886	2016-03-23T16:36:29Z	Les Caussonels	582	Calcaire rose karstifié	N2 de Marty ?											
583	42,832042	2,027859	892	2016-03-23T16:42:11Z	Les Caussonels	583	Calcaire gris recristallisé à mouchetures rouges	N3 de Marty ?											
584	42,832246	2,028167	892	2016-03-23T16:44:49Z	Les Caussonels		Calcaire rose oolithico-graveleux	N3 de Marty ?											
585	42,832975	2,02861	886	2016-03-23T16:47:54Z	Les Caussonels	585	Calcaire gris oolithico-graveleux à mouchetures rouges	U1 de Marty ?											
586	42,857139	2,103675	856	2016-03-23T17:22:19Z	D613 vers Coudons	586	Calcaire gris sombre à veine de calcite		S0	010	80								
587	42,858132	2,10387	854	2016-03-23T17:30:36Z	D613 vers Coudons		Alternance calcaire/marnes, puis marnes		S0	202	85								
588	42,860856	2,10956	851	2016-03-23T17:45:52Z	D613 vers Coudons		Calcaire à nombreux fragments de coquilles		S0	304	87								
589	42,85955	2,107366	854	2016-03-23T18:01:10Z	D613 vers Coudons		Calcaire à rudistes		S0?	034	89			S0?	086	56			
590	42,838664	2,046194	864	2016-03-24T07:06:57Z	la Coumeille		Contact entre marnes de Fougax et calcaire U masqué par form sup	nappe alluviale : galets de gneiss											
591	42,851621	1,961951	1054	2016-03-24T08:19:18Z	Soula du Genibre	591	Marnes de Fougax		S0/S1	180	58								
592	42,852342	1,945181	1110	2016-03-24T09:00:59Z	Crête du plateau de Languerail	592	Marnes de Fougax												



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

BRGM Occitanie
Parc technologique du Canal
3, rue Marie Curie, Bât. ARUBA, BP 49,
31527 – Ramonville-Saint-Agne – France
Tél. : 05 62 24 14 50