

**Etat des connaissances géologiques
hydrogéologiques sur le Plateau de
Sault (Aude - Ariège)**

Rapport final

BRGM/RP-64209-FR

juin 2015

BRGM/RP-64209-FR

juin 2015



Etat des connaissances géologiques et hydrogéologiques sur le Plateau de Sault (Aude - Ariège)

Rapport final

BRGM/RP-64209-FR
juin 2015

Étude réalisée dans le cadre des opérations
de Service public du BRGM PSP13DAT01

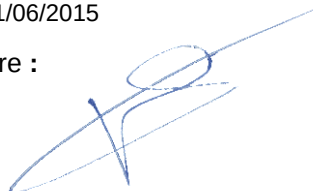
M. Bardeau, B. Monod, C. Lamotte, B. Ladouche, E. Le Goff, J.C. Maréchal
Avec la collaboration de P. Delvoye

Vérificateur :

Nom : Vincent Bailly Comte

Date : 01/06/2015

Signature :



Approbateur :

Nom : Philippe Roubichou

Date : 01/06/2015

Signature :



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

Mots-clés : Plateau de Sault, Aude, Ariège, karst, hydrogéologie, sources karstiques, Fontestorbes, Font Maure, ressource en eau.

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

Bardeau M., Monod B., Lamotte C., Ladouche B., Le Goff E., Maréchal J.C, Delvoye P. (2015) - Synthèse géologique et hydrogéologique du Plateau de Sault (Aude – Ariège). Rapport final 256 p., 131 ill., 13 ann.

Synthèse

Les aquifères karstiques du Plateau de Sault constituent des aquifères dont les potentialités en terme de ressources sont intéressantes en vue d'améliorer les systèmes actuels d'alimentation en eau et de faire face aux besoins en eau des décennies à venir. A l'heure actuelle, du fait de la nécessité de réaliser des forages profonds et à cause du risque d'échec, ces aquifères sont encore peu exploités. Des recherches concernant le potentiel hydrogéologique de ces formations calcaires karstiques sont nécessaires et participent d'une part à l'amélioration de la connaissance et à la compréhension du fonctionnement des aquifères karstiques et d'autre part à un développement méthodologique.

Le projet d'évaluation des ressources en eaux souterraines du Plateau de Sault s'inscrit dans cette optique. Le projet, dont la durée est évaluée à 4 ans, est cofinancé par l'Agence de l'Eau Adour-Garonne, l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée & Corse, le BRGM, la région Languedoc-Roussillon, le Conseil Général de l'Aude (CG 11) et le Conseil Général de l'Ariège (CG 09). Il a pour objectif d'acquérir de nouvelles connaissances sur la structure, le fonctionnement et la localisation des réserves de systèmes karstiques localisées sur le Plateau de Sault.

Ainsi la première étape de ce projet correspond à la réalisation d'une synthèse des connaissances géologiques et hydrogéologiques du Plateau de Sault, objet du présent rapport. Celle-ci s'intéresse à caractériser la géologie à travers les contextes structural, stratigraphique, géodynamique et géomorphologique, et l'hydrogéologie, notamment celle des systèmes karstiques importants du Plateau de Sault, les systèmes de Fontestorbes et de Font Maure. Ces derniers présenteraient des réserves importantes dont les volumes dynamiques seraient respectivement de l'ordre de $25 \times 10^6 \text{ m}^3$, et $18 \times 10^6 \text{ m}^3$.

L'ensemble des données et des connaissances existantes, et l'acquisition de données nouvelles au cours du projet, permettront d'apporter des éléments méthodologiques pour une évaluation des ressources en eaux souterraines du Plateau de Sault et d'en assurer une gestion durable et respectueuse de l'environnement, à l'aide de différents outils dont les sondages de reconnaissance. Ils devraient permettre à terme d'apporter les éléments pour que l'approvisionnement en eau potable puisse être sécurisé si nécessaire à l'aide d'eaux souterraines, issues d'un aquifère karstique considéré comme hétérogène et complexe.

Sommaire

1	Introduction.....	13
2	Contexte général de la zone d'étude	15
2.1	CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	15
2.2	CONTEXTE CLIMATIQUE.....	16
2.3	CONTEXTE HYDROLOGIQUE	16
2.3.1	L'Hers-Vif.....	17
2.3.2	Le Rébenty et les cours d'eau de la zone centrale.....	20
2.3.3	Le Blau	22
3	Contexte géologique	27
3.1	CONTEXTE GEOLOGIQUE GLOBAL DES PYRENEES.....	28
3.2	CADRE STRUCTURAL GLOBAL	29
3.3	LES UNITES STRUCTURALES DU PAYS DE SAULT	30
3.3.1	La zone axiale (ZA).....	30
3.3.2	La Zone Interne Métamorphique (ZIM).....	31
3.3.3	La zone nord-pyrénéenne (ZNP).....	32
3.4	SYNTHESE DES TRAVAUX CARTOGRAPHIQUES ET INTERPRETATIONS	34
3.4.1	Description de la structure de la ZNP.....	49
3.4.2	La zone axiale.....	57
3.5	ROCHES SEDIMENTAIRES.....	63
3.5.1	Paléozoïque.....	64
3.5.2	Mésozoïque	65
3.6	AUTRES LITHOLOGIES.....	69
3.6.1	Orthogneiss et gneiss paléozoïques	69
3.6.2	Sédiments mésozoïques métamorphisés : la ZIM (Zone Interne Métamorphique).....	70
3.6.3	Péridotites et brèches associées.....	70
3.7	DEFORMATIONS ET METAMORPHISME	71
3.7.1	Déformation et métamorphisme hercyniens	71
3.7.2	Déformation et métamorphisme alpins.....	73
3.8	PERIODES DE KARSTIFICATION	80
3.9	GEOMORPHOLOGIE	81

3.9.1 Surfaces planes et surfaces d'érosion	81
3.9.2 Incisions fluviales.....	84
3.9.3 Morphologies karstiques.....	85
3.9.4 Morphologies périglaciaires	91
3.10 DONNEES ACQUISES SUR LA ZONE.....	91
3.10.1 Etude géophysique	91
3.10.2 Données de la BSS.....	93
3.10.3 Données du Guichet H.....	95
4 Contexte hydrogéologique	97
4.1 INTRODUCTION	97
4.2 LES MARNES ET MARNO-CALCAIRES DE L'ALBIEN DU PAYS DE SAULT AU VERDOUBLE	98
4.3 FORMATIONS VARIEES PRIMAIRES ET SECONDAIRES DU PAYS DE SAULT	98
4.3.1 Présentation générale	98
4.3.2 Le système karstique de Fontestorbes	100
4.3.3 Le système karstique de Font Maure.....	125
4.3.4 Les systèmes karstiques des calcaires crétacés connexes à Fontestorbes et Font Maure	141
4.3.5 Les principaux systèmes karstiques du Dévonien (zone axiale)	150
5 Synthèse et verrous scientifiques.....	167
6 Conclusion.....	177
7 Bibliographie	179

Liste des illustrations

Illustration 1 : Carte de localisation du Pays de Sault administratif.....	15
Illustration 2 : Carte de localisation du système aquifère du Plateau de Sault.	15
Illustration 3 : Carte du réseau hydrographique dans la région du Plateau de Sault.	17
Illustration 4 : Localisation du ruisseau de l'Hers sur fond de carte géologique vectorisée à 1/50 000 (en transparence) et sur fond de carte IGN à 1/100 000	18
Illustration 5 : Suivi du débit de l'Hers-Vif à Bélesta et de la source de Fontestorbes (banque HYDRO).	19
Illustration 6 : Localisation du ruisseau du Rébenty sur fond de carte géologique vectorisée à 1/50 000 (en transparence) et sur fond de carte IGN à 1/100 000.....	20
Illustration 7 : Suivi du débit du Rébenty à Saint-Martin-Lys (banque HYDRO).	21
Illustration 8 - Localisation du ruisseau du Blau sur fond de carte géologique vectorisée à 1/50 000 (en transparence) et sur fond de carte IGN à 1/100 000.....	22

Illustration 9 : Localisation de la station hydrométrique de la source du Blau à Chalabre (Code HYDRO O1464010)	23
Illustration 10 : Débit moyen mensuel du Blau à Chalabre (Code HYDRO O1464010) – Source Banque HYDRO.....	24
Illustration 11 : Carte géologique simplifiée de Pyrénées avec localisation des principaux ensembles paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques (Vauchez et al. 2013). ZNP : Zone nord-pyrénéenne. Le rectangle jaune représente la zone d'étude.	27
Illustration 12 : Exemples de coupes lithosphériques d'après Munoz (1992) et Vergès et al (1995) montrant les structures à double déversement. NPF : Faille nord-pyrénéenne.(d'après Vissers et Meijer,2014).	28
Illustration 13 : Subdivision de la chaîne des Pyrénées selon les zones orientées Est-Ouest (Mattauer et Henry 1974).....	29
Illustration 14 : Schéma structural simplifié de l'Aude (Le Goff 2013)	30
Illustration 15 : Carte lithologique et structurale du Plateau de Sault	31
Illustration 16 : Coupe structurale dans la région du Pays de Sault sur le méridien de Bessède-de-Sault (Souquet et al. 1977).	32
Illustration 17 : Schéma structural du Pays de Sault.....	33
Illustration 18 : Cartes géologiques à 1/50 000 disponibles sur la zone d'étude	34
Illustration 19 : Carte géologique du plateau d'Espezel (Meurisse 1973).	35
Illustration 20 : Carte géologique de JP.Wallez (1974)	37
Illustration 21 : Carte géologique et localisation des coupes de JP. Bousquet (1975)	39
Illustration 22 : Coupes géologiques de JP. Bousquet (1975), mises en couleur par E.J. Debroas. Voir localisation sur l'illustration 21.....	41
Illustration 23 : Carte géologique et localisation des coupes de F. Marty (1976)	43
Illustration 24 : Coupes géologiques de F. Marty (1976). Voir localisation et le code couleur de la légende sur l'illustration 23	45
Illustration 25 : Carte géologique réalisée par Soulé et al. (1996).	47
Illustration 26 : Coupes géologiques du secteur de Bélesta (Soulé et al. 1996).....	49
Illustration 27 : coupe N-S au travers la bordure orientale du massif de Saint-Barthélemy (Marty 1976)	50
Illustration 28 : Représentation cartographique de l'Unité de Quillan.Le trait rouge montre les limites de la zone d'étude. Localisation des coupes 1 à 4 de Bousquet (1975).....	51
Illustration 29 : Structure du Bassin de Quillan d'après Bousquet (1975). Localisation des coupes sur l'illustration 28	52
Illustration 30 : Structure du synclinal de Montmija d'après Bousquet (1975). Localisation des coupes sur l'illustration 28	53
Illustration 31 : Carte des Unités structurales définies par Bousquet (1975)	54
Illustration 32 : Carte géologique simplifiée et localisation des structures géologiques importantes, modifié d'après JP. Wallez (1974), JP. Bousquet (1975), F. Marty (1976).	59
Illustration 33 : Carte géologique de D. Raymond sur le secteur d'étude	61
Illustration 34 : Carte lithostratigraphique du Pays de Sault	63
Illustration 35 : Log géologique synthétique de l'aquifère 144a du NW du Pays de Sault d'après (Chevalier-Lemire et Ricard 1989) (modifiée d'après Marty 1976)	64

Illustration 36 : Variations latérales de faciès et d'épaisseur des terrains néocomiens du pays de Sault d'après Bousquet (1975)	67
Illustration 37 : Colonnes stratigraphiques comparées des deux principales séries barrémo-aptiennes du Pays de sault (Peybernès 1976)	68
Illustration 38 : Localisation des fragments de roches ultramafiques dans les Pyrénées (Lagabrielle et al. 2010)	71
Illustration 39 : Schéma structural de la zone axiale au Sud du Pays de Sault (Denele et al. 2009)	72
Illustration 40 : Carte des zones isométamorphiques dans les Pyrénées (Clerc 2012)	74
Illustration 41 : Carte géologique simplifiée des Pyrénées orientales avec localisation des roches albitisées et des assemblages à talc (Fallourd et al. 2014)	74
Illustration 42 : Carte des linéations dans le synclinal de Boucheville. Le bloc-diagramme illustre l'allure reconstituée des plissements 1 (Choukroune 1976)	76
Illustration 43 : Allure du plissement 2 affectant S1 dans l'ensemble du synclinal de Boucheville (Choukroune 1976)	76
Illustration 44 : Coupe montrant les relations S1/S2 et de la faille nord-pyrénéenne au Sud de Salvezines (Golberg et Leyreloup 1990)	77
Illustration 45 : Résumé des successions des différentes phases de déformation (Choukroune 1976)	78
Illustration 46 : Localisation des brèches étudiées par Dauteuil (1987) dans le Pays de Sault.	79
Illustration 47 : Schéma présentant les différentes étapes de l'exhumation des péridotites (Clerc 2012)	79
Illustration 48 : Carte géomorphologique du pays de Sault (Moreno et Bès 2007)	81
Illustration 49 : Vue générale N-S sur le Pays de Sault (Aunay et al. 2003)	82
Illustration 50 : Localisation des vallées sèches subméridiennes	83
Illustration 51 : La surface d'Espezel et les gorges du Rébenty vues depuis l'Ouest (BRGM, Monod 2014)	83
Illustration 52 : Photographie du Pla du Boum (Belcaire-Pyrénées.com)	84
Illustration 53 : Photographie des Gorges de la Frau, vallée de l'Hers (Belcaire-Pyrénées.com)	84
Illustration 54 : Carte morphologique du Plateau de Sault (Lagasque 1963)	87
Illustration 55 – Carte des cavités présentes sur le Plateau de Sault (source BD cavités - BRGM)	89
Illustration 56 : Photographie de la tourbière Font Rouge (DREAL Languedoc-Roussillon)	91
Illustration 57 : Carte de localisation de la prospection géophysique sur le secteur de Ginoules-les-Bains (CEMER 1995)	92
Illustration 58 : Carte de localisation des points BSS sur le Plateau de Sault.	93
Illustration 59 : Carte de localisation des ouvrages profonds	94
Illustration 60 : Carte de localisation des prospections géophysiques pétrolières dans la région du Plateau de Sault (d'après les données du site Guichet Hydrocarbures BEPH) reportées sur la carte géologique à 1/1 000 000 des Pyrénées.	95
Illustration 61 : Carte de localisation des entités hydrogéologiques du Plateau de Sault (fond : cartes géologiques harmonisées au 1/50 000 de l'Ariège et de l'Aude)	97
Illustration 62 : Photographie de la Source de Fontestorbes	100
Illustration 63 : Carte du système karstique de Fontestorbes (Mangin 1975)	103

Illustration 64 : Localisation des traçages et délimitation du bassin hydrogéologique et des impluviums de la source de Fontestorbes (source BRGM, adapté de A. Mangin).	105
Illustration 65 : Légende du fond géologique de la carte de l'illustration précédente	107
Illustration 66 : Tableau des caractéristiques des essais de traçages artificiels réalisés sur le système karstique de Fontestorbes	108
Illustration 67 : Coupe schématique du système intermittent de Fontestorbes (Verdeil, 1959).....	109
Illustration 68 : Coupe du gouffre des Caoujous établis par la Société spéléologique du Plantaurel (Cau 1980)	109
Illustration 69. Histogramme de la distribution des plans de drainage, stéréogramme correspondant (A.Mangin, note de synthèse Com. Pers).	110
Illustration 70 : Carte de localisation de la source de l'Esqueille sur fond IGN 1/100 000.....	111
Illustration 71 : Photographie du trop-plein saisonnier de la Fontaine de l'Esqueille (24/04/2014).	111
Illustration 72 : Evolution des débits journaliers mesurés pour la source de Fontestorbes depuis 1965.	112
Illustration 73 – Evolution des débits moyens mensuels au niveau de la source de Fontestorbes, code HYDRO : O1432930 (Belesta – 09), calculés sur la période 1965-2014, soit 49 ans. Source Banque HYDRO.	113
Illustration 74 : Statistiques descriptives des débits mensuels de la source de Fontestorbes (origine de la donnée, Annuaire de A. Mangin, Com. Pers. Octobre 2014).	113
Illustration 75 : Exemple de courbe de récession de la source karstique de Fontestorbes (Mangin 2014, comm. pers.).....	114
Illustration 76 : Classification des aquifères karstiques au moyen de l'approche de Mangin (1975).....	115
Illustration 77 : Analyse des débits classés de la source karstique de Fontestorbes (Mangin 2014, comm. pers.).....	116
Illustration 78 : Dates d'apparition du phénomène d'intermittence sur la source de Fontestorbes, de 1966 à 2014 (47 ans).....	117
Illustration 79 : Date d'apparition moyenne du phénomène d'intermittence	117
Illustration 80 : Exemples de phénomènes d'intermittence sur la source de Fontestorbes.	118
Illustration 81 : Schémas de principe du dispositif responsable du phénomène d'intermittence observés à la source de Fontestorbes.....	118
Illustration 82 : Forme des intermittences en début et fin d'apparition du phénomène.	119
Illustration 83 : Synthèse des données physico-chimiques et de qualité (éléments majeurs) mesurées à la source de Fontestorbes (10766X0089/HY, données ADES).	122
Illustration 84 : Coupe géologique et carte de localisation des deux zones favorables à l'implantation d'un forage.	124
Illustration 85 : Photographies de la source de Font Maure.....	125
Illustration 86 : Localisation des traçages et délimitation du bassin hydrogéologique de la source de Font Maure (d'après Grévelec 1974 et Salic 1985) sur fond géologique 1/50 000.	127
Illustration 87 : Légende géologique de la carte de l'illustration 86 (1/50 000).	128
Illustration 88 : Récessions étudiées par Salic (1985) : du 20/04/1960 au 03/09/1960 ; du 09/06/1961 au 06/10/1961 ; du 02/06/1962 au 11/09/1962	129
Illustration 89 : Courbe des débits classés de Font Maure (d'après Salic 1985).	130
Illustration 90 : Tableau des caractéristiques des traçages pour la source de Font Maure.....	132

Illustration 91 : Carte de localisation des sources du Blau sur fond géologique 1/50 000.	133
Illustration 92 : Topographie du réseau karstique exploré de la source du Blau.	134
Illustration 93 : Photographies du porche supérieur de la source du Blau (Tixier 2007) et du ruisseau des Gravieres à sec (24 avril 2014).	134
Illustration 94 : Contexte géologique et coupe interprétative au voisinage de la source du Blau (planche extraite du rapport Hydrogéosphère 2004)	135
Illustration 95 : Evolution du plan d'eau mesuré dans le siphon du Blau (Hydrogéosphère 2004).....	136
Illustration 96 : Débits de la source temporaire du Blau (Hydrogéosphère 2004).	136
Illustration 97 : Synthèse des données physico-chimiques et de qualité (éléments majeurs) mesurées à la source de Font Maure (10775X0004/S, données ADES).	138
Illustration 98 : Synthèse des données de turbidité, Carbone organique et bactériologique mesurées à la source de Font Maure (10775X0004/S, données ADES).	139
Illustration 99 : Synthèse des suivis chimiques réalisés au Blau en 2003 par Hydrogéosphère.	140
Illustration 100 : Carte de localisation des sources importantes sur fond lithostratigraphique.	141
Illustration 101 : Légende du fond lithostratigraphique de l'illustration 100	141
Illustration 102 : Localisation de la source karstique de Ginoules (modifié d'après ARS de l'Aude).	142
Illustration 103 : Schéma de localisation des sources dans le parc thermal de Ginoules-les-Bains (modifié d'après CEMER 1994).	143
Illustration 104 : Coupe géologique schématique passant par le forage de la Gare (Yvroux 1998).	143
Illustration 105 : Tableau des caractéristiques du traçage pour la source dite de Ginoules.	144
Illustration 106 : Synthèse des suivis chimiques et bactériologiques réalisés sur le captage AEP (10775X0014/FROIDE) par l'ARS de l'Aude (données ADES).	145
Illustration 107 : Synthèse des suivis bactériologiques et chimiques réalisés à la source karstique de Ginoules en 2003 par Hydrogéosphère.	145
Illustration 108 : Photographies de la sortie temporaire de la source de Belfort-sur-Rébenty, et du trop-plein du captage.	147
Illustration 109 : Contexte géologique au 1/50 000 autour de la source de Belfort-sur-Rébenty.....	148
Illustration 110 : Synthèse des suivis chimiques et bactériologiques réalisés sur la source de Belfort-sur Rébenty (Banque ADES).	149
Illustration 111 : Localisation des principales sources karstiques étudiées par hydrogéophère en 2003 dans la zone axiale (calcaires du Dévonien).	150
Illustration 112. Contexte géologique des principales sources karstiques étudiées par hydrogéophère en 2003 dans la zone axiale (fond géologique au 1/50 000).	151
Illustration 113 : Photographies de la chambre de captage de la source haute de Roquefeuil.	153
Illustration 114 : Coupe géologique interprétative au droit des sources de la Fajolle (d'après Hydrogéosphère 2004).	154
Illustration 115 : Périmètre de protection des captages du syndicat Roquefeuille-Espeset.....	155
Illustration 116 : Mesures bactériologiques et chimiques des eaux de la source du Syndicat Roquefeuil Espeset (d'après Hydrogéosphère 2004).	156
Illustration 117 : Localisation de la source de la Fajole (ou dite du Moulin 10882X0203/MOULIN) sur fond IGN (n°2248 ET) et vue du trop plein de l'émergence.....	157
Illustration 118 : Vue d'ensemble et vue de l'intérieur du captage (extrait d'Hydrogéosphère 2014).	158

Illustration 119 : Mesures bactériologiques et chimiques pour les eaux de la source du Moulin (10882X0203/MOULIN, d'après Hydrogéosphère 2004).	159
Illustration 120 : Suivis chimiques et bactériologiques des eaux de la source du Moulin (10882X0203/MOULIN) par l'ARS.	159
Illustration 121. Localisation de la sources des Adouxes sur fond IGN (n°2248 ET) et vue de l'émergence	160
Illustration 122 : Vue de l'entrée du Barenc situé au dessus de la source des Adouxes (10882X0215/ADOUX) et vue partielle de l'équipement mis en place par le CG11 dans la cavité (BRGM, 04/04/2014).....	160
Illustration 123 : Evolution de la piézométrie du plan d'eau du barrenc de la source des Adouxes (suivi CG11).	161
Illustration 124 : Coupe géologique au droit de la source des Adouxes (d'après Hydrogéosphère 2004).	161
Illustration 125 : Mesures bactériologiques et chimiques pour les eaux de la source des Adouxes (10882X0215/ADOUX, d'après Hydrogéosphère 2004).	162
Illustration 126 : Localisation (Fond IGN) et vue du captage de la source des Adoucis (15/04/2014).	163
Illustration 127 : Suivis chimiques et bactériologiques des eaux de la source des Adouci (10882X0212/ADOUCI) par l'ARS de l'Aude.	164
Illustration 128 : Vue du captage de la source Argeliers	165
Illustration 129 – Carte de synthèse sur les systèmes karstiques du Plateau de Sault.....	171
Illustration 130 : Hypothèses et questionnements mis en évidence sur le système karstique de Fontestorbes.	173
Illustration 131 : Hypothèses et questionnements mis en évidence sur le système karstique de Font Maure.....	175

Liste des annexes

Annexe 1 Fiches du Pays de Sault (Inventaire du patrimoine géologique du Languedoc-Roussillon)....	189
Annexe 2 Fiches de synthèse des stations hydrométriques du Plateau de Sault (source Banque HYDRO).....	195
Annexe 3 Carte géologique au 1/25 000 de la partie septentrionale du Plateau de Sault (Soulé et al. 1996)	209
Annexe 4 Carte géologique de la partie méridionale du Pays de Sault (Wallez 1974)	213
Annexe 5 Proposition d'implantation de forage (Astruc et al. 1988)	217
Annexe 6 Proposition d'implantation de forage (Soulé et al. 1996)	221
Annexe 7 Carte de localisation du système karstique de Font Maure (Grévellec 1974)	227
Annexe 8 Schéma du réseau karstique du système de Font Maure et éléments d'informations complémentaires.....	231
Annexe 9 Elements d'informations sur le trop-plein du Blau.....	237
Annexe 10 Comparaison de débits de Font Maure et du Blau (Grévellec 1974).....	241
Annexe 11 Log technique et description du log géologique du forage de Quillan	245
Annexe 12 Informations complémentaires sur le système karstique de Belfort sur Rébenty	249
Annexe 13 Informations complémentaires sur les systèmes karstiques du Dévonien (zone axiale)	253

1 Introduction

L'étude de la géologie et de l'hydrogéologie du Plateau de Sault s'inscrit dans un projet cofinancé par les Agences de l'Eau Adour-Garonne (AEAG) et Rhône Méditerranée Corse (AERMC), les deux Conseils Généraux de l'Ariège et de l'Aude, le Conseil Régional Languedoc Roussillon, et le BRGM.

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 système aquifère du Plateau de Sault est situé sur deux bassins hydrographiques différents : celui d'Adour-Garonne et celui de Rhône-Méditerranée & Corse. Il occupe une position stratégique de premier niveau pour l'alimentation en eau des populations audoises et ariégeoises, d'où l'intérêt d'une approche trans-bassin.

Bien que la question de l'exploitation des ressources en eau souterraine du karst du Plateau de Sault remonte à plusieurs décennies, elle n'a jamais été résolue, ni fait l'objet d'un programme opérationnel d'investigation jusqu'à aujourd'hui.

Le présent rapport constitue la synthèse bibliographique des données existantes sur le Pays de Sault, et vise à caractériser la région, et tout particulièrement les systèmes aquifères karstiques présentant des potentialités intéressantes. Pour cela, il est nécessaire de repositionner le Pays de Sault dans ses différents contextes paléogéographiques, ainsi que dans ses phases tectoniques et d'érosion, afin de caractériser les entités, les systèmes hydrogéologiques et les sources karstiques qui leurs sont associés.

La synthèse de l'ensemble des données disponibles et les travaux qui seront réalisés participeront à l'amélioration de la connaissance et à la compréhension du fonctionnement des aquifères karstiques.

2 Contexte général de la zone d'étude

2.1 CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

Le Pays de Sault, au sens administratif, est une région située au Sud-Ouest du département de l'Aude. On y distingue le « Petit Plateau » au Sud et le « Grand Plateau » au Nord, tous deux séparés par la vallée du Rébenty. Le territoire du Pays de Sault s'étend sur 17 communes (Illustration 1) (Hennebois 2009).

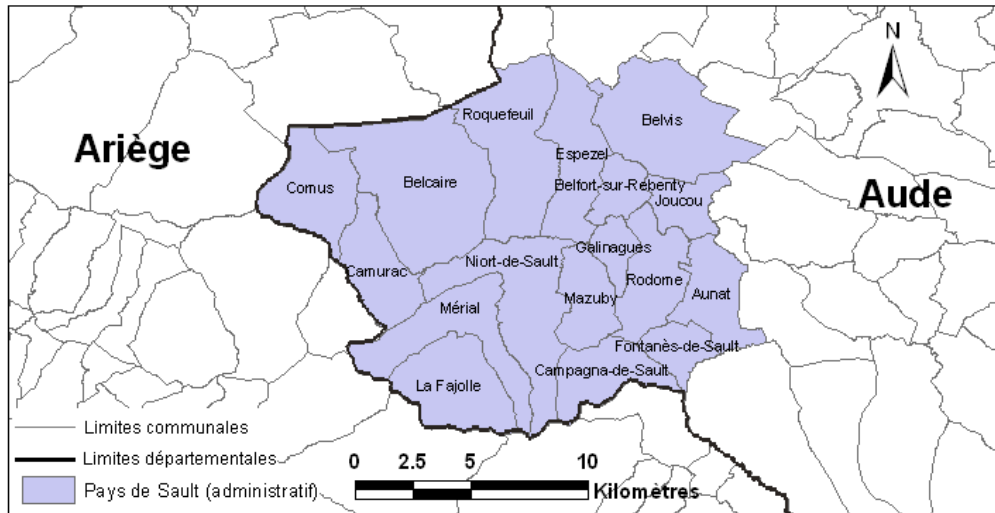


Illustration 1 : Carte de localisation du Pays de Sault administratif.

D'un point de vue hydrogéologique, le territoire est nettement plus étendu. L'aquifère du Plateau de Sault se développerait sur une superficie d'environ 430 km², à une altitude moyenne de 1 000 m NGF. Il s'étendrait alors pour un quart sur l'Ariège, se situant ainsi sur les régions Midi-Pyrénées et Languedoc-Roussillon. L'emprise du Plateau de Sault définie dans le cadre de cette étude (regroupement des formations géologiques potentiellement karstifiées de la zone ; Illustration 2), représente une surface encore plus étendue, de l'ordre de 490 km².

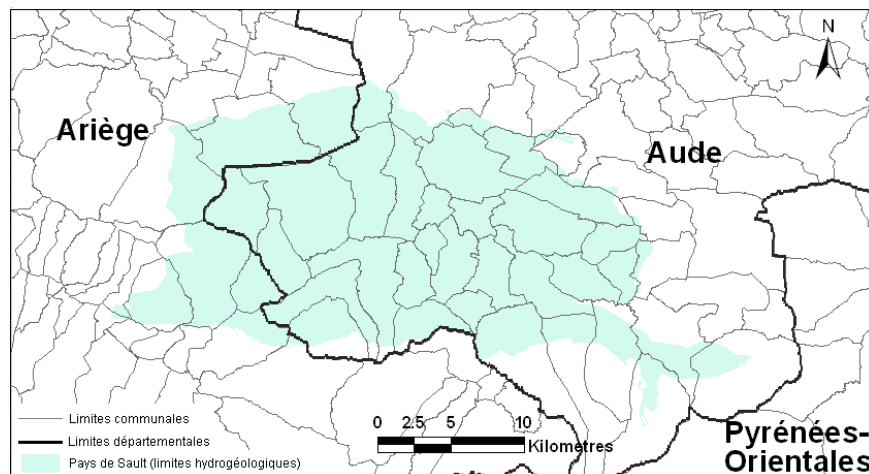


Illustration 2 : Carte de localisation du système aquifère du Plateau de Sault.

De par sa surface, il représente le plus grand karst des Pyrénées françaises et fait partie du patrimoine géologique du Languedoc-Roussillon (Annexe 1). Il est drainé par deux systèmes principaux ; le système de Fontestorbes dans la partie occidentale, et le système de Font Maure dans la partie orientale.

2.2 CONTEXTE CLIMATIQUE

Le Plateau de Sault est soumis à la fois à une influence atlantique et à une influence méditerranéenne. L'influence atlantique se caractérise par un hiver et un printemps très humides, avec des précipitations abondantes au printemps, et par des vents d'Ouest. L'influence méditerranéenne se traduit par un été relativement sec, entrecoupé de pluies orageuses et par un vent d'Est, le Marin (Grévellec 1974).

Dans le secteur nord-ouest, le Cers est dominant. Ce vent violent, froid et humide souffle plus de cinq mois par an. Dans le secteur sud-est, le vent d'Autan (ou le Marin) est violent et asséchant, et souffle surtout à l'automne et au printemps (Languedoc-Roussillon-CPRF 2001).

Les deux influences sont accentuées par l'altitude moyenne d'environ 1000 m du Plateau de Sault, donnant au climat un caractère montagnard, cependant très atténué. La pluviométrie annuelle est généralement comprise entre 900 et 1000 mm. Elle est partout supérieure à 800 mm, avec parfois des pics, non liés à l'altitude : 1200 mm à Saint-Louis à 600 m d'altitude (Languedoc-Roussillon-CPRF 2001).

Dans la région, on estime l'isotherme moyen annuel à 8°C à une altitude de 700 à 800 m. Les jours de gel y sont fréquents pendant sept mois de l'année (Languedoc-Roussillon-CPRF 2001).

2.3 CONTEXTE HYDROLOGIQUE

Sur le Plateau de Sault, le réseau hydrographique est diffus et temporaire. Il est incisé par deux rivières : l'Hers-Vif à l'Ouest et le Rébenty au centre. La rivière de l'Aude limite le Plateau de Sault à l'Est (Illustration 3).

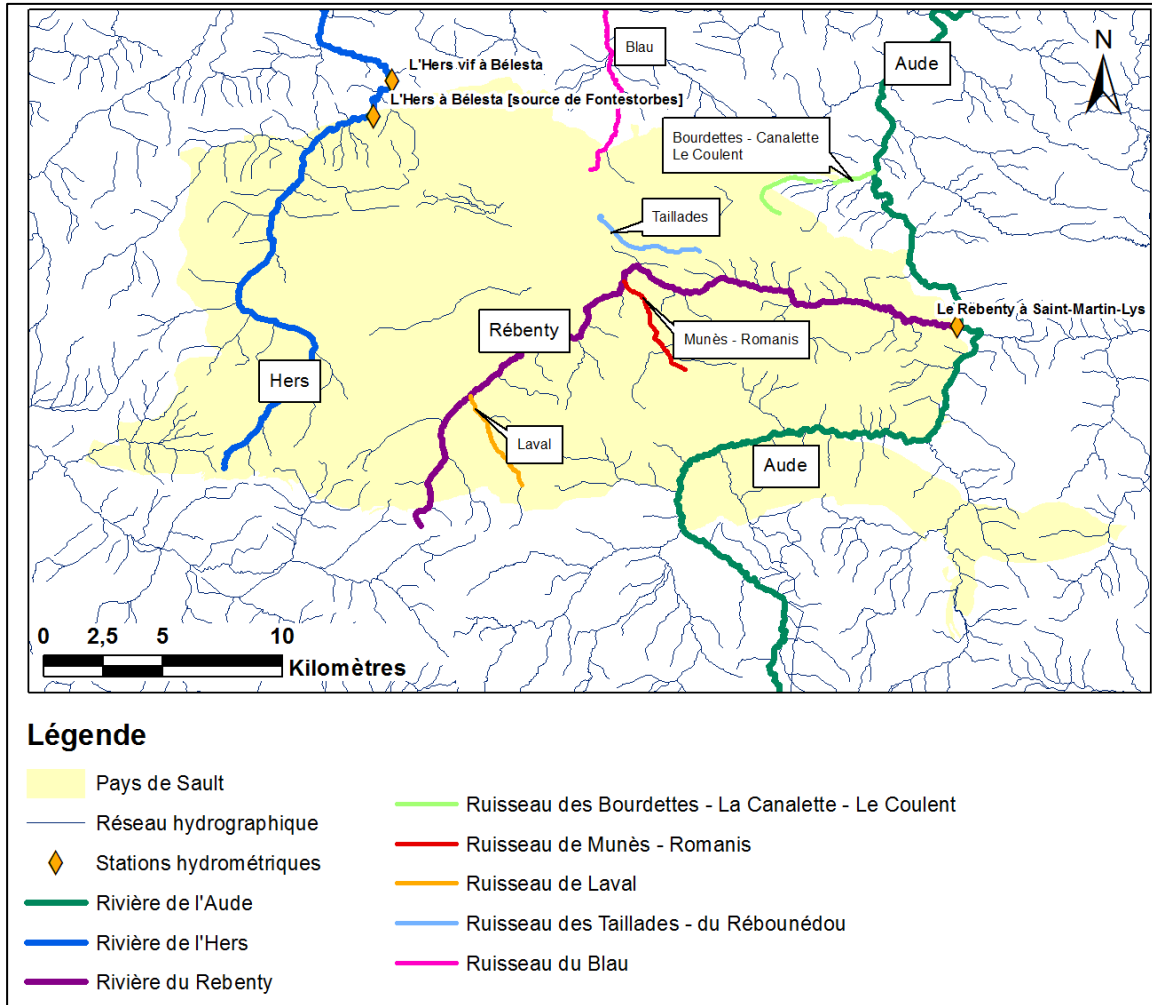


Illustration 3 : Carte du réseau hydrographique dans la région du Plateau de Sault.

2.3.1 L'Hers-Vif

L'Hers-Vif, situé dans la partie occidentale du secteur d'étude, se perd partiellement au niveau des gorges de la Frau (Illustration 4). Il prend sa source en-dessous du col de Chioula au Sud-Ouest du Plateau de Sault. Son profil présente tout en amont, des pentes raides atteignant jusqu'à 8,9 % sur la bordure située au Sud de Prades. La pente se réduit au niveau du plateau (environ 1 %). Les gorges de la Frau retendent son profil, prenant ainsi des valeurs de pente supérieures à 22 % jusqu'à la Fontaine de l'Esqueille (Verdeil 1967).

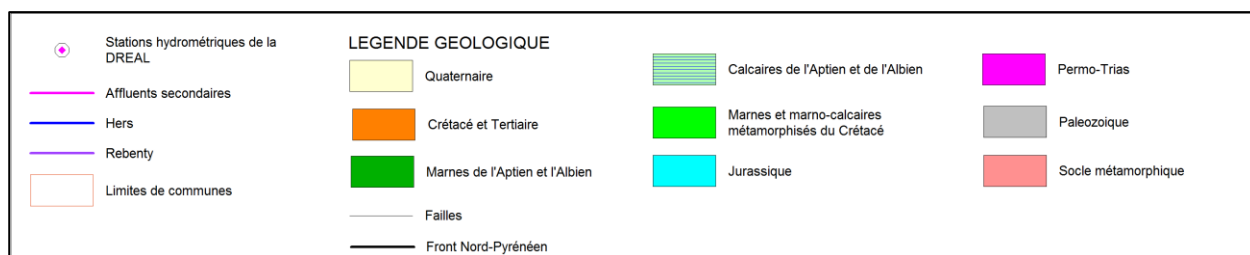
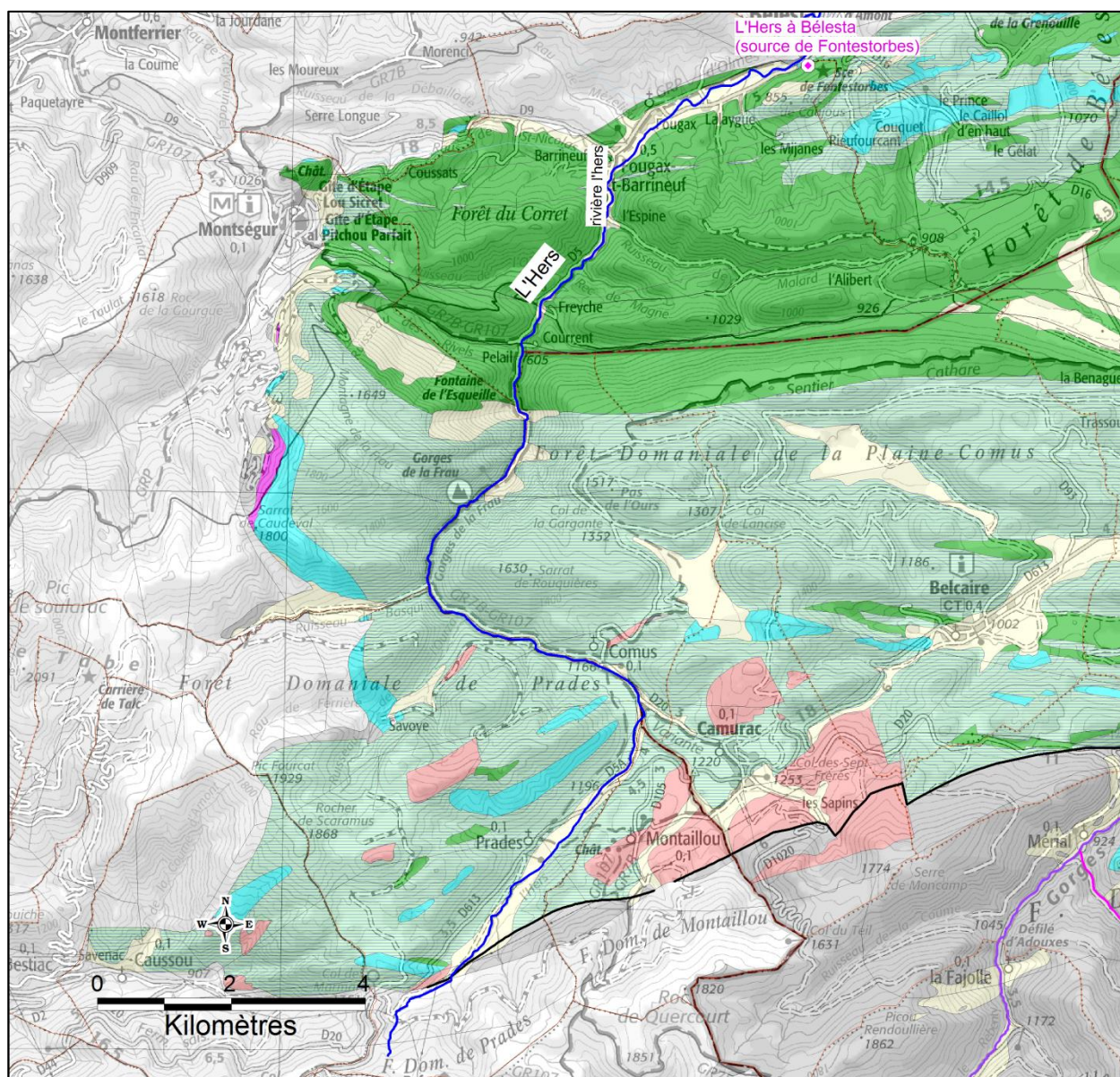


Illustration 4 : Localisation du ruisseau de l'Hers sur fond de carte géologique vectorisée à 1/50 000 (en transparence) et sur fond de carte IGN à 1/100 000

L'Hers-Vif a été suivi antérieurement au niveau de la ville de Bélesta par la DREAL Midi-Pyrénées, de 1973 à 1979, à 1 600 m au Nord-Est en aval de la résurgence de Fontestorbes (Illustration 3). Le code Hydro de cette station est O1432910 (Coordonnées en Lambert II Etendu - X : 567 267 m, Y : 1 766 968 m). Le bassin versant est estimé à 150 km². La fiche de synthèse de cette station est présentée en Annexe 1.

Sur la période de mesure, de 1973 à 1979 (à un pas de temps journalier), un débit moyen de $4,3 \text{ m}^3/\text{s}$ a pu être estimé, avec un maximum de $56 \text{ m}^3/\text{s}$ en mai 1977 (Illustration 5).

La rivière Hers présente des fluctuations saisonnières de débit typiques d'un régime nivo-pluvial. Les périodes de hautes eaux sont observées lors des pluies d'hiver et de printemps, auxquelles se rajoute la fonte des neiges entre mars et mai.

En moyenne, les hautes eaux se déroulent en hiver et surtout au printemps et se caractérisent par un débit mensuel moyen situé entre environ $4,5$ et $7,5 \text{ m}^3$ par seconde de décembre à mai inclus (maximum en avril-mai). C'est d'ailleurs la fonte des neiges qui détermine la position du maximum de débit en avril et mai. Dès le mois de juin, par suite de l'épuisement du stock neigeux et de la hausse de la température, donc de l'évapotranspiration, le débit diminue rapidement ($4,29 \text{ m}^3/\text{s}$ en juin) pour aboutir à la période des basses eaux. Celles-ci ont lieu en été et en automne, de début juillet à fin octobre, avec une baisse du débit moyen mensuel allant jusqu'à $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$ au mois d'août. Le débit représente alors encore 37 % du module et reste donc très consistant. Les débits de l'Hers Vif à Bélesta apparaissent très contrôlés par ceux de la source de Fontestorbes notamment en période de basses eaux (Illustration 5).

Les apports de la source de Fontestorbes contribuent grandement au débit de l'Hers (jusqu'à 90% lors des étiages sévères). En effet d'après Saplaïroles et Monod (2012), le débit moyen minimal quinquennal calculé sur 3 jours consécutifs (VCN3) calculé à la source est de $0,65 \text{ m}^3/\text{s}$

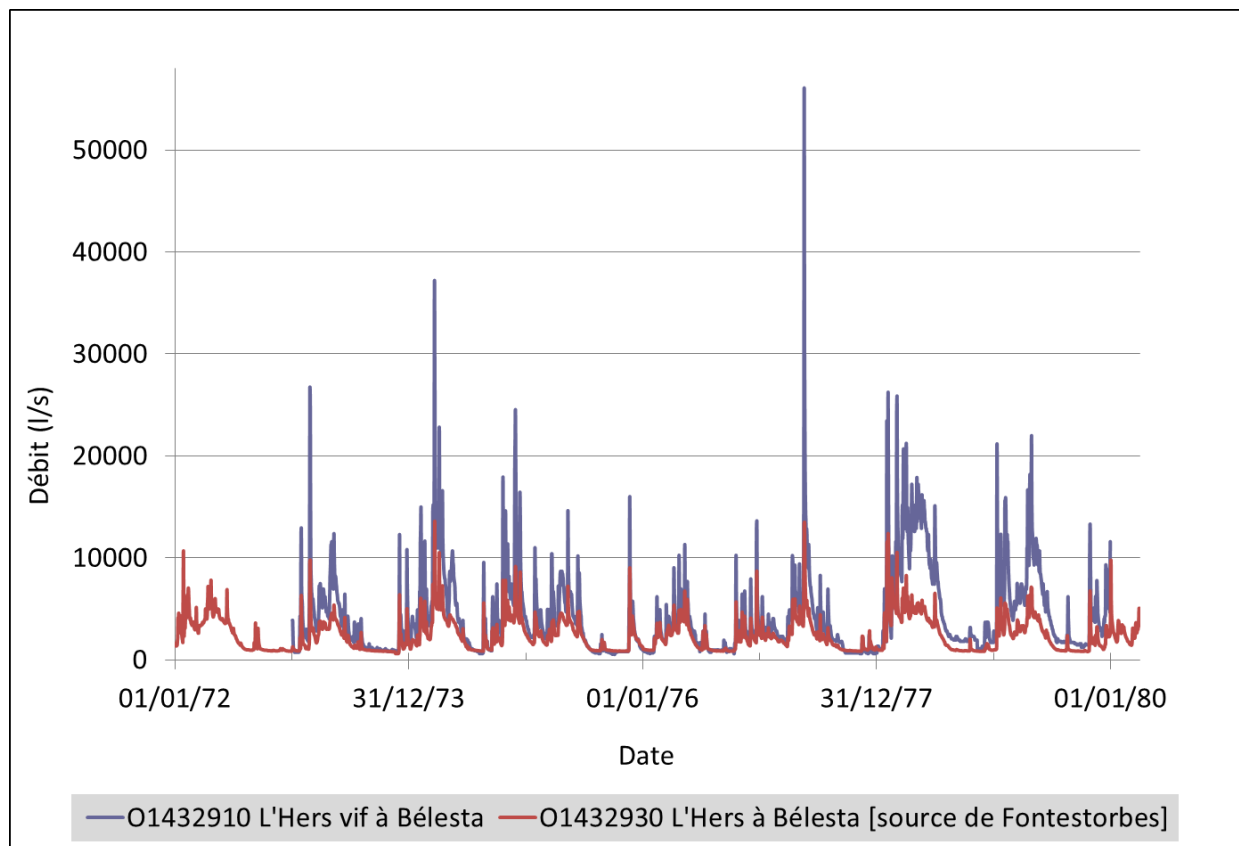


Illustration 5 : Suivi du débit de l'Hers-Vif à Bélesta et de la source de Fontestorbes (banque HYDRO).

2.3.2 Le Rébenty et les cours d'eau de la zone centrale

Le Rébenty naît au pied du col du Pradel dans la forêt de La Fajolle, à environ 1 600 m d'altitude, et se jette dans l'Aude, en rive gauche, un peu en aval d'Axat à Saint-Martin-Lys, après un parcours de 34 km (Illustration 6).

Cette rivière, située dans la zone méridionale et orientale du système, s'écoule sur les formations métamorphiques dans la partie supérieure, puis sur des marnes et argiles dans sa partie médiane et inférieure.

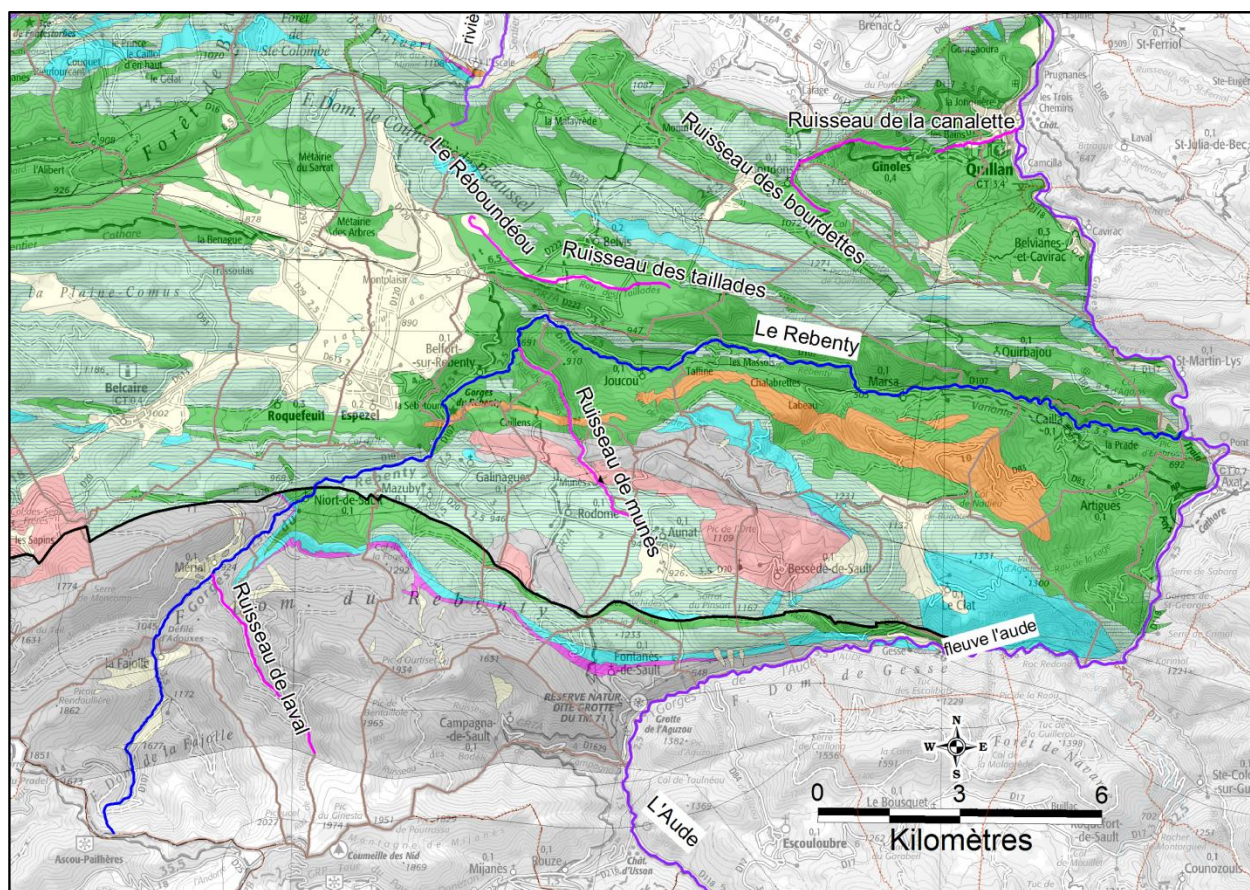


Illustration 6 : Localisation du ruisseau du Rébenty sur fond de carte géologique vectorisée à 1/50 000 (en transparence) et sur fond de carte IGN à 1/100 000

Le Rébenty se présente sous la forme d'un torrent de montagne. Il draine un vaste bassin versant d'environ 240 km², au niveau de la confluence avec l'Aude. Il incise profondément d'Ouest en Est le Plateau de Sault, séparant ainsi le Grand Plateau au Nord, et le Petit Plateau, au Sud (SAGE-Haute-Vallée-de-l'Aude 2010). Il est alimenté par 22 affluents répertoriés qui sont de petits ruisseaux de très faible débit, et possède deux principaux affluents, le ruisseau

de Laval (en rive droite) sur la commune de Mériers et le ruisseau de Munès-Romanis (en rive droite) au Nord-Est de Belfort-sur Rébenty.

Au fil de ses ruptures de pentes, le Rébenty alterne entre défilés et secteurs de replats avant d'affluer dans l'Aude. Sa pente est très soutenue ; en moyenne, celle-ci est de l'ordre de 4 % le long de ses 34 kilomètres. Il débouche en rive gauche de l'Aude au Nord du village d'Axat. A l'aval, la vallée de l'Aude à fond plat devient légèrement plus large et moins pentue, avec une sinuosité plus marquée (SAGE-Haute-Vallée-de-l'Aude 2010).

Le débit du Rébenty est mesuré à Saint-Martin-Lys, au niveau de la station hydrométrique n°Y1105010, gérée par la DREAL Languedoc-Roussillon. La fiche de synthèse du Rébenty à cette station est consultable en annexe 1. Sur la période de mesure allant de 1934 à 2014, soit 81 années (lacunes de quelques jours en 1955, et de 1984 à mi-1988), le débit moyen est estimé à 1,56 m³/s et le module interannuel de 1,61 m³/s. Cela représente une pluie efficace de 204 mm/an sur le bassin, une valeur faible qui témoigne de l'existence probable de pertes. Le débit maximum a été mesuré en mai 1977, avec une valeur de 45,2 m³/s. Le régime hydrologique du Rébenty est de type torrentiel pluvio-nival (Illustration 7).

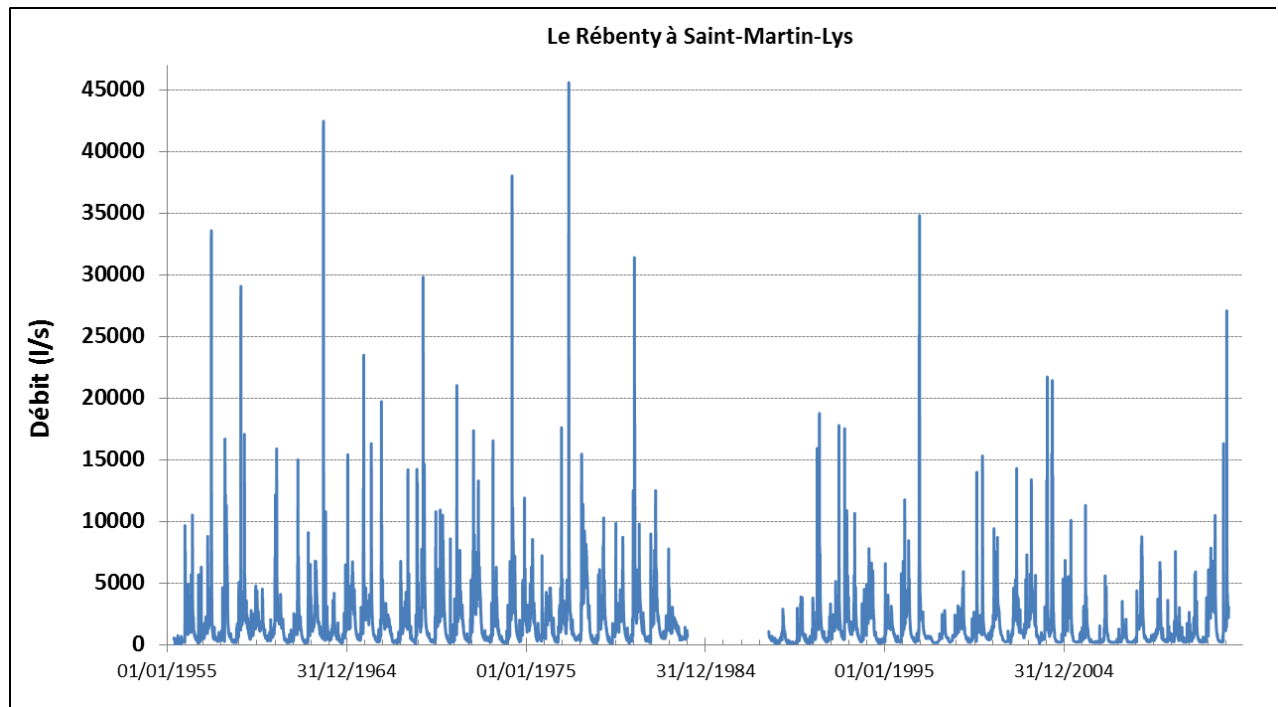


Illustration 7 : Suivi du débit du Rébenty à Saint-Martin-Lys (banque HYDRO).

La zone centrale du Plateau est dépourvue de cours d'eau pérennes, le drainage étant essentiellement souterrain. Le ruisseau des Taillades (ruisseau du Rébounédou à l'amont), de faible extension (environ 5 km), se perd au niveau d'un contact lithologique (Illustration 6). Il draine les marnes albiennes et se perd au niveau des calcaires marneux à l'Est du hameau de Font Blanche au lieu-dit le Rébounédou (Grévellec 1974). Le ruisseau des Bourdettes – La Canalette – Le Coulent est un affluent de l'Aude au niveau de Quillan. Le ruisseau temporaire du Blau prend sa source au niveau de la grotte du Blau, et s'écoule quelques centaines de mètres sur le Pays de Sault, puis continue de s'écouler vers le Nord sur une quinzaine de kilomètres avant de se jeter en rive droite de l'Hers.

2.3.3 Le Blau

Le Blau prend sa source au Sud de la commune de Puivert, à la limite de la commune de Belvis, dans le département de l'Aude (11). C'est l'exsurgence de l'Aigo Neïch (qui signifie « source dite du trou de l'eau ») qui donne naissance au cours d'eau du Blau, à 650 m d'altitude, sur la bordure nord du Plateau de Sault.

Après un linéaire de 16,1 km, selon une direction Nord-Sud, puis SSE-NNO, le Blau se jette en rive droite de l'Hers Vif, sur la commune de Chalabre.

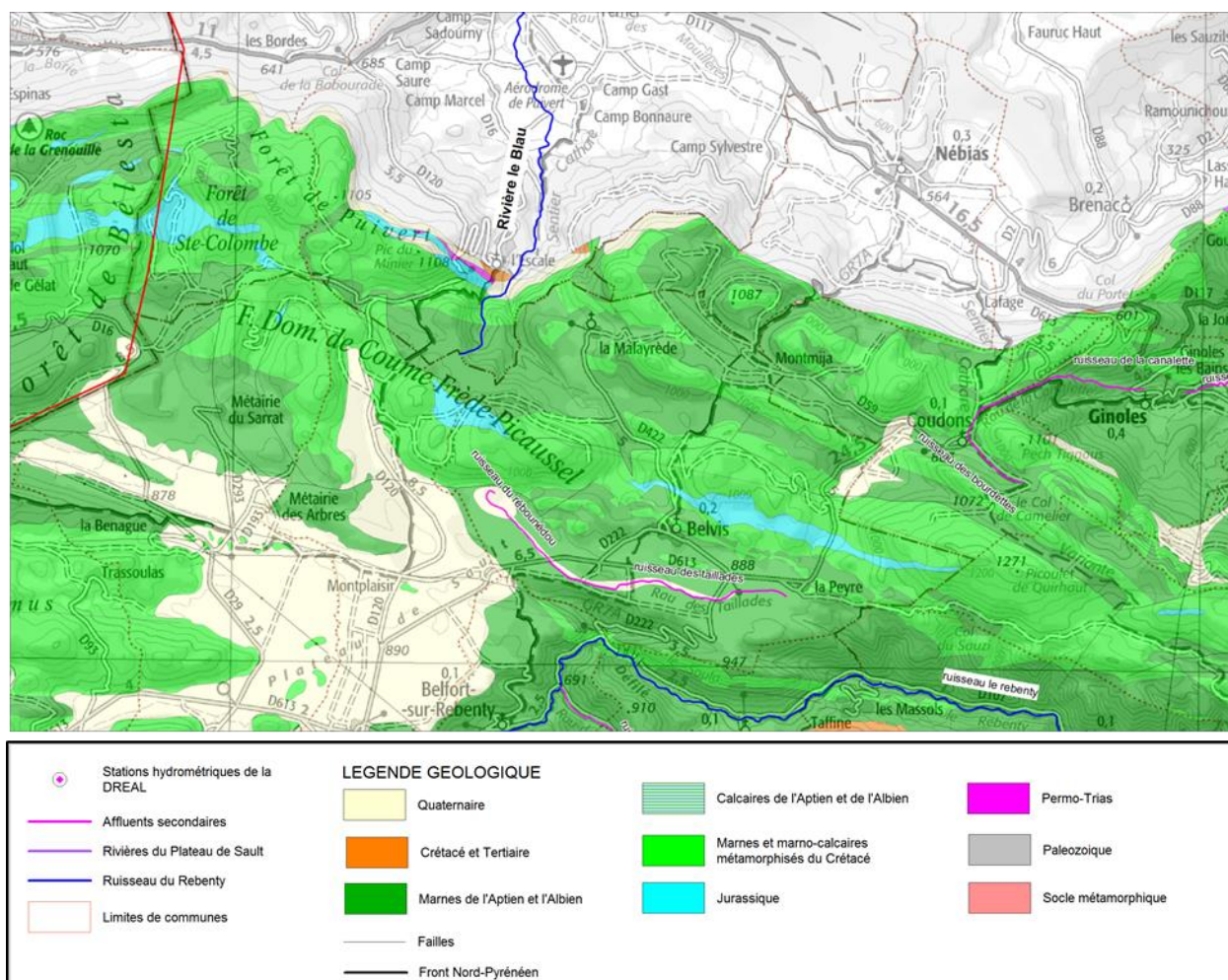


Illustration 8 - Localisation du ruisseau du Blau sur fond de carte géologique vectorisée à 1/50 000 (en transparence) et sur fond de carte IGN à 1/100 000

Les principaux affluents du Blau sont :

- Mouillères : 9,7 km ;
- Gauzières : 4 km ;
- Lapeyrouse : 2,7 km.

Le débit du Blau est mesuré au niveau d'une station hydrométrique située sur la commune de Chalabre, juste en amont de sa confluence avec l'Hers Vif. Cette station, gérée par la DREAL Languedoc-Roussillon (Code HYDRO O1464010), surveille la totalité du bassin versant du cours d'eau, soit une surface de 67 km².

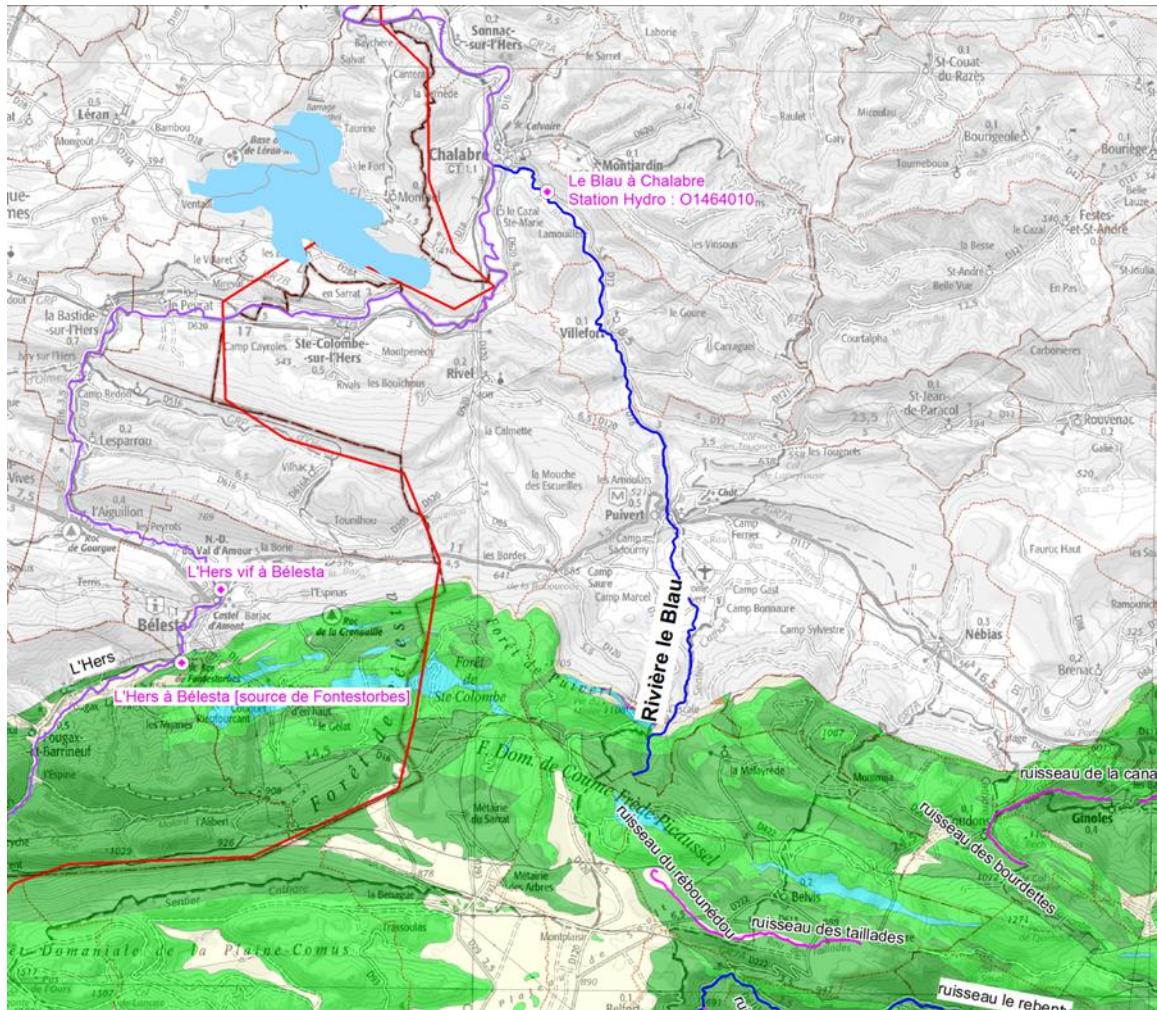


Illustration 9 : Localisation de la station hydrométrique de la source du Blau à Chalabre (Code HYDRO O1464010)

Le débit mesuré au niveau de la station hydrométrique de Chalabre est essentiellement représentatif de la partie du bassin versant située sur les formations géologiques tertiaires. La part contributrice du Plateau de Sault est finalement peu représentée au droit de cette station.

Le module de la rivière à Chalabre est de $0,899 \text{ m}^3/\text{s}$ (calculé sur 55 ans avec un intervalle de confiance de 95 %).

Le Blau au niveau de la station hydrométrique de Chalabre présente des fluctuations saisonnières de débit assez importantes, caractéristiques d'un régime pluvial à dominante océanique complexifié par la proximité de la Méditerranée (située à moins de 100 km) et des Pyrénées (Plateau de Sault, à environ 1 000 m d'altitude, dont la source du Blau est issue).

Les hautes eaux ont lieu en hiver et au printemps et portent le débit mensuel moyen à un niveau situé entre 1,19 (en mai) et $1,85 \text{ m}^3/\text{s}$ (en février). Les hautes eaux surviennent de décembre à mai inclus avec 3 maxima en décembre (légère influence méditerranéenne en fin d'automne), février (maxi. principal, lié aux pluies d'hiver d'origine océanique) et avril (légère influence nivale sur le Plateau de Sault).

Les basses eaux s'étendent sur une période assez longue, du fait d'une influence méditerranéenne importante, des mois de juin à novembre inclus, entraînant une baisse du débit moyen mensuel atteignant 0,071 m³/s au mois d'août. Cette valeur de débit d'étiage est assez sévère conforme à celle observée pour les cours d'eau de cette partie du piémont pyrénéen sans influences montagnardes importantes.

Débit moyen mensuel (en m³/s)
Station hydrologique : Chalabre – O1464010
(Données calculées sur 55 ans)

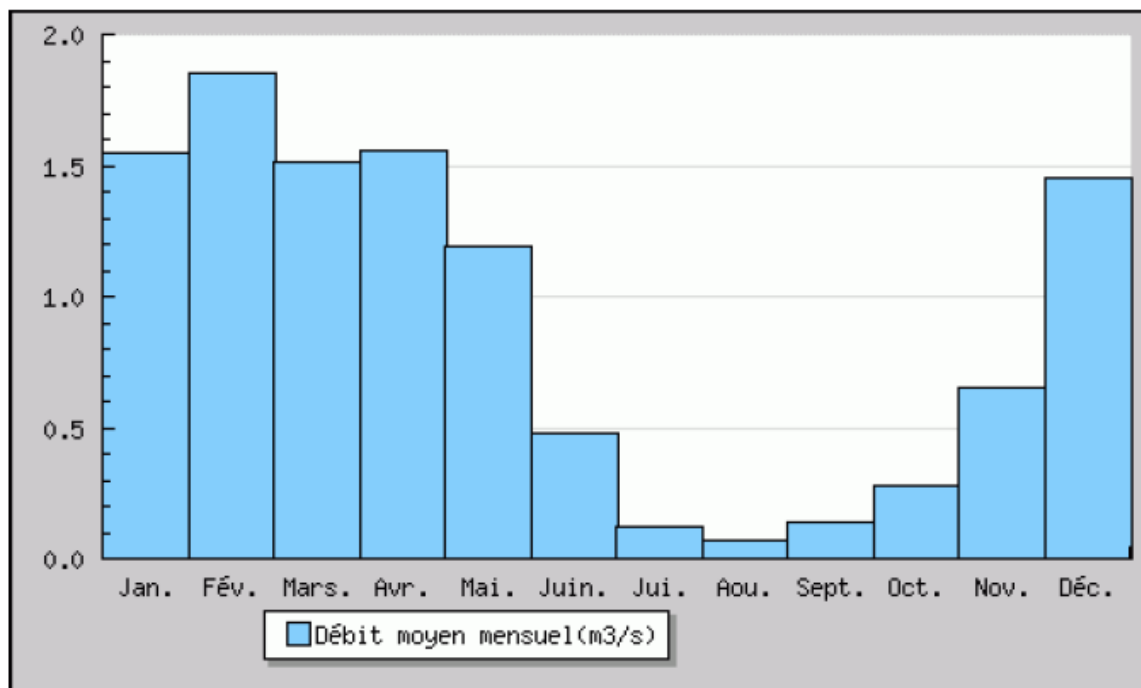


Illustration 10 : Débit moyen mensuel du Blau à Chalabre (Code HYDRO O1464010) – Source Banque HYDRO

Le VCN3 (débit minimal observé sur 3 jours consécutifs) peut chuter jusqu'à 0,012 m³/s, en cas de période quinquennale sèche, soit douze litres par seconde, ce qui doit être considéré comme très sévère (mais moins accusé que dans le Lauragais voisin, sur l'Ambronne et la Vixiège, deux autres affluents de l'Hers-Vif), le cours d'eau étant alors réduit à quelques filets d'eau.

Par ailleurs, les crues du Blau peuvent être très importantes, voire dévastatrices. Les crues quinquennales sont de l'ordre de 61 m³/s, ce qui est très important pour un cours d'eau dont le bassin versant est d'aussi petite taille.

Le débit instantané maximal enregistré à Chalabre a été de 84 m³/s le 1er décembre 1996, tandis que la valeur journalière maximale était de 55,5 m³/s le 22 mars 1974, qui correspond à une crue de période de retour de 20 ans environ. Par ailleurs, les dates de ces 2 crues (décembre 1996 et mars 1974) illustrent parfaitement la genèse des plus fortes crues du Blau : la

première est une crue liée à un épisode de pluies méditerranéennes tel qu'il en survient habituellement sur le secteur en fin d'automne et début d'hiver. La seconde est une crue de printemps « océanique pyrénéenne », liée à une perturbation venue de l'Atlantique et s'étant bloquée sur le relief pyrénéen. Étant donné sa faible taille, le bassin du Blau est également sujet, de mai à octobre, à de fortes poussées lors d'orages puissants, ce qui peut en faire un cours d'eau très dangereux d'autant que cette période de l'année est celle des basses eaux et que le débit du Blau peut alors augmenter brutalement.

La lame d'eau écoulee dans le bassin du Blau est de 419 mm annuellement, ce qui est encore relativement abondant et lié à l'effet condensateur des premiers reliefs pyrénéens pouvant générer une pluviométrie abondante, voisine de 1 000 mm par an sur le bassin.

Le débit spécifique (ou Q_{sp}) varie de 1,1 l/s/km² au mois d'août à 27,6 l/s/km² au mois de février.

3 Contexte géologique

Situé à la limite entre la chaîne pyrénéenne et son avant-pays (Bassin aquitain), le pays de Sault est constitué d'entités structurales ayant subi pour les unes, les orogénèses hercynienne au Namuro-Westphalien (320-300 Ma) puis alpine (85-20 Ma) (zone axiale et massifs nord-pyrénéens) et pour les autres uniquement l'orogénèse alpine (sédiments mésozoïques et cénozoïques de la zone nord pyrénéenne) (Illustration 11).

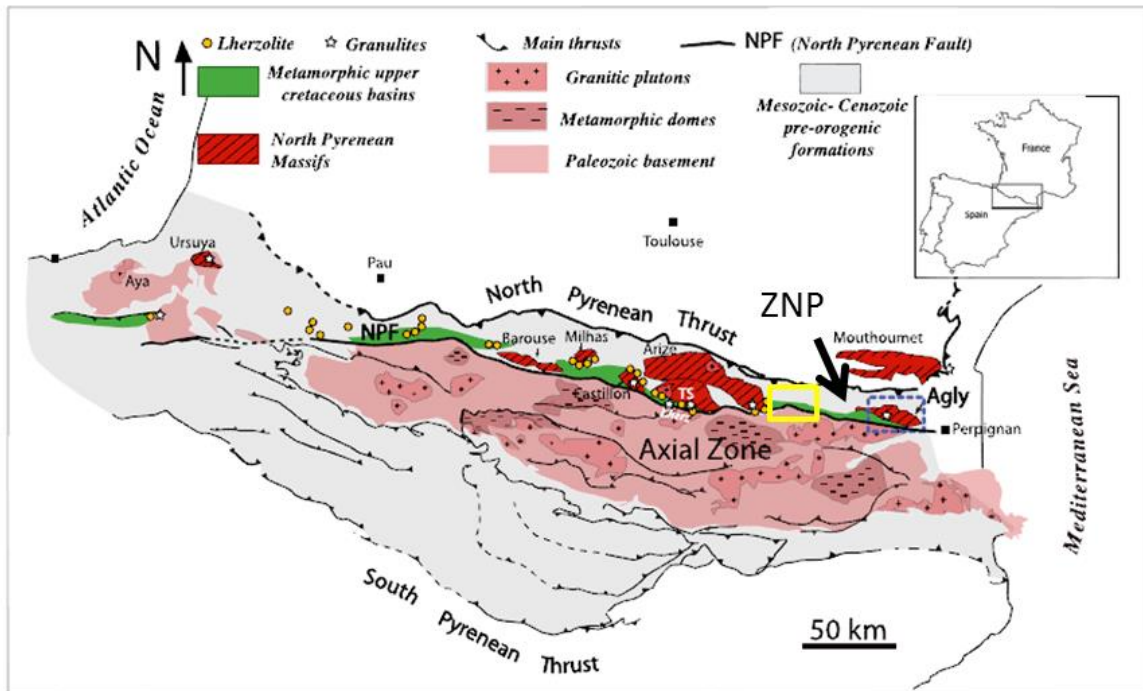


Illustration 11 : Carte géologique simplifiée de Pyrénées avec localisation des principaux ensembles paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques (Vauchez et al. 2013). ZNP : Zone nord-pyrénéenne. Le rectangle jaune représente la zone d'étude.

Le pays de Sault s'inscrit donc dans une histoire géologique longue et complexe scindée en deux étapes :

- une histoire néoproterozoïque à paléozoïque (580-250 Ma), marquée en fin de période par la formation d'une chaîne montagneuse, dite hercynienne. Les témoins de cette histoire à proximité et dans le pays de Sault sont les massifs nord-pyrénéens (massifs de Saint-Barthélémy, Bessède-de-Sault, Salvezine, Agly) et la zone axiale (orthogneiss de l'Aston et métasédiments cambro-ordoviciens et siluro-dévonien, granites et granodiorites finicarbonifères de Quérigut et de Millas) ;
- une histoire mésozoïque (250-65 Ma), cénozoïque jusqu'à l'actuel (65-0 Ma) qui va être particulièrement marquée par la formation des Pyrénées.

Cette synthèse doit être adaptée au secteur d'étude. Néanmoins, elle doit s'inscrire dans un contexte géologique plus régional afin de repositionner le Plateau de Sault dans ses différents contextes paléogéographiques, tectono-métamorphiques et géomorphologiques. L'objectif est d'identifier les phases géologiques favorisant le développement de la karstification.

Au cours de cette histoire géologique, différents épisodes vont influencer les processus de karstification :

- épisodes de dépôts des sédiments ;
- épisodes de déformation et métamorphisme de ces sédiments ;
- épisodes d'érosion et d'émersion,

qu'il est nécessaire de comprendre afin de mieux caractériser la géométrie et l'âge des réservoirs karstiques.

3.1 CONTEXTE GEOLOGIQUE GLOBAL DES PYRENEES

Les Pyrénées (Illustration 12) constituent une chaîne continentale étroite et longue de 400 km à double déversement qui résultent de la collision des plaques ibérique et européenne de la fin du Crétacé au Tertiaire (Choukroune 1989; Muñoz 1992; Deramond et al. 1993; Verges et al. 1995; Roure et Choukroune 1998).

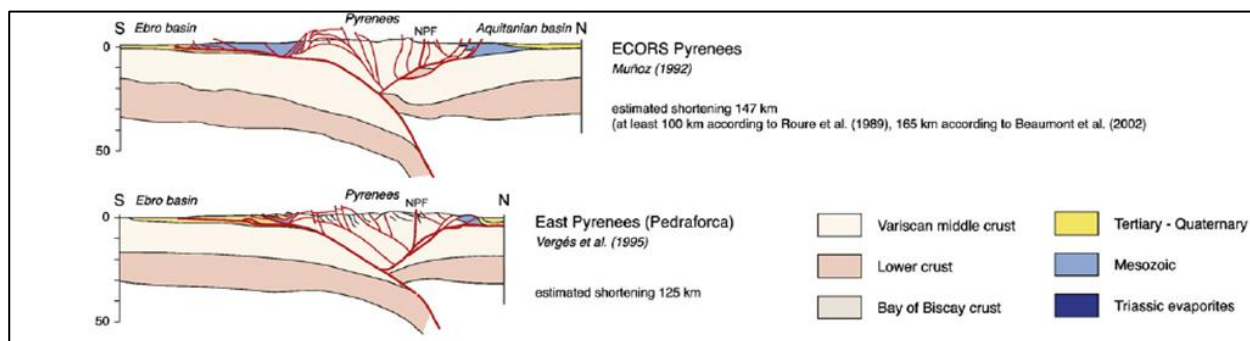


Illustration 12 : Exemples de coupes lithosphériques d'après Muñoz (1992) et Vergès et al (1995) montrant les structures à double déversement. NPF : Faille nord-pyrénéenne. (d'après Vissers et Meijer, 2014).

Les riftings avortés du Trias et du Jurassique vont préfigurer un amincissement crustal important au cours du Crétacé (Puigdefabregas et Souquet 1986; Verges et Garcia-Senz 2001). Dans le domaine pyrénéen, un rifting continental associé à la rotation horaire des plaques Europe et Ibérie et synchrone de l'ouverture du Golfe de Gascogne se produit entre 125 et 83 Ma (Le Pichon et al. 1970; Choukroune et Mattauer 1978; Olivet 1996; Gong et al. 2008; Jammes et al. 2009). Les bassins créés sont interprétés comme des reliques de pull-aparts ou de demi-grabens formés en contexte transtensif au cours de la dérive vers l'Est de la plaque Ibérique le long d'une faille : la faille nord-pyrénéenne. Ils sont jalonnés de nombreux fragments de roches mantelliques (Lagabrielle et al. 2010). Une sédimentation de flysch débute à l'Albien moyen dans ces bassins. Cette sédimentation se poursuit à la fin de l'Albien puis s'étend sur un bassin élargi au Cénomanién (Debroas 1976; Souquet et al. 1985; Debroas 1990). A la fin du Crétacé et au Cénozoïque, l'orogénèse pyrénéenne provoque l'inversion des bassins (Le Pichon et al. 1970; Choukroune et Mattauer 1978) avec plissements, écaillages et chevauchements.

3.2 CADRE STRUCTURAL GLOBAL

Les Pyrénées sont classiquement subdivisées en quatre grandes zones structurales, orientées EW, héritées de l'orogénèse pyrénéenne fini-crétacée-éocène et qui résultent de la collision entre les plaques Europe et Ibérie. Ce sont du Nord au Sud (Illustration 13) :

- **la zone sous pyrénéenne**, constituée de terrains secondaires et tertiaires du bassin molassique d'avant-chaîne (Bassins de Carcassonne et d'Aquitaine) ;
- **la zone nord-pyrénéenne** (ZNP), constituée de terrains mésozoïques et cénozoïques plissés surmontant un soubassement hercynien localement exhumé et qui forme les massifs nord-pyrénéens. La ZNP chevauche la zone sous-pyrénéenne, par l'intermédiaire du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP) ;
- **la zone axiale primaire** (ZA), qui forme l'ossature actuelle des Pyrénées. Elle est pour l'essentiel constituée de formations néoprotérozoïques à paléozoïques déformées et métamorphisées au cours de l'orogénèse hercynienne (Mattauer et Suguret 1966). Elle est séparée de la zone nord-pyrénéenne par la faille nord pyrénéenne (FNP) ;
- **la zone sud-pyrénéenne** (ZSP), qui constitue le versant sud de la chaîne. De relief plus doux que le versant nord pyrénéen, elle s'étend vers le Sud jusqu'au bassin de l'Ebre. Elle est constituée de terrains sédimentaires plissés, chevauchant vers le Sud des terrains d'âge mésozoïque (carbonates) ou cénozoïque (molasses). Ces terrains représentent la couverture sédimentaire de la ZA actuellement décollée. La ZSP chevauche les molasses du bassin de l'Ebre par l'intermédiaire du Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen.

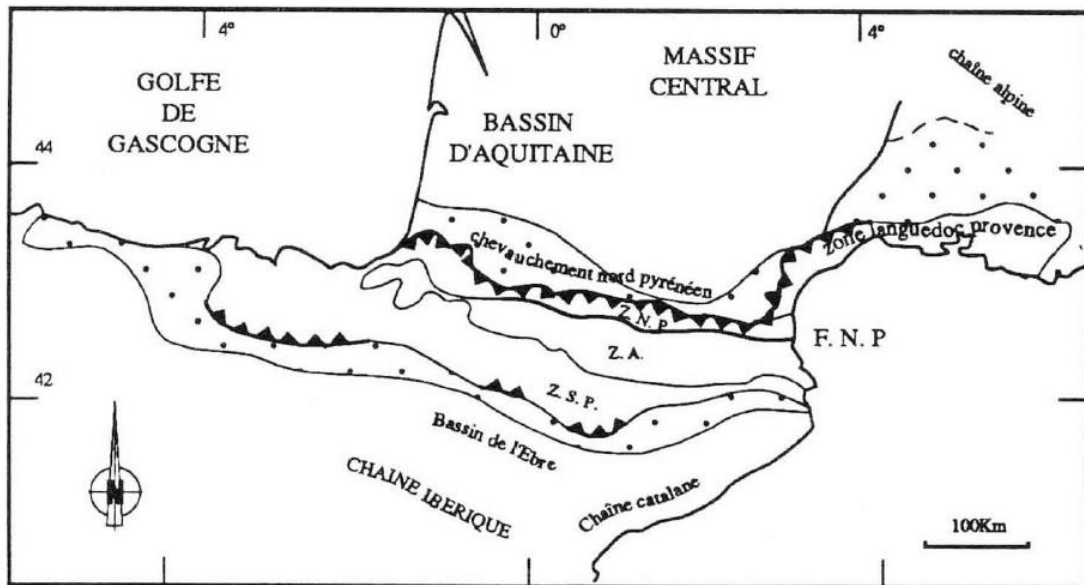


Illustration 13 : Subdivision de la chaîne des Pyrénées selon les zones orientées Est-Ouest (Mattauer et Henry 1974)

La zone étudiée dans le Pays de Sault s'étend en partie sur deux des quatre zones structurales pyrénéennes : **la zone axiale** (ZA) et la **zone nord-pyrénéenne** (ZNP). Il ne s'étend pas sur la troisième zone pyrénéenne, **la zone sous-pyrénéenne**. Ces trois zones pyrénéennes sont séparées par deux accidents majeurs pyrénéens :

- **la faille nord-pyrénéenne (FNP)** limite la zone axiale de la zone nord-pyrénéenne. C'est une structure majeure ancienne remobilisée au cours de la tectonique pyrénéenne. Les données

géophysiques et plus particulièrement le profil sismique ECORS Pyrénées ont montré une asymétrie de la structure crustale des Pyrénées. La croûte passe d'une épaisseur normale (± 30 km) sous la ZNP et le Bassin aquitain, à une croûte épaissie ($\pm 55-60$ km) sous la ZA. Un plongement du Moho ibérique sous la ZNP a pu être mis en évidence. Il indique la subduction de la lithosphère ibérique au Sud, sous la plaque européenne au Nord (Le Goff 2013) ;

- le **chevauchement frontal nord-pyrénéen (CFNP)** s'étend depuis le Pays de Sault jusqu'aux Corbières septentrionales. Il limite au Nord la zone nord-pyrénéenne, constituée de terrains mésozoïques plissés et chevauchant vers le Nord les terrains secondaires et tertiaires de la zone sous-pyrénéenne qui forme l'avant pays-plissé. Limitée par les Corbières audoises, cette zone s'étend vers l'Ouest jusqu'à l'Atlantique. En Languedoc-Roussillon, elle est constituée pour l'essentiel de terrains du Crétacé supérieur et du Paléogène reposant en discordance sur des pointements de socle paléozoïque (Massif du Mouthoumet) et est limitée au Sud et à l'Est par le chevauchement frontal nord-pyrénéen (Le Goff 2013).

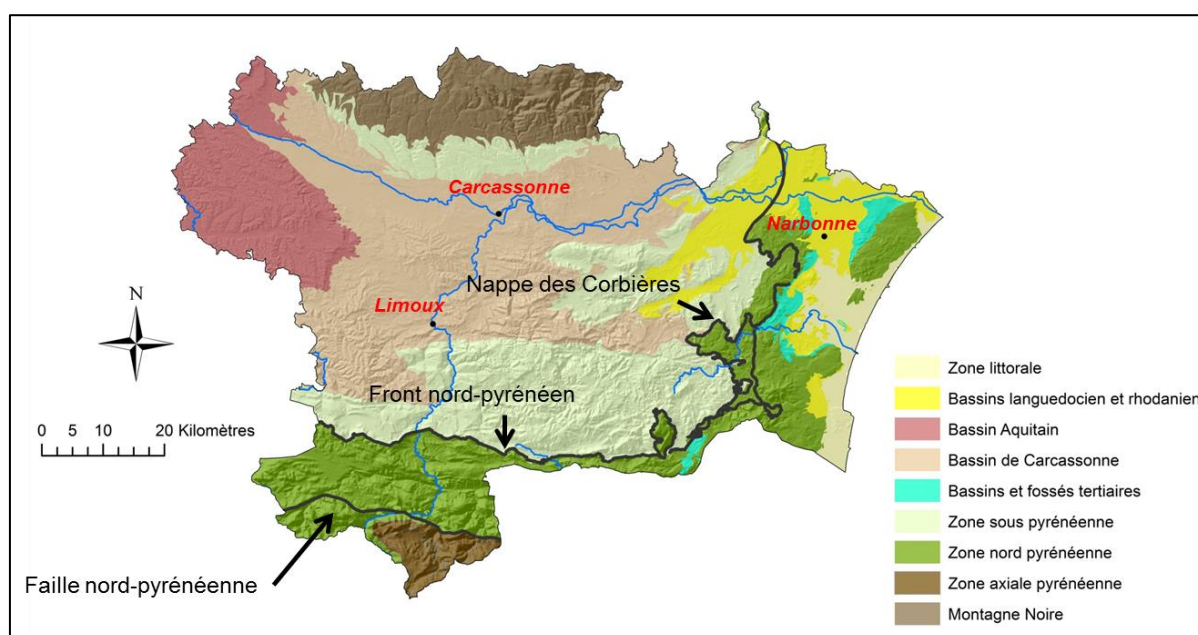


Illustration 14 : Schéma structural simplifié de l'Aude (Le Goff 2013)

3.3 LES UNITES STRUCTURALES DU PAYS DE SAULT

Deux zones structurales majeures sont distinguées sur le Plateau de Sault (Illustration 15).

3.3.1 La zone axiale (ZA)

Dans la zone d'étude, les terrains de la zone axiale sont principalement composés de formations carbonatées du Dévonien et de formations détritiques du Carbonifère (faciès turbiditique du Culm). Ils se divisent en deux unités structurales :

- l'unité autochtone (ou parautochtone) de la série de la Fajolle constituant la couverture apparemment normale du Cambro-Silurien du massif de l'Aston (Barnolas et al. 1996) ;
- l'unité allochtone de la série du pic d'Ourtiset, qui forme une bande étroite sur la bordure nord de la zone axiale depuis la Serre de Moncamp à l'Ouest, jusqu'à la forêt de Gesse à l'Est.

Les sédiments paléozoïques sont surmontés de façon remarquable par des sédiments mésozoïques du Trias au Crétacé inférieur au niveau du synclinal de Niort qui constituent la couverture discordante de la zone axiale.

Au cours de l'orogénèse varisque, l'ensemble autochtone-allochtone paléozoïque est déformé à toutes les échelles par des plis isoclinaux d'axe subhorizontal accompagnés d'une schistosité de plan axial subverticale de direction N 80° à N 100°. Ces plis sont repris par des plis ouverts à fort plongement axial et dont les plans axiaux accompagnés d'une deuxième schistosité ont une direction N 60°.

Les terrains ont également enregistré des déformations liées à l'orogénèse pyrénéenne, en particulier au contact avec la FNP où l'on peut observer des scapolites issues du métamorphisme crétacé dans les marbres dévono-carbonifères.

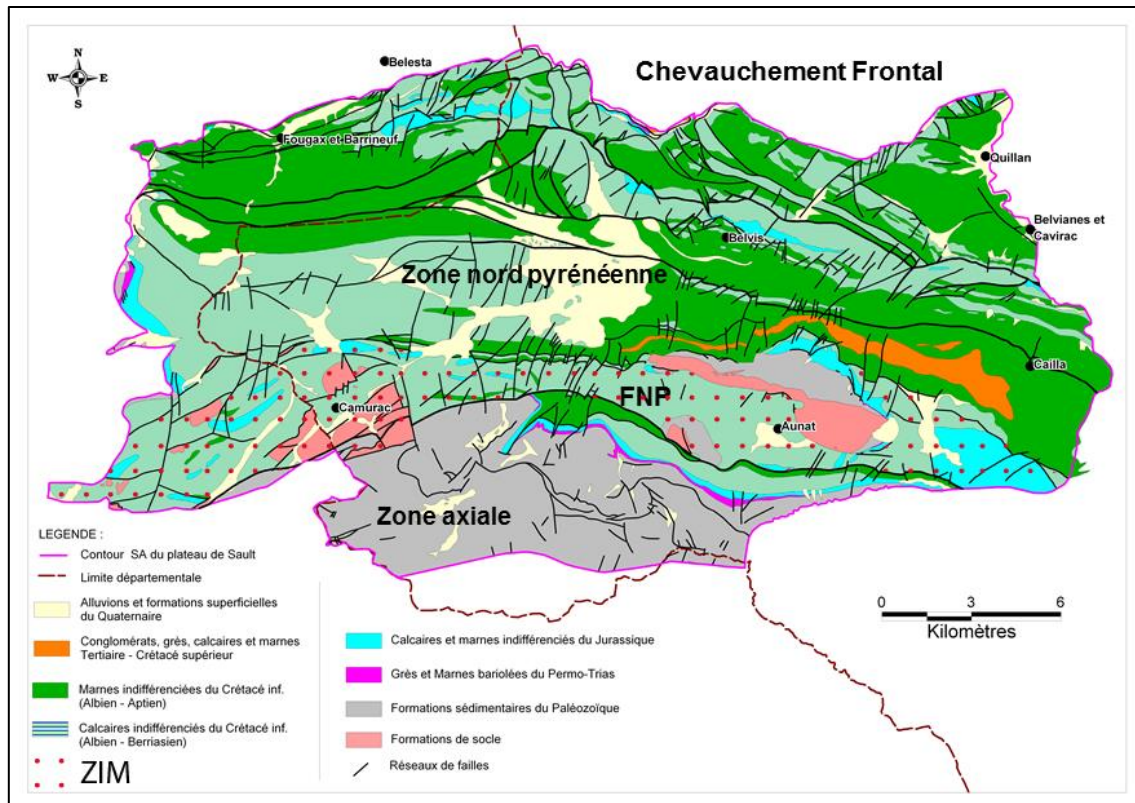


Illustration 15 : Carte lithologique et structurale du Plateau de Sault .

3.3.2 La Zone Interne Métamorphique (ZIM)

Les calcaires mésozoïques (Jurassique à Albien) bordant la zone axiale sont affectés par du métamorphisme pyrénéen de haute température et basse pression, qui se manifeste par une recristallisation de la calcite et de la dolomite ainsi que par l'apparition de minéraux silicatés. Une partie importante de ces marbres est affectée par une bréchification. La zone est également caractérisée par des pointements de l'herzolite et de socle hercynien, dont les massifs gneissiques de Montailhou, de Camurac et le massif nord pyrénéen de Bessède-de-Sault. Cette zone chevauche à la fois les unités méridionales de la ZA, septentrionales de la ZNP (Illustration 16 et Illustration 17), et occidentales de la couverture mésozoïque du Massif du Saint Barthélémy, hormis à l'Est de Causou (commune au Sud-Ouest du Plateau de Sault) où elle est chevauchée par le massif du Saint-Barthélémy (Marty 1976).

3.3.3 La zone nord-pyrénéenne (ZNP)

Des études (Souquet et al. 1975; Marty 1976; Souquet et al. 1977) ont distingué plusieurs unités au sein de la zone nord Pyrénéenne. Ces zones sont les suivantes, du Sud vers le Nord (Illustration 16 et Illustration 17) :

- la zone Ultra-Commingeoise, représentée par le massif du Saint-Barthélémy, sa couverture secondaire et la lame de Belcaire, le massif de Bessède et sa couverture mésozoïque ; Le contact entre la ZIM et la zone ultra-commingeoise se caractérise par un chevauchement à vergence nord ;
- la zone Commingeoise, formée de nombreuses bandes et écailles d'orientation pyrénéenne. On y distingue l'unité du pays de Sault et l'unité de Quillan qui sont détaillées au paragraphe 3.4.1 ;
- la zone Ariégeoise, représentée par l'échelle de Montségur de faible étendue.

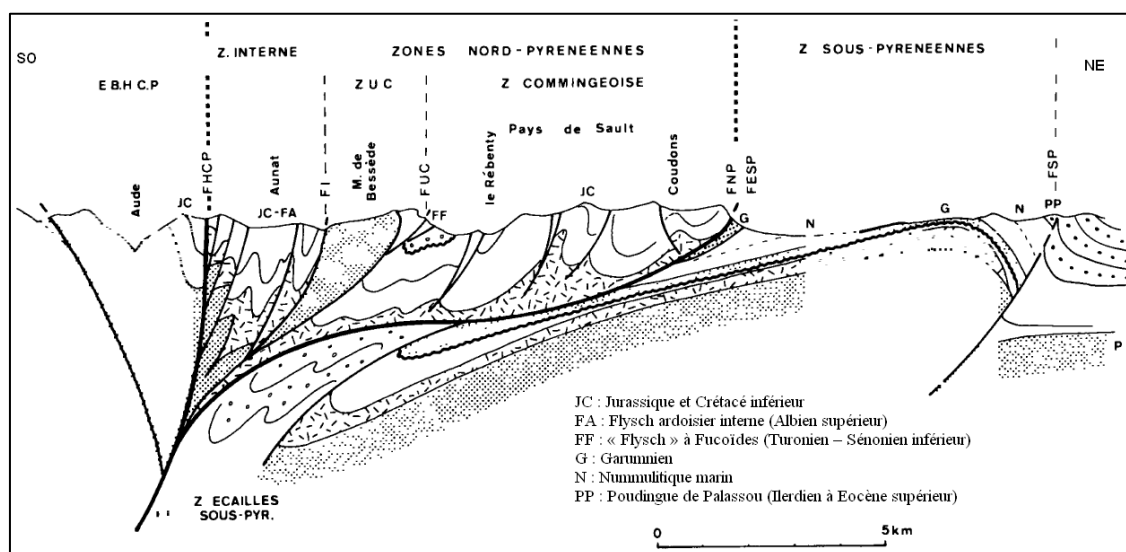


Illustration 16 : Coupe structurale dans la région du Pays de Sault sur le méridien de Bessède-de-Sault (Souquet et al. 1977).

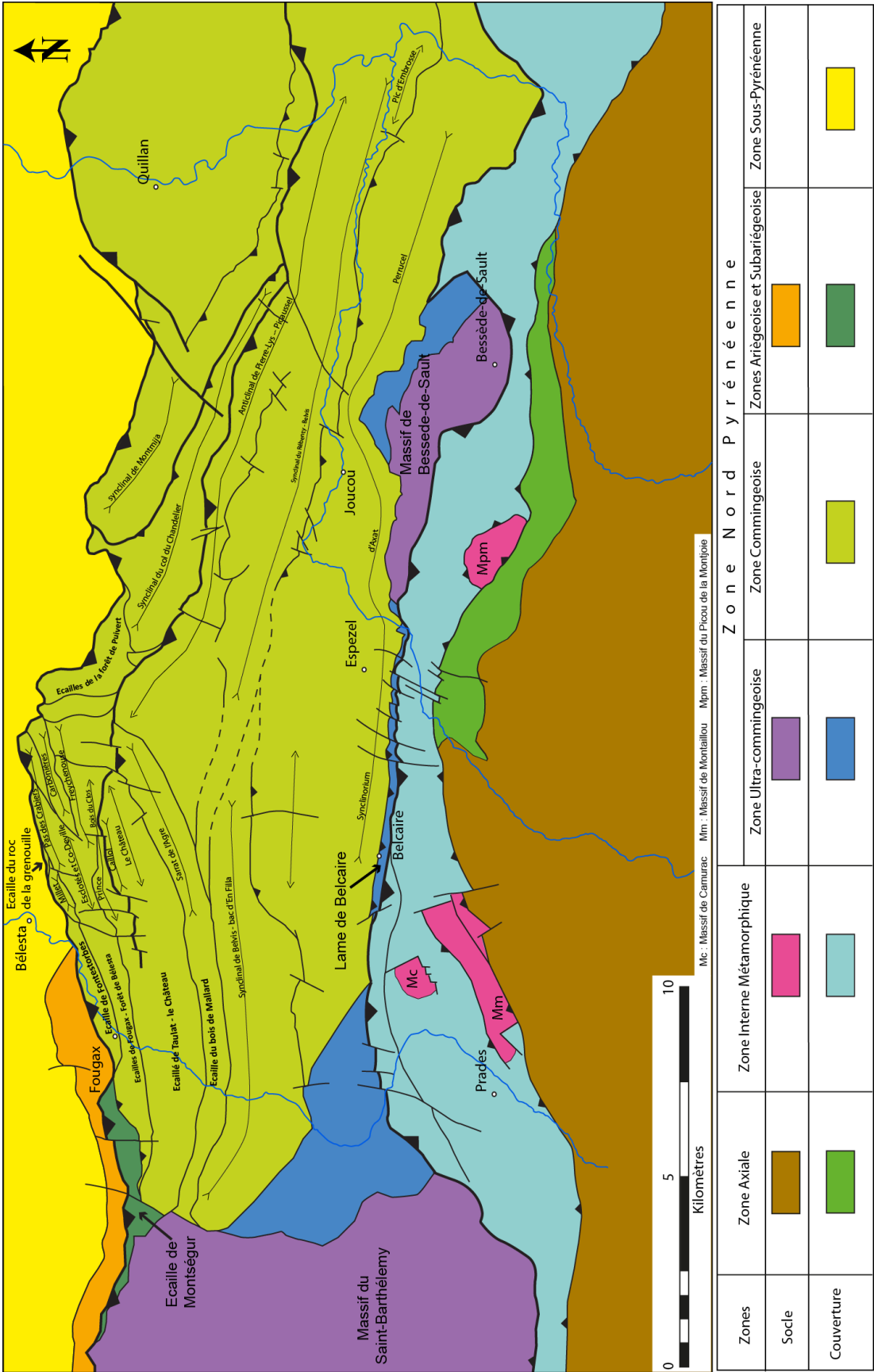


Illustration 17 : Schéma structural du Pays de Sault

3.4 SYNTHÈSE DES TRAVAUX CARTOGRAPHIQUES ET INTERPRÉTATIONS

Différents travaux de recherche et de cartographie (Wallez 1974; Bousquet 1975; Marty 1976; Soulé et al. 1996) permettent de préciser la géométrie des formations de bassin acquise pendant les différentes phases de déformation dans le Pays de Sault. Ils soulignent en particulier les caractéristiques majeures de la déformation dans le Pays de Sault qui correspondent à une succession de synclinaux et d'anticlinaux avec de nombreux écaillages et chevauchements.

La zone d'étude est couverte par quatre cartes géologiques à 1/50 000, dont deux disponibles, Lavelanet (n°1076) et Quillan (n°1077), et deux pas encore publiées, Ax-les-Thermes (n°1088) et Saint-Paul-de-Fenouillet (n°1089) (Illustration 18).

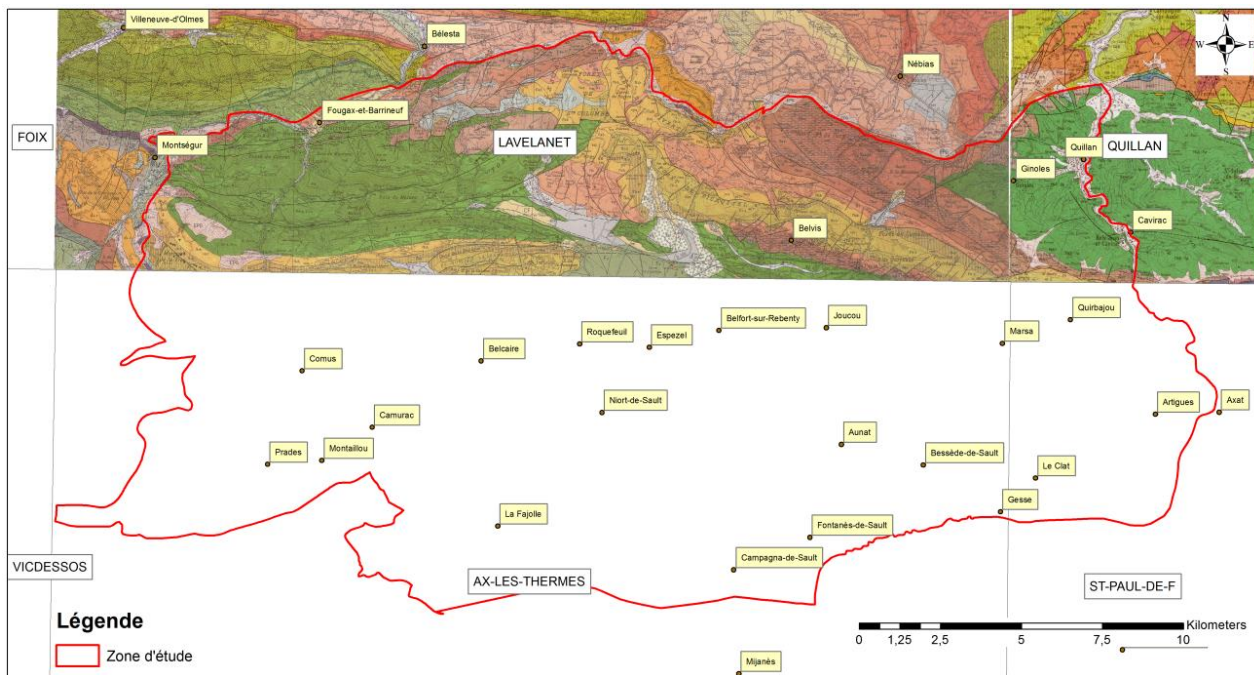


Illustration 18 : Cartes géologiques à 1/50 000 disponibles sur le zone d'étude

Les principaux autres documents cartographiques couvrant la zone nord pyrénéenne proviennent de thèses de 3^{ème} cycle réalisées dans les années 1970. Plusieurs auteurs ont ainsi couvert la presque totalité de la zone d'étude et proposent des descriptions lithologiques, stratigraphiques et structurales du Pays de Sault. Par ordre chronologique, il s'agit de :

- Marc Meurisse en 1973 (Illustration 19) ;
- Jean-Pierre Wallez en 1974 (Illustration 20) ;
- Jean-Paul Bousquet en 1975 (Illustration 21 et Illustration 22) ;
- Francis Marty en 1976 (Illustration 23 et Illustration 24) ;
- Jean-Claude Soulé, Jacqueline Guérangé, Alain Mangin en 1996 pour la partie nord-ouest de la zone d'étude (Illustration 25 et Illustration 26).

Les travaux de Meurisse (1973) distinguent, au niveau de la surface d'Espezel, un pli anticlinal à cœur jurassique, s'observant aux Bouychètes et à Lauzernié et aux Bouyches où la terminaison périclinale est très nette (Illustration 19). Cependant, seul le Crétacé schisteux affleure dans la vallée profonde où s'écoule le Rébenty, perpendiculaire aux structures à

environ un kilomètre de la zone. Selon l'auteur, un ennoyage périantclinal, avec un plongement d'axe d'au minimum 10° suffirait pour expliquer l'absence des calcaires jurassiques dans la vallée du Rébenty. Le plateau d'Espezel n'aurait alors pas besoin d'avoir subi une brusque plongée axiale, comme le proposaient certains auteurs (Casteras et al. 1957) pour rendre compte de l'absence d'affleurements.

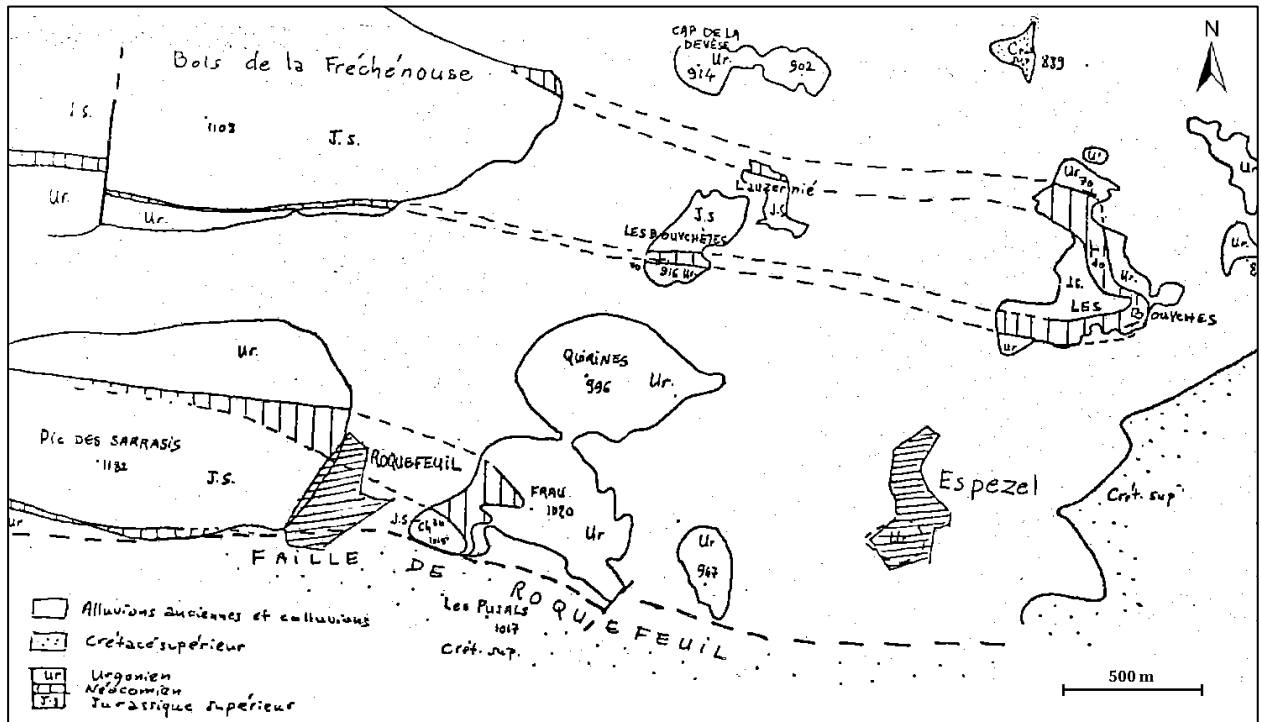


Illustration 19 : Carte géologique du plateau d'Espezel (Meurisse 1973).

Meurisse (1973) distingue également un anticlinal au pic des Sarrasis, à cœur jurassique, se poursuivant jusqu'au Nord de Belcaire. L'anticlinal serait légèrement déversé au Sud à proximité du village de Roquefeuil. La terminaison périclinale, observable au lieu-dit « Frau », serait accidentée de petits plis parfois très serrés. La paroi méridionale, tapissée d'oxyde de fer serait un miroir de faille exhumé, où le Jurassique, le Néocomien et l'Urgonien viendraient butter contre le Crétacé supérieur. D'après l'étude paléogéographique, cette faille ne serait pas locale, et l'existence d'un accident ancien d'une grande importance théorique serait soupçonnée (Meurisse 1973).

Au Nord du Col de Perrucel, un nouvel anticlinal est distingué. La faille de Joucou en accidente le flanc septentrional. Vers l'Est, il s'ennoie sous les schistes du Crétacé aux Bouyches. Ces plis constituent la structure majeure de l'anticlinorium de Belcaire, s'étalant de la Frau au plateau d'Espezel (Meurisse 1973). Les terrains septentrionaux du Pays de Sault correspondent à une succession de plis anticlinaux et synclinaux, accompagnés d'une schistosité de plan axial. D'après la carte géologique à 1/50 000 Lavelanet, ils constitueraient une grande synforme à cœur marneux morcelée en de nombreuses écailles (Soulé et al. 1996).

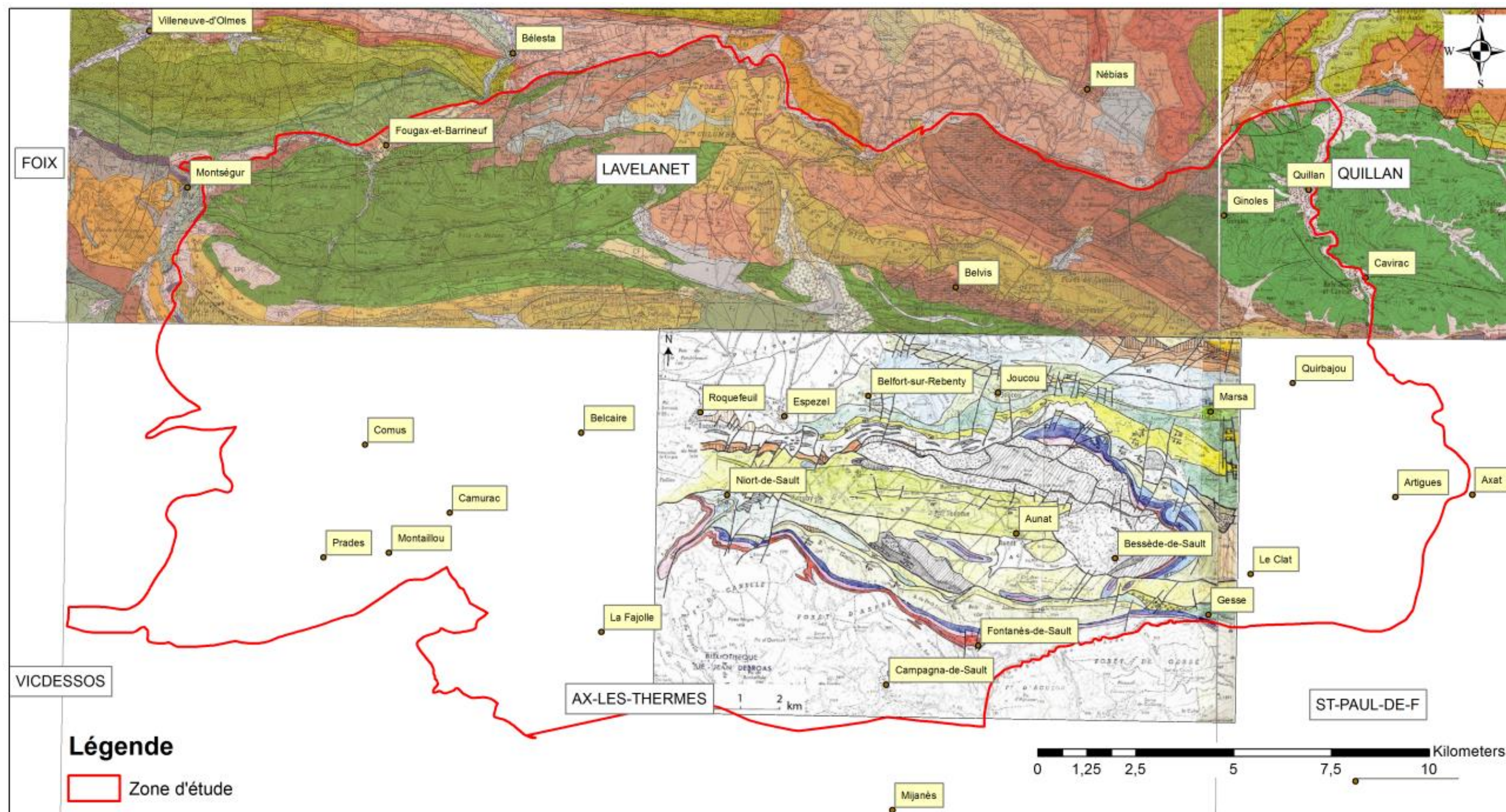


Illustration 20 : Carte géologique de JP.Wallez (1974)

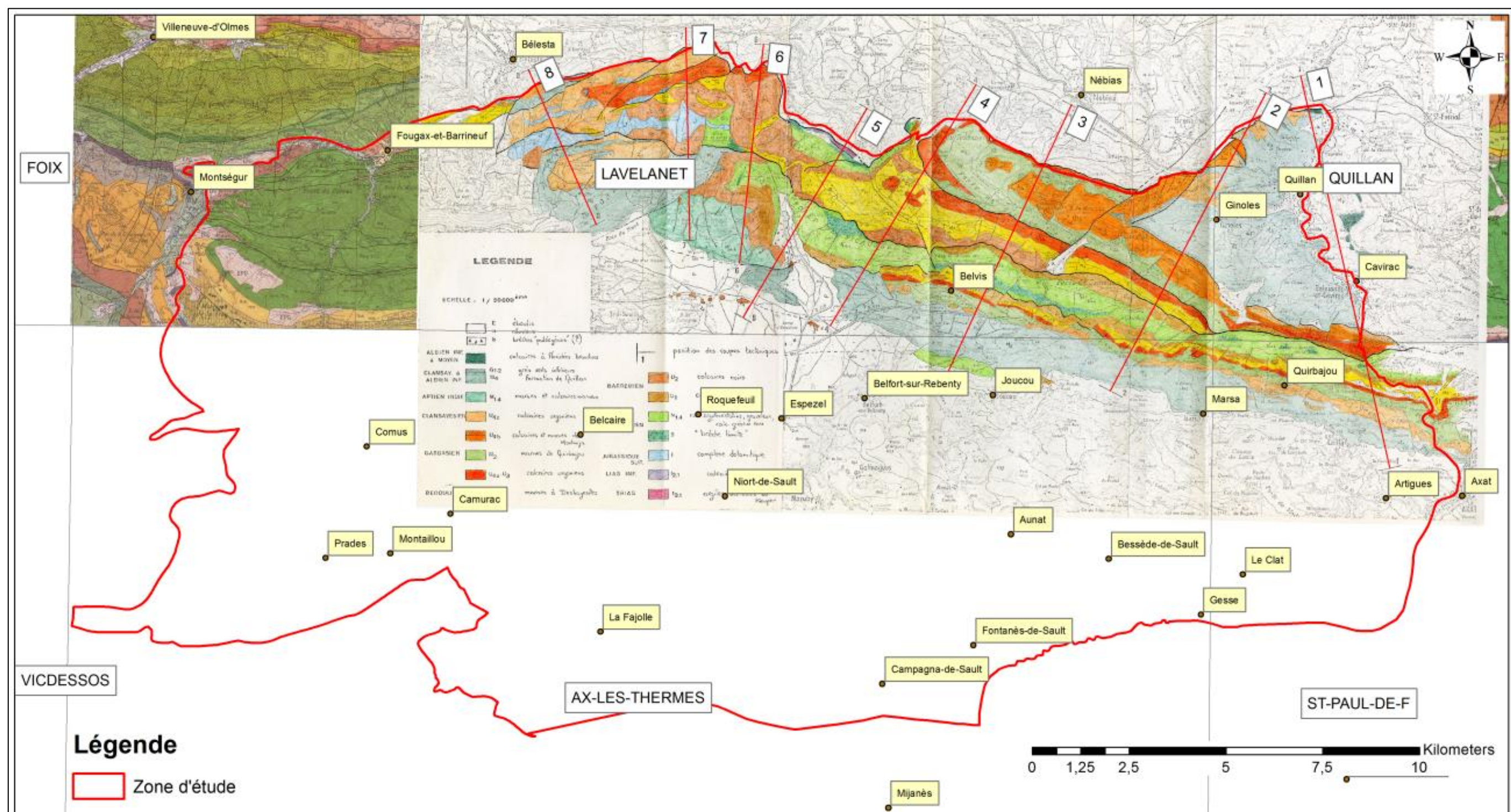


Illustration 21 : Carte géologique et localisation des coupes de JP. Bousquet (1975)

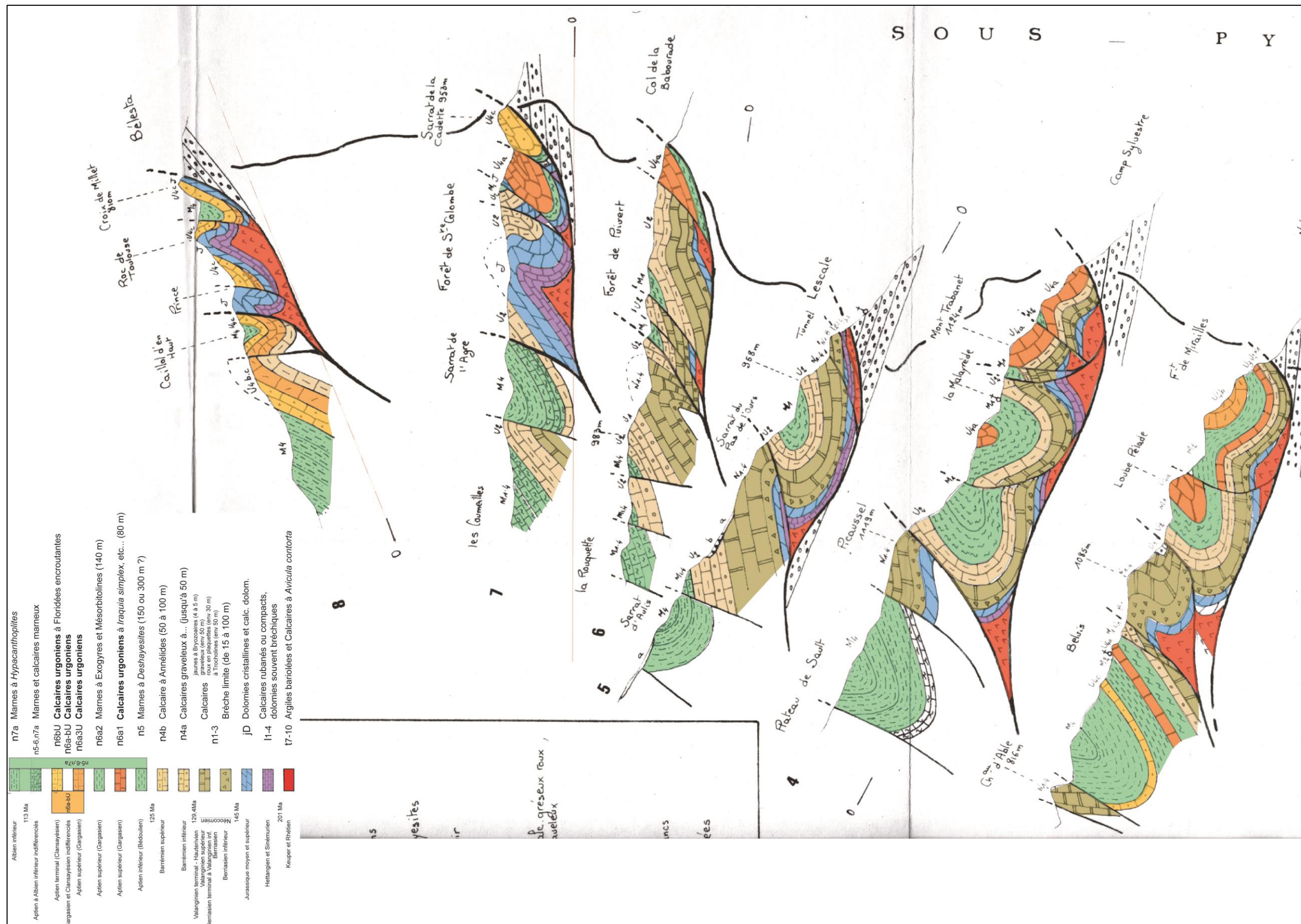


Illustration 22 : Coupes géologiques de JP. Bousquet (1975), mises en couleur par E.J. Debroas. Voir localisation sur l'illustration 21

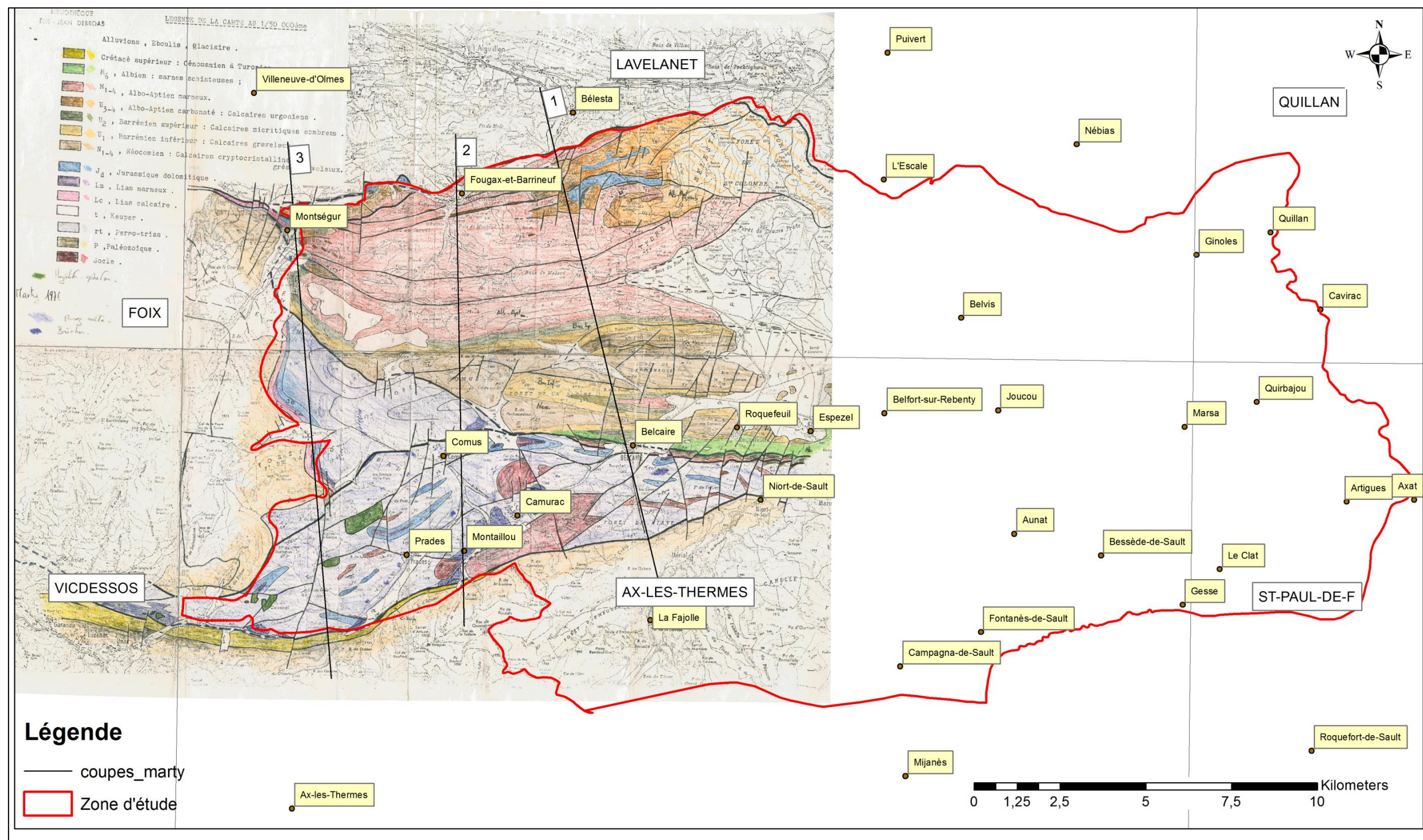


Illustration 23 : Carte géologique et localisation des coupes de F. Marty (1976)

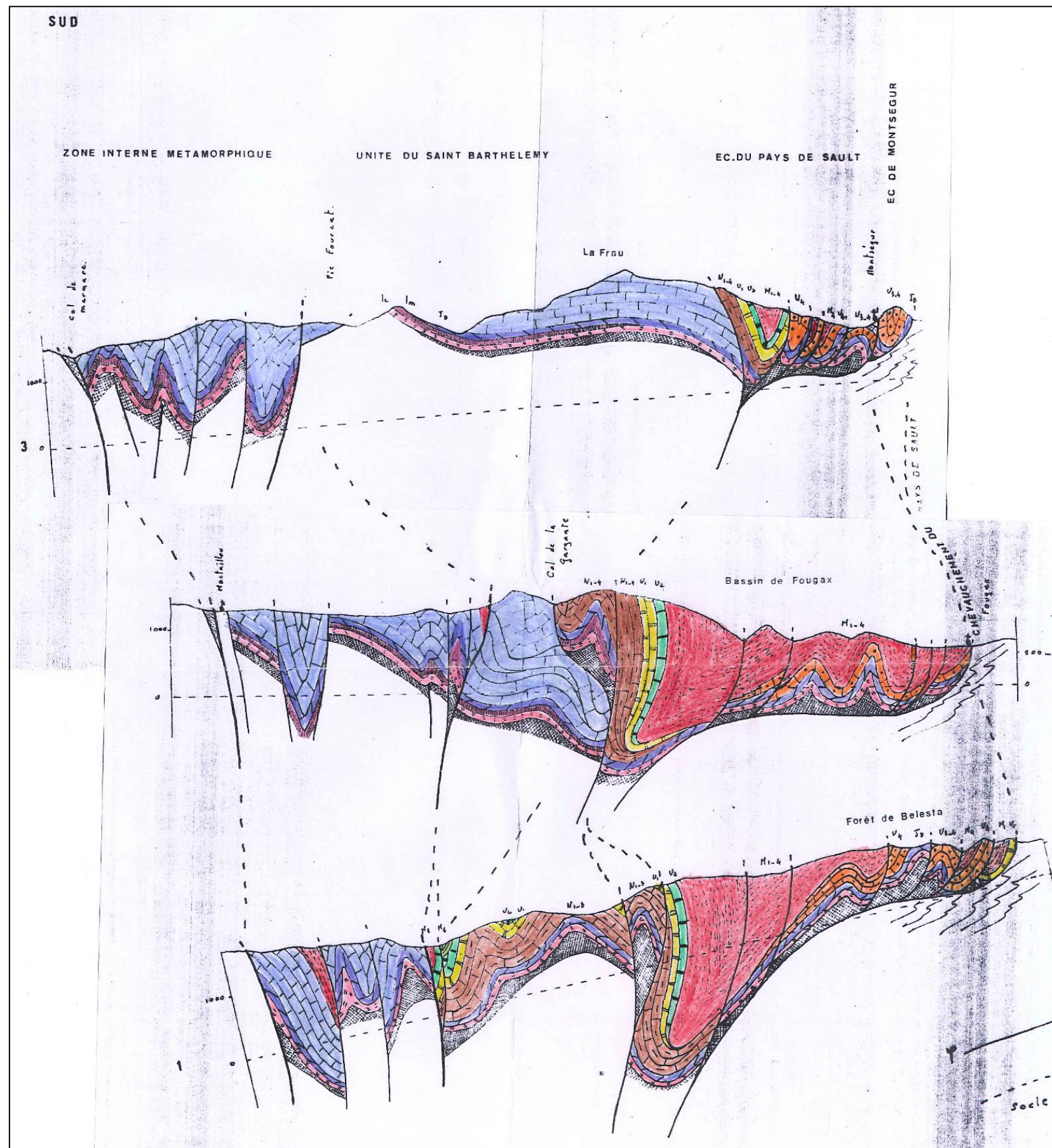


Illustration 24 : Coupes géologiques de F. Marty (1976). Voir localisation et le code couleur de la légende sur l'illustration 23



47

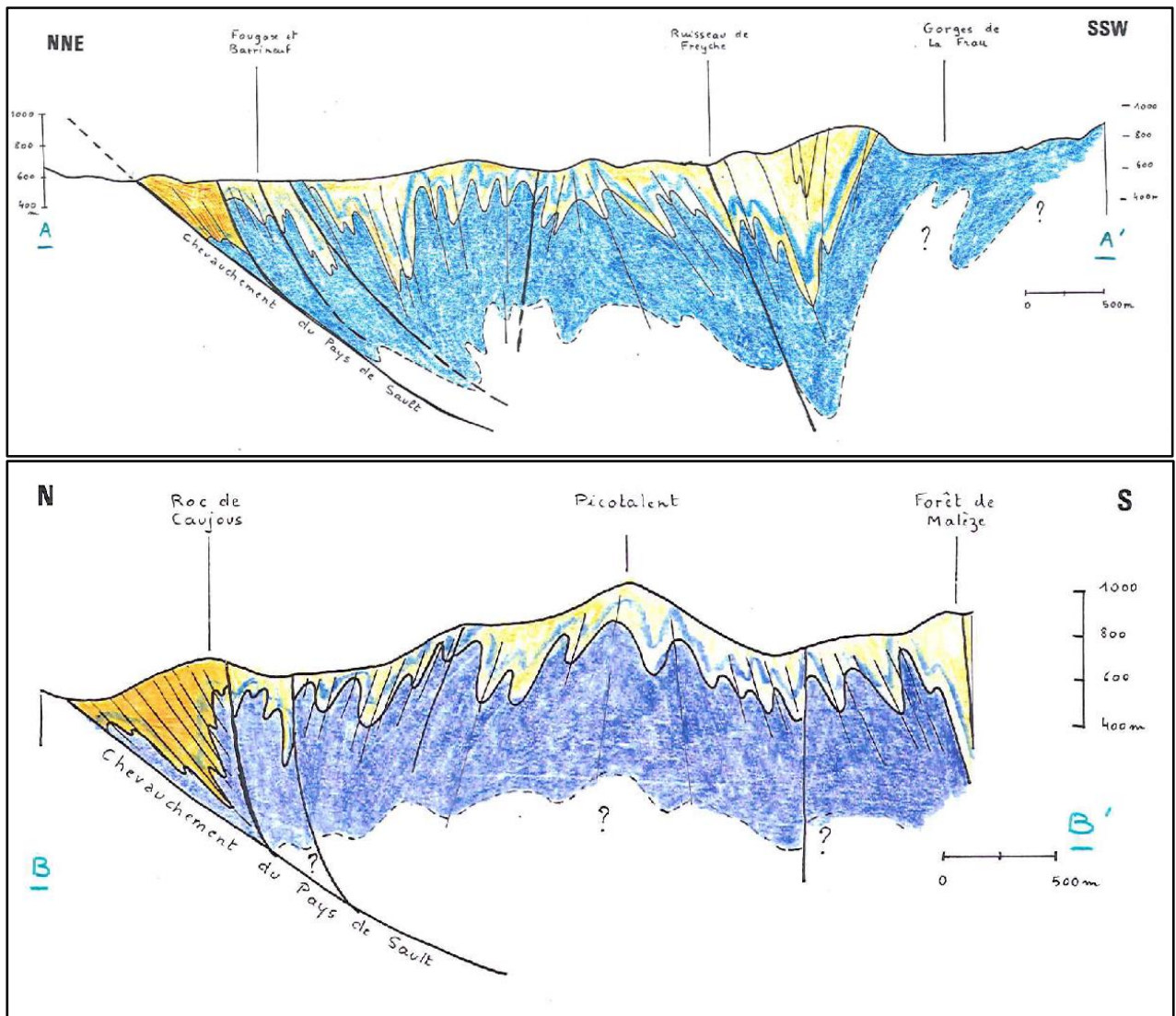


Illustration 26 : Coupes géologiques du secteur de Bélesta (Soulé et al. 1996)

3.4.1 Description de la structure de la ZNP

Zone ultra-commingeoise

La Zone Ultra-Commingeoise (Illustration 17) est représentée par les fragments de socle, leur couverture paléozoïque et mésozoïque (massif de Saint-Barthélemy à l'Ouest et de Bessède-de-Sault à l'Est). Sur la bordure orientale du massif de Saint-Barthélemy, aucun contact tectonique n'a été décrit entre les couvertures paléozoïque et mésozoïque (Illustration 27). En revanche, dans le massif de Bessède-de-Sault, un contact tectonique sépare les couvertures paléozoïque et mésozoïque (Dauteuil 1988). Entre ces deux massifs, la couverture mésozoïque est continue et forme la lame de Belcaire ; elle chevauche l'unité du Pays de Sault.

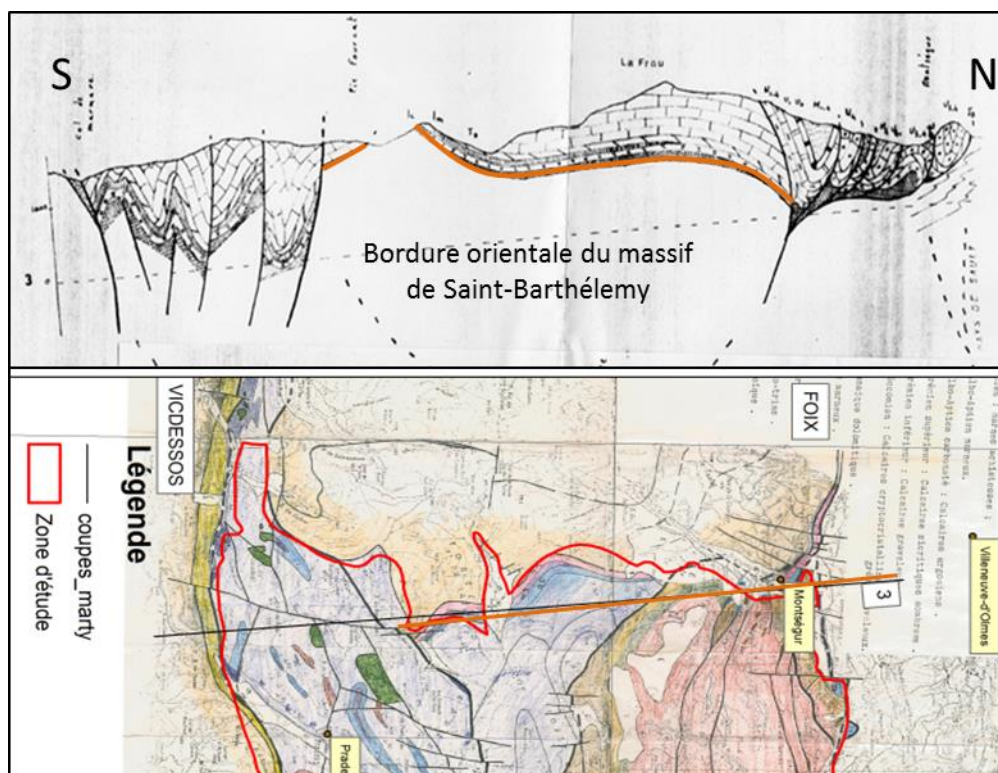


Illustration 27 : coupe N-S au travers la bordure orientale du massif de Saint-Barthélemy (Marty 1976)

Zone commingeoise

Dans la zone commingeoise de la zone d'étude (Illustration 17) peuvent être distinguées deux zones structurales : l'unité du Pays de Sault qui représente l'essentiel de la zone d'étude et l'unité de Quillan au NE.

- **Unité de Quillan**

Elle englobe le bassin de Quillan, ses replis frontaux, les écaïlles de son flanc méridional et le synclinal perché de Montmija (Illustration 28).

Le bassin de Quillan forme une dépression Est-Ouest limité au Sud par le chevauchement à vergence nord de Bugarach-Galamus et au Nord par le chevauchement à vergence nord, jalonné de sédiments triasiques, du bassin de Quillan (prolongement oriental du chevauchement du pays de Sault). Il est composé de marnes noires schisteuses de l'Albo-Aptien à pendage sud. Son flanc sud est inversé et les couches sont très redressées au niveau des gorges de l'Aude. La partie nord du bassin est composée de replis anticlinaux frontaux faisant apparaître des cœurs de calcaires du Clansayésien inférieur, du Barrémien, des dolomies jurassiques et des argiles du Keuper (Illustration 29).

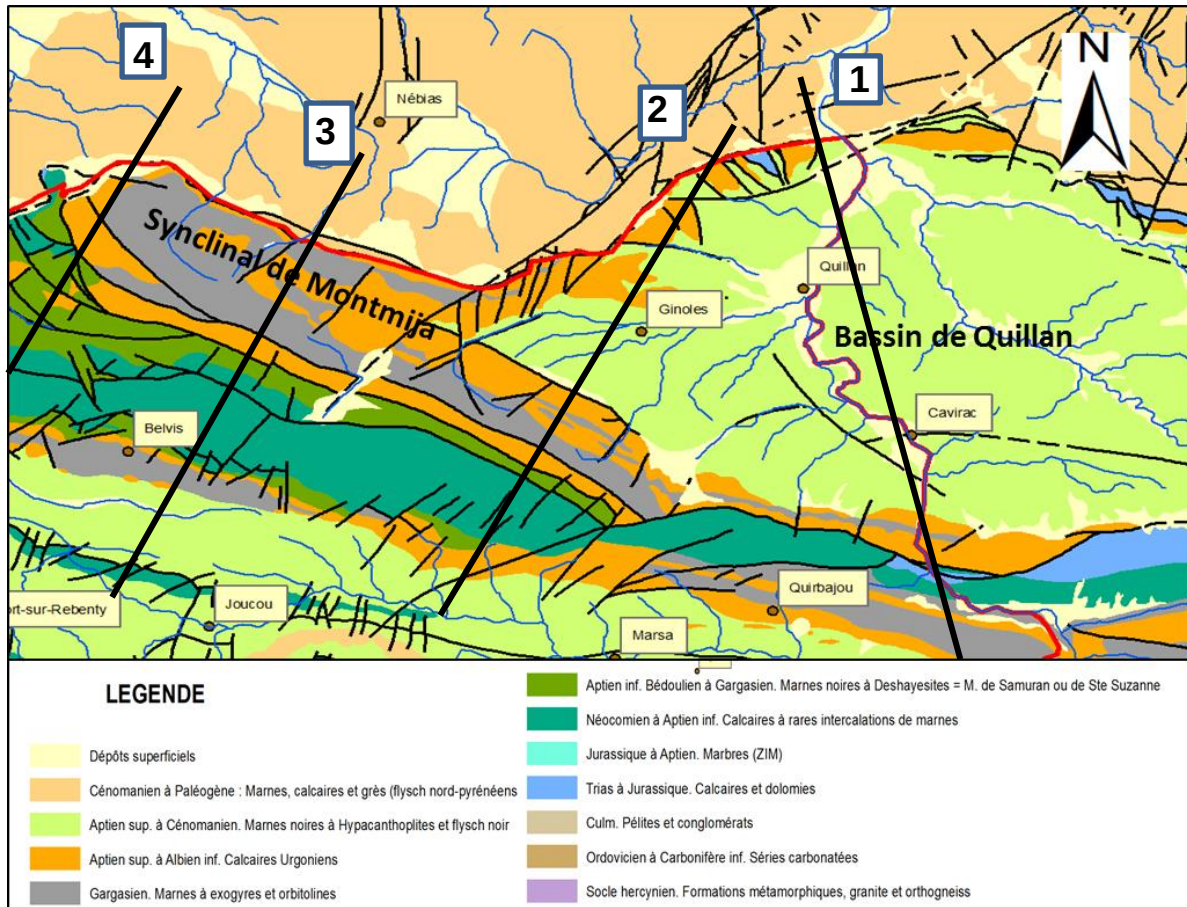


Illustration 28 : Représentation cartographique de l'Unité de Quillan. Le trait rouge montre les limites de la zone d'étude. Localisation des coupes 1 à 4 de Bousquet (1975)

Le synclinal de Montmija est composé de marnes du Gargasien entourant les calcaires de Montmija du Gargasien-Clansayésien. Sa structure est complète dans la partie médiane puis le pli se divise en deux branches dans la partie orientale, au contact du bassin de Quillan. Le flanc sud est laminé par un accident longitudinal important, alors que le flanc nord chevauche les affleurements tertiaires de la plaine de Nébias au niveau du chevauchement du Bassin de Quillan. Dans sa terminaison occidentale, le pli est affecté d'un relèvement axial très net le faisant disparaître définitivement. A ce niveau, les calcaires gargasien du mont Trabanet, qui surgissent sous les marnes de la forêt de Callong, chevauchent nettement à la fois la série néocommienne-aptienne du synclinorium méridional du Col du Chandelier et les niveaux sparnaciens du Sud de Puivert (Illustration 30, Bousquet 1975).

L'Unité de Quillan repose sur un chevauchement plat qui passe sous les replis frontaux de l'Unité du Pays de Sault puis s'enfonce, au niveau des zones à chevauchements redressés qui correspondent à la zone d'enracinement située par exemple au niveau des gorges de la Pierre-Lys sur la coupe n°1 de l'illustration 29.

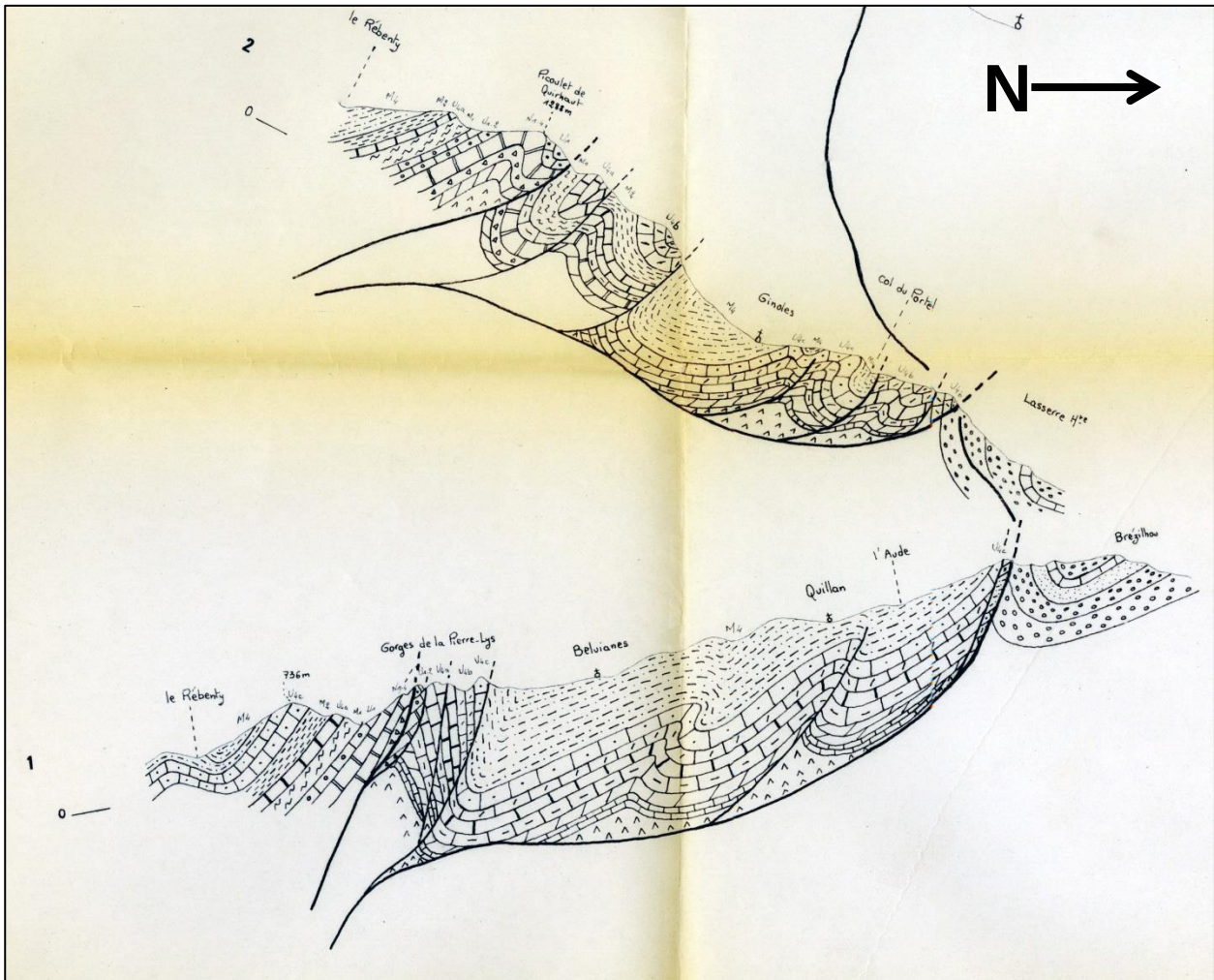


Illustration 29 : Structure du Bassin de Quillan d'après Bousquet (1975). Localisation des coupes sur l'illustration 28



Illustration 30 : Structure du synclinal de Montmija d'après Bousquet (1975). Localisation des coupes sur l'illustration 28

- **Unité de Sault**

L'unité du Pays de Sault peut être subdivisée en 2 branches de style et de direction tectoniques différents : une branche orientale et une branche occidentale (Illustration 31).

Unité du Pays de Sault : la branche orientale

La branche orientale est constitué par l'anticlinal de Pierre-Lys – Picaussel, et plus au Nord, par le synclinorium du col du Chandelier. Elle est composée de plis orientés N 110°, dont l'anticlinal de Pierre-Lys – Picaussel constitue l'ossature. On y distingue une couverture mésozoïque qui comprend les calcaires à faciès «Urgonien» datés du Barrémien et épais de 500 à 600 m surmontant les massifs hercyniens de Bessède et de Salvezines. Ces calcaires sont entrecoupés de passées marno-calcaires plus ou moins développées. Entre les massifs de Bessède et de Salvezines et le chevauchement frontal nord pyrénéen, ce secteur est constitué de plusieurs bandes plissées : anticlinal du Pic d'en Brosse à cœur de calcaires urgoniens ; synclinal à cœur de marnes, depuis Belcaire et Roquefeuil jusqu'à la vallée du Rebenty ; bande anticlinale avec le plateau calcaire d'Espezet ; bande synclinale de marnes albiennes ; zone anticlinale de calcaires urgoniens avec la Forêt de Fanges à l'Est et Belesta à (Grévellec 1974).

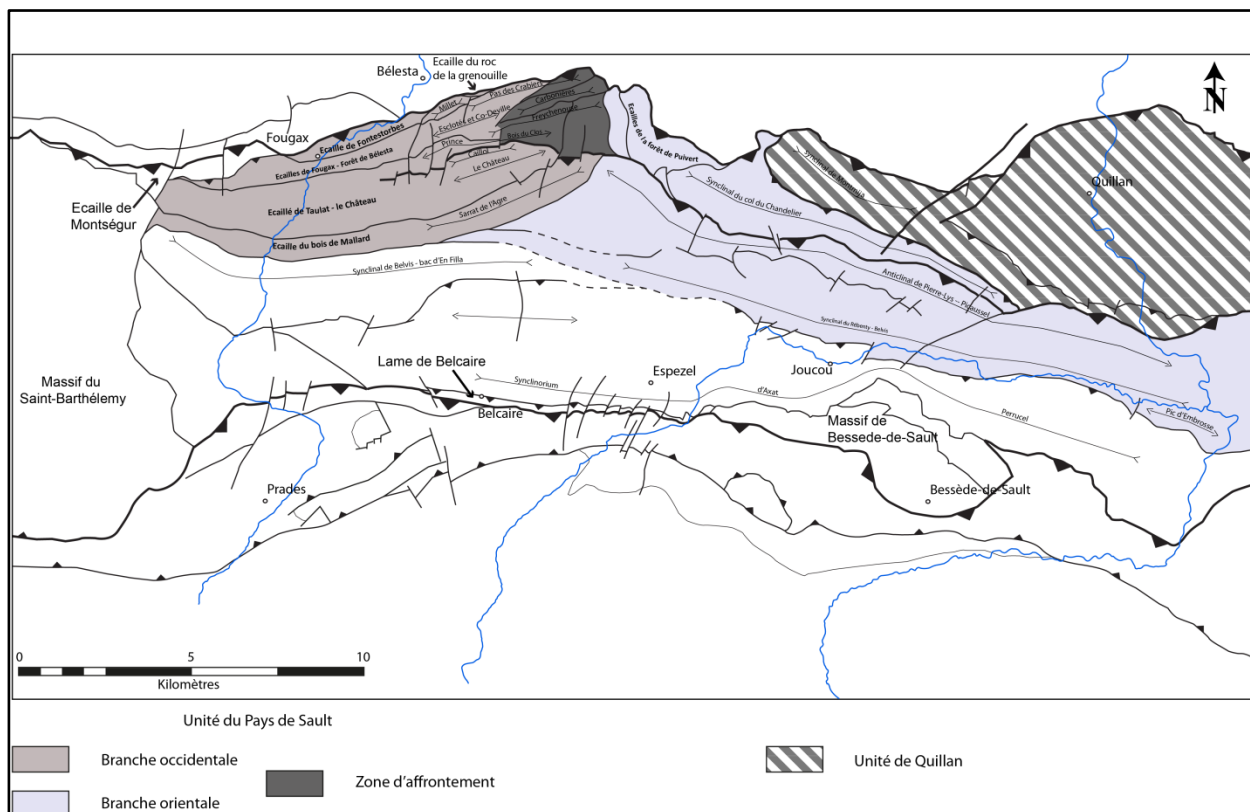


Illustration 31 : Carte des Unités structurales définies par Bousquet (1975)

L'anticlinal de Pierre-Lys – Picaussel

Il trouve son origine orientale à l'Est de la zone d'étude au niveau du Col de Saint-Louis (Casteras 1933). Celui-ci chevauche le bassin de Saint-Louis au Nord, par suppression de son flanc inverse. Le cœur de cette unité structurale comporte essentiellement des calcaires néocomiens, et parfois la « brèche limite », à la faveur de remontées axiales locales. Les termes jurassiques cartographiés par Meurisse (1973) n'ont pu être identifiés par Bousquet (1975).

Très étendu d'Est en Ouest, il se déverse au Nord sur le flanc sud du bassin de Quillan. Il est séparé du synclinal du col de Chandelier à série barrémo-aptienne au Nord par un chevauchement majeur à plongement au Sud. Il est bordé au Sud par le synclinal étroit du Rébenty – Belvis (prolongement direct du synclinal de Saint-Paul de Fenouillet), à remplissage Albien inférieur, qui montre une surélévation axiale sur la surface d'Espezel, au niveau de la terminaison périsynclinal au Serrat d'Aulis. L'anticlinal est identifiable dans les gorges de Pierre-Lys, puis vers l'Ouest, au Nord de Quirbajou. Il se poursuit au-delà d'une zone d'accidents transverses aux abords du Picoulet, ainsi que de celle de Coume-Frède à partir de laquelle il semble s'envoyer vers le Nord-Ouest (Bousquet 1975).

Le synclinorium du Col du Chandelier

Il prend naissance au Nord-Ouest de Quirbajou entre deux digitations du chevauchement de Bugarach – Pierre-Lys. Il est chevauché au Sud par l'anticlinal de Pierre-Lys – Picaussel, et est en contact tectonique avec le synclinal de Montmija, au Nord.

Au Nord de la forêt de Picaussel, le simple pli synclinal prend l'allure d'un vaste synclinorium rempli de marnes du Bédoulien, dont la branche septentrionale subit une terminaison périssynclinale dans les calcaires du Gargasien. La branche méridionale, décrochée par un accident, se poursuit seule en direction du Col du Chandelier dans les calcaires barrémiens.

Son flanc nord apparaît dans la falaise de la reculée de Lescale. Il se complète au Nord de l'accident transverse du Trou du Vent, dans le pic du Minier avec l'ensemble de la série néocomienne, et l'émergence d'un noyau de Lias et de Trias à la base de la couverture chevauchante (Bousquet 1975).

Les Ecailles de la forêt de Puivert

Un relèvement axial du synclinorium du Col du Chandelier s'opère au niveau même de ce col. Les marnes du Bédoulien continuent d'apparaître toutefois vers l'Ouest et le Nord-Ouest dans la forêt de Puivert, mais elles sont pincées entre les calcaires barrémiens, dans des écailles successives déversées vers le Nord-Ouest. Ces calcaires composent la majorité du substratum de la forêt de Puivert et en particulier les corniches redressées de Roque-Blanche et du Bois d'Amont qui viennent chevaucher l'avant pays tertiaire. Ainsi, nous pouvons conclure qu'une partie du secteur oriental de l'Unité du pays de Sault vient disparaître en hauteur, en un système d'écailles au-dessus de l'avant-pays tertiaire de la zone sous-pyrénéenne qu'il chevauche largement au Sud du col de la Babourade (Bousquet 1975).

Unité du Pays de Sault : branche occidentale

La branche occidentale possède un style tectonique différent de la partie orientale. La branche occidentale est composée de plis orientés N 060° (Illustration 31), avec pour structure principale l'anticlinal du château et plusieurs replis frontaux qui constituent l'anticlinorium de la forêt de Bélesta. L'allure anarchique et assez confuse de cette région est vraisemblablement provoquée par un écaillage et un raccourcissement important à l'approche du massif du Saint-Barthélemy (Bousquet 1975). Un corps principal affecté de grands replis, amples et profonds (Synclinal de Belvis – Bac d'en Filla) et plusieurs replis frontaux découpés en écailles chevauchantes (anticlinal de Taulat le Château, synclinaux des écailles du Roc des Caoujoux et de Fontestorbes) en avant de ce corps sont distingués. Ceux-ci, généralement d'orientation SW-NE, constituent l'anticlinorium de la forêt de Bélesta. Les écailles se relèvent vers l'Ouest et se perdent en hauteur au-dessus du massif de Saint-Barthélemy. Le massif chevauche leur racine dans une étroite lame de Trias et de Lias discontinue sur son front nord. Les écailles du Pays de Sault chevauchent au Nord l'écaille ariègeoise suivante. Le chevauchement atteint sa flèche maximale (4 à 5 km) au niveau de la forêt de Bélesta, et se redresse plus à l'Ouest.

L'écaille de Taulat – Le Château : anticlinal du Château

Le corps principal est représenté par l'anticlinal du Château et le synclinal du Sarrat de l'Agre. L'anticlinal, constitué de calcaires gargasiens-clansayésiens du Château, occupe la partie sud-ouest de la forêt de Bélesta. Sa terminaison occidentale s'effectue par ennoyage de ces calcaires près de la Maison de garde du Château et, au Sud de Caillol d'en Bas, sous les marnes de l'Aptien terminal qui l'encerclent.

Au Nord, il est flanqué d'un repli synclinal étroit, le synclinal de Caillol. Celui-ci, à remplissage de marnes de l'Aptien terminal, aux pendages très accentués, occupe la dépression où sont implantés les hameaux de Caillol d'en Bas et de Caillol d'en Haut. Il se poursuit vers l'Est dans la forêt de Bélesta.

L'écaille du bois de Malard : synclinal du Sarrat de l'Agre

Sur le flanc sud de l'anticlinal du Château, une puissante série marno-schisteuse s'étale de l'Albo-Aptien. Plongeante uniformément au Sud, elle est vraisemblablement replissée ; celle-ci correspond à l'aire du synclinal du Sarrat de l'Agre.

L'anticlinal du Château et le synclinal du Sarrat de l'Agre sont tronqués au Nord-Est par un accident important qui prolonge le pli-faille de Picaussel. Cet accident sépare le corps principal de ses replis frontaux.

Les replis frontaux correspondent à un morcellement d'écailles et de replis anticlinaux déversés au Nord, à cœur de dolomie du Jurassique supérieur. Ils s'ennoient vers l'Ouest sous les marnes du synclinorium de Fougax. Du Sud au Nord, (Bousquet 1975) distingue :

Les écailles de Fougax – Forêt de Bélesta

L'anticlinal du Prince et du Bois du Clos dont le noyau est constitué par une bande de dolomie, surmontée à l'Est par des couches du Néocomien, et vers l'Ouest par des calcaires du Barrémien. Il s'ennoe définitivement au Sud de Rieufourcant, accusant une rapide plongée axiale vers l'Ouest.

L'aire synclinale du Freychenouse qui correspond à des synclinaux déversés au Nord, emplis de marnes bédouliennes reposant sur des calcaires barrémiens. Ils s'étirent vers l'Ouest et viennent se pincer contre l'accident qui prend naissance au Roc de Boucharlet.

Le synclinal des Carbonières, dont l'ossature est formée essentiellement de calcaires clansayésiens ou gargasiens, s'étire longitudinalement en avant de l'accident du Roc de Boucharlet.

Les noyaux anticlinaux des Esclotés et de Co-Deville correspondent à une bande de dolomies ayant admis une digitation au Sud du Roc de Toulouse. Dans le prolongement de celle-ci à l'Est, de petites boutonnières de dolomies surgissent sous les calcaires urgo-aptiens.

Le synclinal du Pas des Crabiers apparaît immédiatement en arrière du chevauchement du Pays de Sault. Il est composé de calcaires urgo-aptiens reposant sur les dolomies jurassiques, pointant à la base du chevauchement.

Les écailles du chevauchement du Pays de Sault

L'écaille synclinale de Millet comprend deux formations, plongeantes à 45° au Sud-Est : les calcaires à Floridées de la Croix de Millet du Clansayésien inférieur et les marnes du ruisseau de Millet du Clansayésien à l'Albien inférieur. Celles-ci subissent un rebroussement au contact de l'accident méridional.

L'écaille du Roc de la Grenouille est pincée entre l'écaille de Millet, au Sud, et le chevauchement du Pays de Sault, au Nord. Des calcaires barrémiens y sont retrouvés, et reposent sur les dolomies jurassiques, venant chevaucher largement le Sparnacien du Sud de Bélesta.

L'écaille de Fontestorbes correspond à l'équivalent occidental de l'écaille du Roc de la Grenouille. Les séries stratigraphiques y sont identiques, bien que celle de Fontestorbes se complète par l'apparition de marnes bédouliennes, s'étalant jusqu'à Fougax.

Unité du Pays de Sault : zone d'affrontement

La zone d'affrontement entre les deux branches, orientale et occidentale, se localise à l'Est de la forêt de Sainte-Colombe, où les domaines se recoupent en un angle d'environ 45° (Illustration 31). Plusieurs phénomènes ont alors pu être observés (Bousquet 1975) :

- des relèvements axiaux des structures synclinales vers l'Ouest (synclinaux du Col du Chandelier et de Belvis), et vers l'Est (aire synclinale de Freychenouse) ;
- l'apparition d'un système d'écaillage à déversement vers le Nord-Ouest. Il vient chevaucher l'avant-pays sous-pyrénéen ;
- la présence d'une phase cassante nord-sud. Des failles orientées Nord-Sud et à plongement vers l'Ouest, résultant de la brusque variation de direction des plissements, engendrent un léger chevauchement du domaine occidental sur le domaine oriental. Elles viennent rejoindre près de Fontrouge, le grand accident longitudinal de l'anticlinorium Picaussel-Coume Frède.

La zone ariégeoise

La Zone Ariégeoise est constituée de l'échelle de Montségur. Comme précédemment énoncé, elle est chevauchée par les écailles du Pays et Sault et repose sur les schistes albiens par l'intermédiaire du chevauchement du Pays de Sault.

3.4.2 La zone axiale

Une partie de la zone axiale, ainsi que de la ZIM a été cartographiée par D. Raymond (Illustration 33)

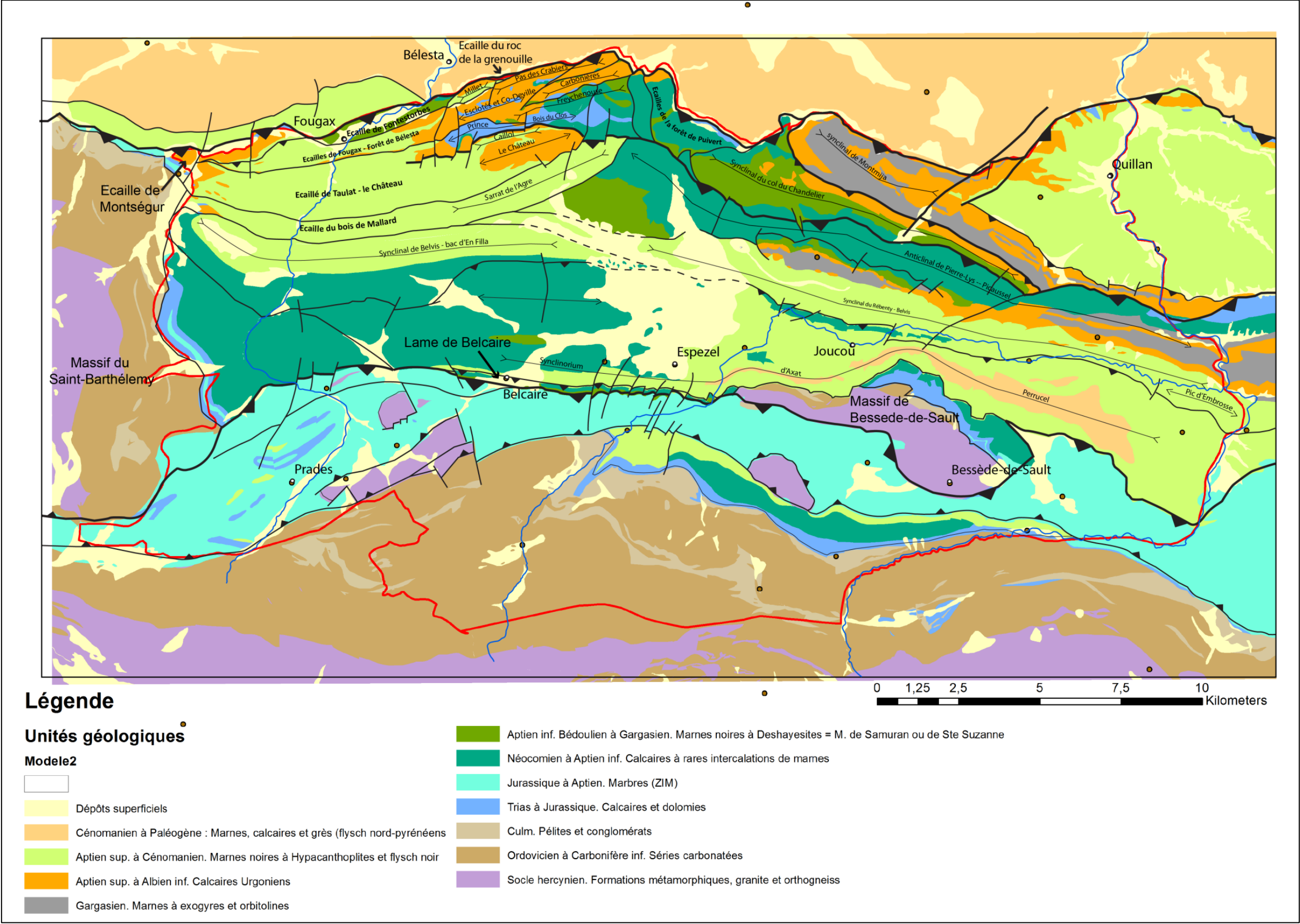


Illustration 32 : Carte géologique simplifiée et localisation des structures géologiques importantes, modifié d'après JP. Wallez (1974), JP. Bousquet (1975), F. Marty (1976).

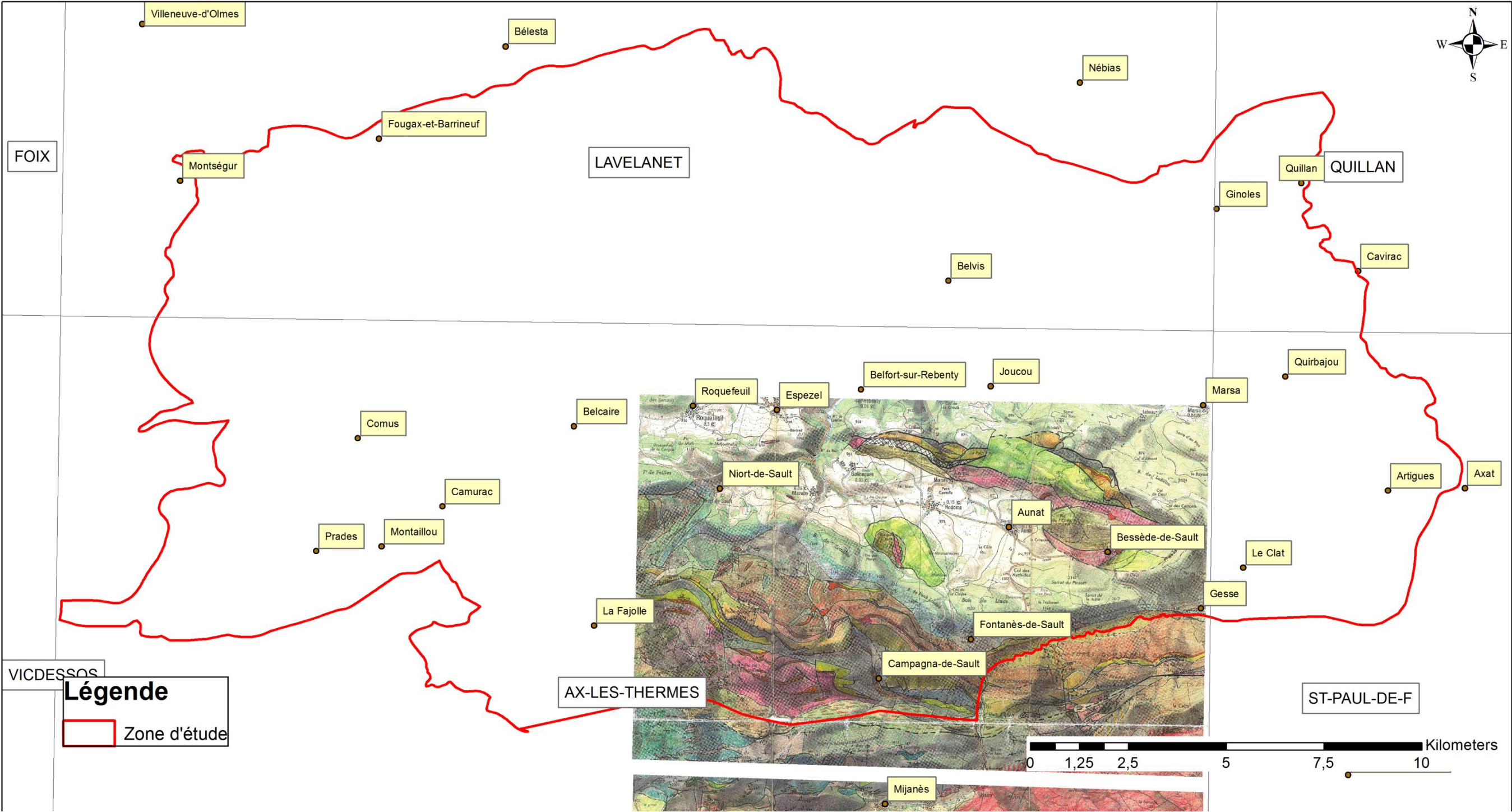


Illustration 33 : Carte géologique de D. Raymond sur le secteur d'étude

3.5 ROCHES SEDIMENTAIRES

En excluant les formations alluvionnaires du Quaternaire, les séries du Pays de Sault s'étagent uniquement du Paléozoïque supérieur au Crétacé supérieur (Illustration 34).

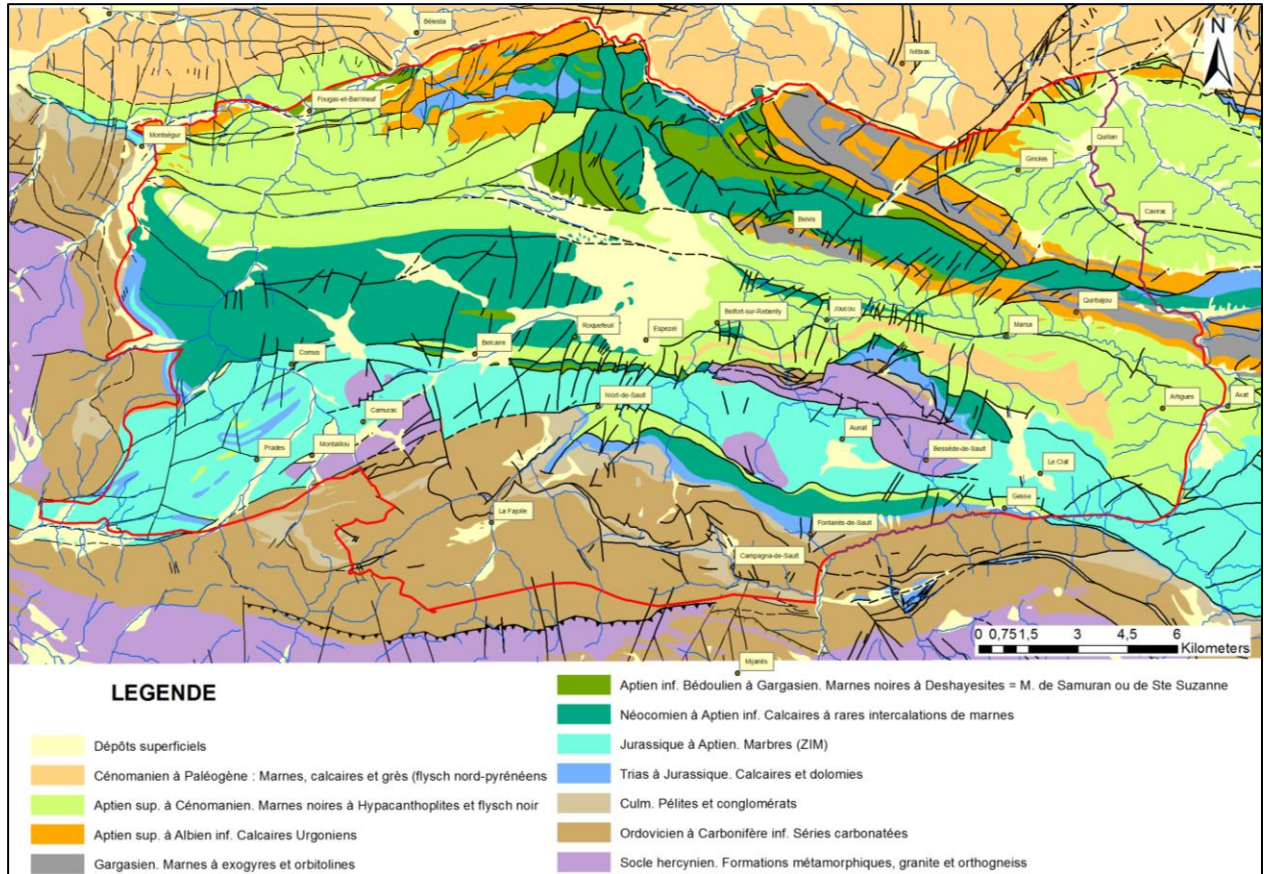


Illustration 34 : Carte lithostratigraphique du Pays de Sault

Un Log lithostratigraphique synthétique a été réalisé pour le secteur nord-ouest de la zone d'étude à partir des travaux de Marty (1976), par Chevalier-Lemire et Ricard en 1989 (Illustration 35).

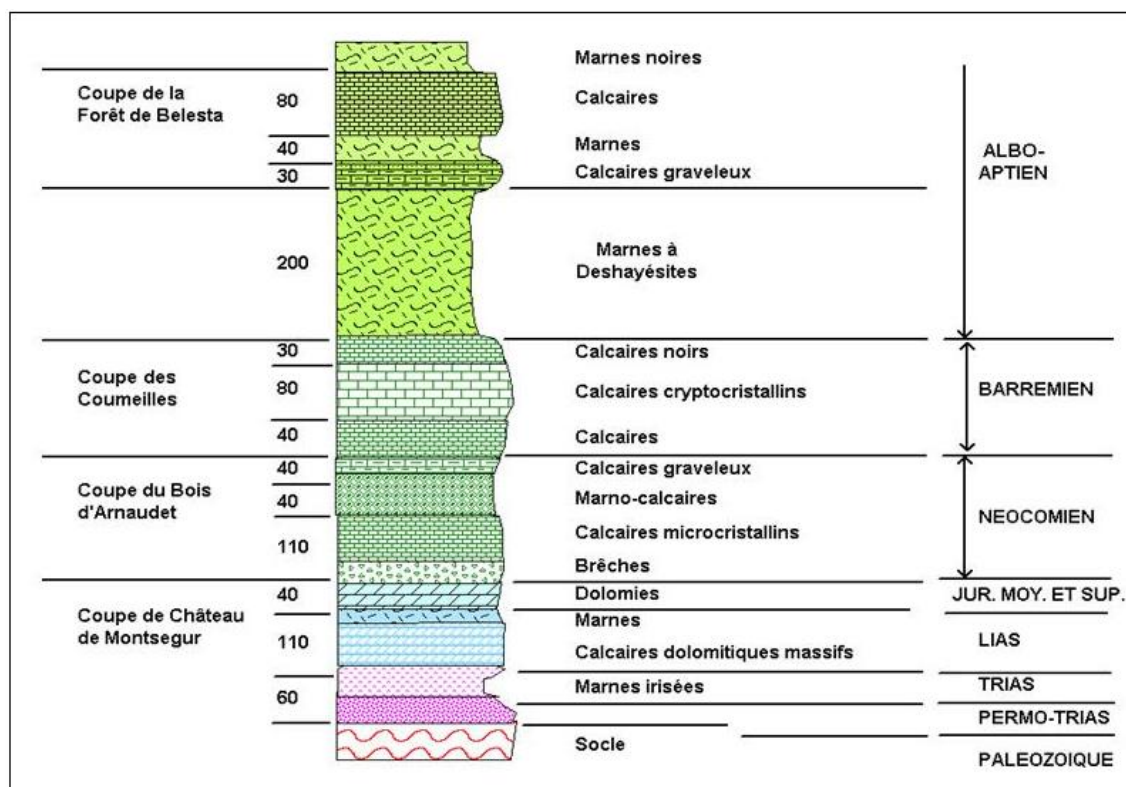


Illustration 35 : Log géologique synthétique de l'aquifère 144a du NW du Pays de Sault d'après (Chevalier-Lemire et Ricard 1989) (modifiée d'après Marty 1976)

3.5.1 Paléozoïque

Dévonien

Une série présumée allochtone du Dévonien inférieur et moyen carbonaté et récifal affleure au niveau du pic de l'Ourtiset sur une épaisseur de l'ordre de 400 à 600 mètres. A sa base, elle comporte des calcaires en plaquettes sur une vingtaine de mètres, auxquelles se superposent de puissantes masses mal stratifiées de calcaires souvent dolomitiques de 100 à 150 mètres, puis des calcaires blancs recristallisés d'environ 100 mètres. Ces formations sont surmontées par des bancs mieux lités de calcaire à chaille ou polypiers siliceux, où s'intercalent des marbres roses. Enfin sont retrouvés des calcaires noduleux gris à beige, des calcaires tachetés et bariolés très compacts et les « griottes » à goniatites (nodules blancs pris dans une trame schisteuse rouge violacée).

Le Carbonifère

Le Tournaisien, très mince, comporte quelques niveaux métriques de lydiennes et nodules phosphatés, entrecoupés de bancs calcaires noduleux. Il est succédé par une séquence de flysch de faciès Culm d'âge Viséen à Namurien. Il est constitué d'une alternance monotone et assez friable de pélites grises ou beiges très micacées et de lits gréseux, entrecoupés de rares niveaux calcaires et surtout de bancs de conglomérats à galets bien roulés de taille décimétrique. Bien que l'épaisseur de ce flysch a dû être considérable (supérieure à 2 000 mètres), il a été très largement décapé sur le Pays de Sault (Calvet 1996).

Permien

Le Permien s'est déposé dans d'étroits bassins subsidents, orientés généralement Est-Ouest. Trois unités successives de granulométrie décroissante vers le haut sont individualisées (Hartevelt 1970): à la base, des brèches grossières avec grès et grauweekes ; au milieu, alternance de grès et siltites avec concrétions et bancs carbonatés ; au sommet siltites et argilites avec quelques grès à la base et calcaires vers le haut. La sédimentation est de type alluvial et associe plaines d'épandages à chenaux fluviaux et cônes de piémont plus caillouteux ; le spectre pétrographique des galets, mal roulés, est varié (Calvet 1996).

3.5.2 Mésozoïque

Trias

Le Trias inférieur est difficile à séparer du Permien, auquel il est souvent associé cartographiquement. Cependant, il s'en distingue par son extension, son épaisseur plus uniforme et le caractère monogénique de ses poudingues à galets de quartz blancs bien roulés. Pour le reste, les faciès d'argilites et de grès micacés lie-de-vin demeurent comparables (Calvet 1996). Il affleure au Sud de la ZIM entre Niort-de-Sault et Gesse, intercalé entre les grès et conglomérats du Culm au Sud et les séries mésozoïques au Nord. Il affleure également en limite de la zone d'étude sur les bordures septentrionales, non loin de Montségur, et orientales du massif du Saint-Barthélemy, où il peut être associé à du Keuper.

Les calcaires et dolomies du Muschelkalk affleurent au contact de la bordure méridionale de la ZIM, à l'Est de Gesse.

Le Keuper argileux et plastique apparaît localement au niveau du chevauchement frontal nord-pyrénéen. D'après Bousquet (1975), il a été identifié :

- dans la vallée du Blau, près de Lescale (au Sud de Puivert) où il réapparaît à la faveur d'une inclinaison plus faible du plan de chevauchement au lieu-dit des Champs rouges. Les marnes argileuses y sont associées à des cargneules¹ et des brèches ;
- sur la route de Puivert à Espezel, avant le tunnel de Lescale. La série contient des marnes irisées rouges et vertes à rares lentilles de gypse (20 mètres d'épaisseur), recouvertes d'éboulis et de brèches de pente (les fréquents glissements de la chaussée témoignent néanmoins de leur présence), un niveau de brèches vacuolaires et de cargneules (5 mètres d'épaisseur).

Malgré cette faible extension, le Trias n'en a pas moins joué un rôle essentiel dans le déplacement vers le Nord de la zone nord-pyrénéenne dont il constitue la semelle (Bousquet 1975).

Jurassique

Le Lias marque le début de la sédimentation franchement marine. Le Lias inférieur est essentiellement carbonaté, et associe à la base des calcaires et dolomies gris, des brèches, des cargneules, puis des calcaires en plaquettes et au sommet des calcaires marneux, voire

¹ Les cargneules (cornieules ou « Rauhwackes ») sont des variétés de brèches dolomitiques à ciment calcaire très vacuolaire en surface. Elles résultent de la transformation de roches calcaires et dolomitiques, causée par une dissolution préférentielle de la dolomite par des eaux chargées en sulfate (Jeanbourquin P (1986) Les corinieules polymictes des Préalpes internes et de l'Autochtone helvétique en Suisse romande. Thèse de doctorat., p.

des marnes noires. Une succession lithologique de 75 m de puissance peut être observée sur la route entre Puivert et Espezel (avant le tunnel), bien qu'aucun fossile déterminable n'ait été découvert dans cet ensemble (Bousquet 1975). Le terme supérieur composé de calcaires beiges oolithiques massifs est surmonté par la brèche limite du Berriasien. D'autres successions de Lias sont présentes au Sud de la ZIM entre Niort-de-Sault et Gesse, dans la couverture secondaire des massifs du Saint-Barthélemy et de Bessède-de-Sault (Marty 1976 ; Wallez 1974). Au niveau de ces deux massifs, la couverture jurassique est bien représentée depuis des schistes noirs attribués au Toarcien à des dolomies et calcaires du Dogger et Malm.

Le Jurassique supérieur est principalement représenté par des dolomies renfermant de très rares microfaunes, et se situe en majorité dans les différentes boutonnières de l'anticlinorium de la forêt de Bélesta. En l'absence de niveaux calcaires n'ayant pas subi les phénomènes d'épigénisation, ce qui induit le défaut d'organismes ou microorganismes à l'intérieur de ce complexe dolomitique, nous rapporterons donc celui-ci au Jurassique supérieur s.l. (Bousquet 1975). Des dolomies grises, pulvérulentes et fétides se rencontrent : à la base de la série chevauchante au niveau de la barre de Fontestorbes et au Nord de Quillan, au Sud de Bicharole jusqu'aux Esclotes. Des dolomies apparaissent également en boutonnière entre Prat-Laurat et Codeville, dans la bande de Rieufourcant, Prince Ferrière, Bois du Clos, et pincées dans une écaïlle au NE de Ferrière. D'autres terrains attribués au Jurassique supérieur se rencontrent au Nord de la ZA entre Niort-de-Sault et Gesse, dans les couvertures mésozoïques des massifs du Saint-Barthélemy et de Bessède-de-Sault.

Crétacé inférieur

Le Néocomien, essentiellement carbonaté, est relativement complet sur le secteur oriental, alors que son épaisseur diminue vers l'Ouest (Bousquet 1975) et Illustration 36). Il surmonte, sur la majorité du territoire, une « brèche limite » hétérochrone souvent épaisse de plusieurs décamètres (Calvet 1996). Il constitue l'ossature de l'anticlinal Pierre-Lys – Picaussel, ainsi que le flanc septentrional du synclinal du col du Chandelier à sa terminaison occidentale. Il est peu développé dans la forêt de Sainte-Colombe. Enfin, il est retrouvé sporadiquement sur quelques affleurements sur le front nord du synclinal de Montmija (commune de Coudons), chevauchant le Tertiaire sous-pyrénéen (Bousquet 1975).

Le régime carbonaté uniforme se poursuit au Barrémien, avec les faciès urgoniens massifs à rudistes et annélidés (Calvet 1996).

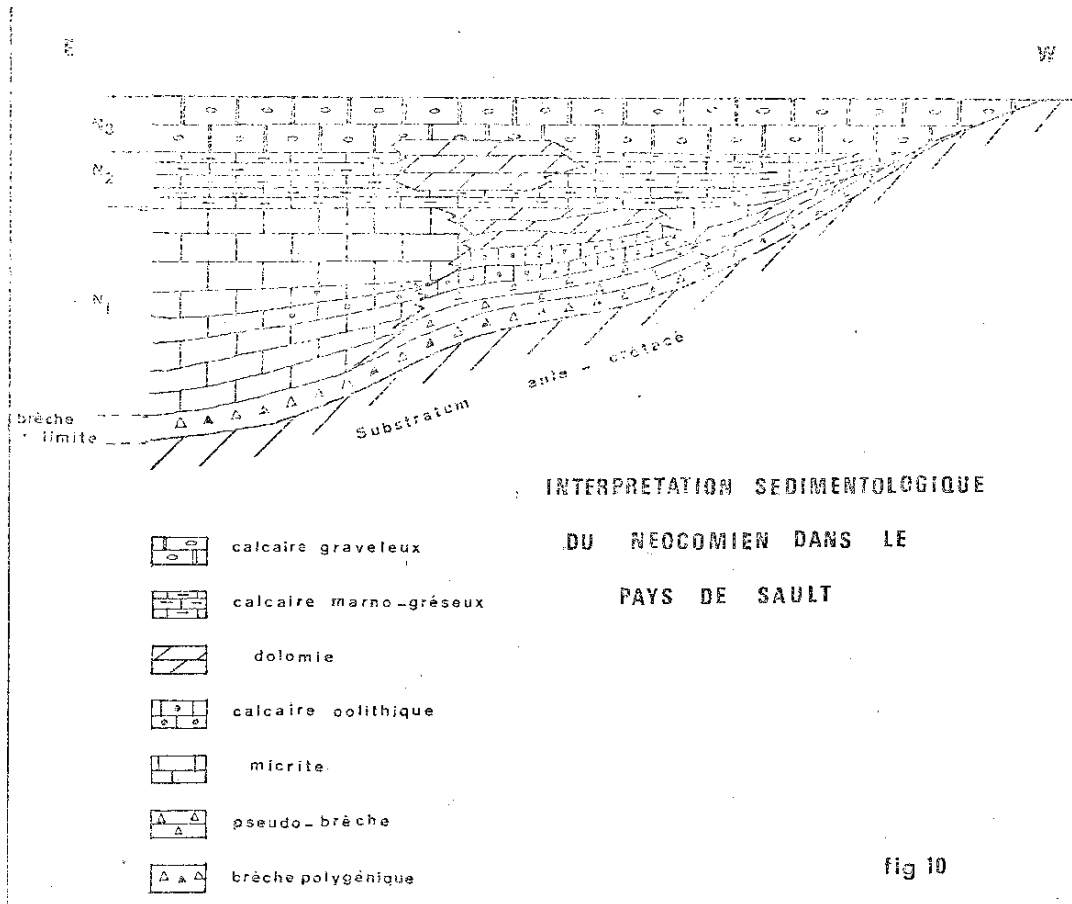


fig 10

Illustration 36 : Variations latérales de faciès et d'épaisseur des terrains néocomiens du pays de Sault d'après Bousquet (1975)

Suite à un changement des conditions à l'Aptien, les faciès se diversifient (Illustration 37, Peybernès 1976). Bien que les calcaires urgoniens représentent des masses extrêmement importantes, ils passent latéralement ou verticalement, de manière brutale, à des ensembles de marnes noires terrigènes de type bassin, dont le développement va s'amplifier par la suite (Calvet 1996). La cartographie et la structuration des terrains sont rendues difficiles par le fait que les barres de calcaires urgoniens séparant les faciès marneux, et permettant d'identifier et de dater les niveaux, ne sont pas continues latéralement. Les piles sédimentaires ne sont donc pas identiques sur le plateau de Sault entre les zones orientales et occidentales d'une part et entre l'unité du plateau de Sault et l'unité de Quillan d'autre part (Illustration 37). Ainsi dans le bassin de Fougax, il n'a pas été possible aux géologues cartographes d'individualiser les marnes de Fougax à Deshayesites de l'Aptien des marnes de Barrineuf et du Rébenty à Hypacanthoplites de l'Albien inférieur (cf. la carte à 1/50 000 de Lavelanet, les cartes de Bousquet (1975, Illustration 21) et de Marty (1976, Illustration 23)).

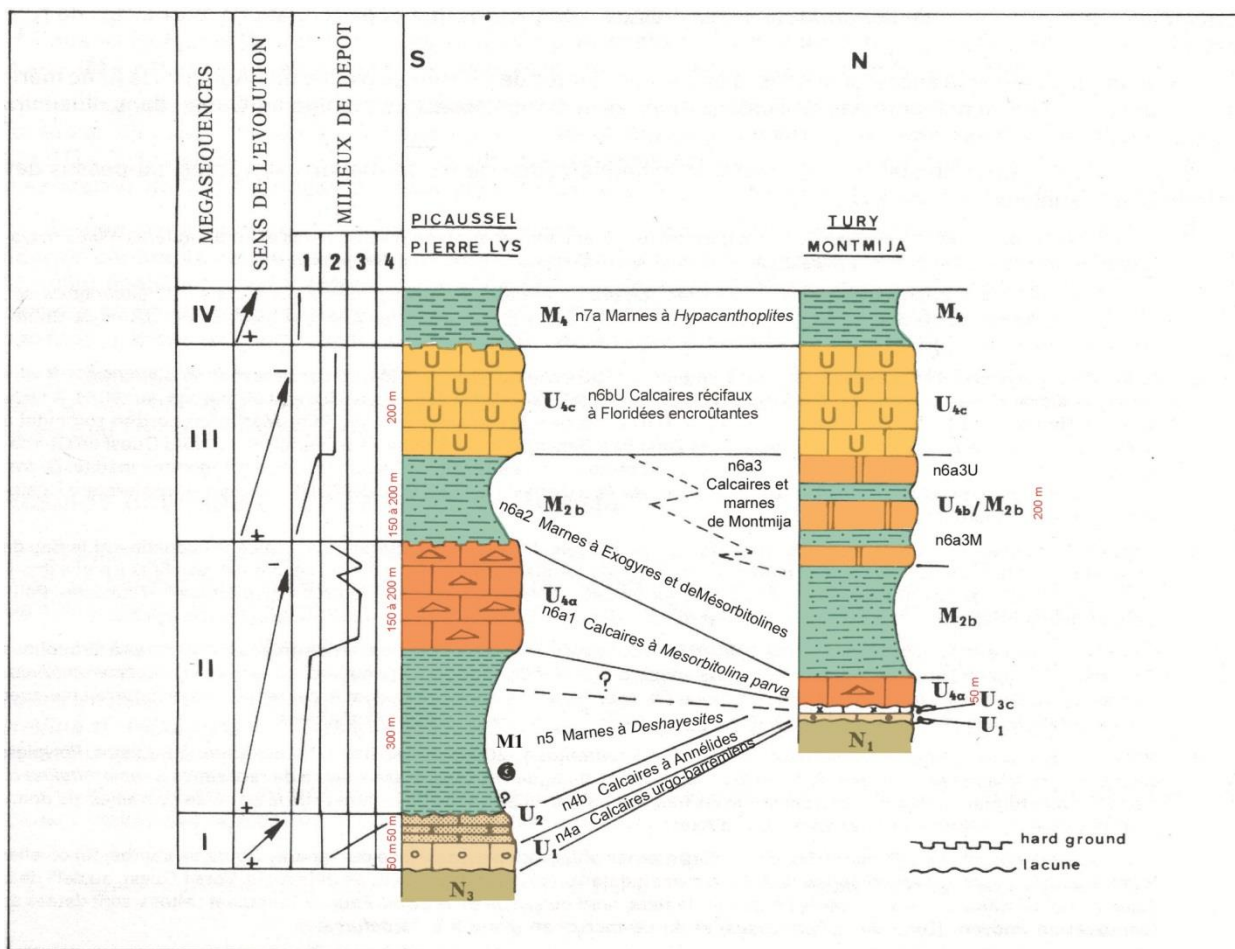


Illustration 37 : Colonnes stratigraphiques comparées des deux principales séries barrémien-aptiennes du Pays de sault (Peybernès 1976)

Le Barrémien-Aptien atteint près de 2500 m dans le Pays de Sault et 1500 m dans les gorges de Pierre Lys, dont plus de la moitié de calcaires massifs (Calvet 1996).

La sédimentation marneuse de bassin circo-littoral très subsident s'amorce dès l'Aptien et se généralise pendant l'Albien. Les faciès les plus classiques sont des marnes noires ou gris sombre, très fines et pauvres en quartz détritiques ; il existe aussi des marnes grises à miches calcaires, des marno-calcaires clairs et des calcschistes. Ces ensembles lithologiques particulièrement tendres se sont accumulés sur des épaisseurs kilométriques dans l'Aptien comme dans l'Albien, en particulier dans la Zone nord-pyrénéenne avec les bassins de Fougax, d'Ayat, ou de Quillan. Ces séries comportent encore des intercalations résistantes de faciès de plate-forme, toujours très subordonnées (Calvet 1996).

Crétacé supérieur

Il est représenté en une mince bande à l'Ouest de Belcaire, qui contourne par le Nord le massif de Bessède-de-Sault et s'élargit vers l'Est jusqu'à la vallée de l'Aude au niveau d'Ayat. Le crétacé supérieur est représenté par le flysch noir albo-cénomaniens, composé de pélites sombres et de minces bancs de silts laminés. Suit ensuite le flysch d'Ayat attribué au flysch à fucoïdes daté du Cénomaniens à Sénonien inférieur, composé d'alternances irrégulières de brèches, microbrèches, calcarénites et pélites grises. Il repose au cœur du synclinal d'Ayat-

Perrucel et les conditions d’affleurement ne permettent pas de connaître son épaisseur exacte (Debroas 2008).

Quaternaire

La surface d’Espezel est couverte par une mince couverture fluvio-torrentielle allochtone composée de blocs quartzeux, galets de quartz, quartzites, grès-quartzites paléozoïques, lydiennes, schistes, le tout emballé dans une abondante matrice marron-rouge à ocre vif très riche en argile (Lagasque 1963; Calvet 1996). Ces dépôts auraient été apportés par le Rébenty et pourraient correspondre à la formation du Lannemezan attribuée au Plio-Pléistocène (Calvet 1996).

Les autres sédiments quaternaires sont composés d’alluvions actuelles, récentes, modernes à anciennes, d’éboulis et colluvions, de tourbes et de dépôts remplissant des cavités karstiques.

3.6 AUTRES LITHOLOGIES

Dans le pays de Sault sont distinguées d’autres lithologies : ce sont les orthogneiss, gneiss et micaschistes du massif nord-pyrénéen de Bessède et du massif de Camurac, des péridotites partiellement bréchifiées (ophicalcites) et les métasédiments affectés par le métamorphisme pyrénéen dans la ZIM.

3.6.1 Orthogneiss et gneiss paléozoïques

Dans le Pays de Sault, les orthogneiss et gneiss paléozoïques forment le massif de Bessède qui constitue la prolongation des massifs nord-pyrénéens entre le massif du Saint-Barthélémy et le massif de l’Agly et quelques massifs isolés au sein de la ZIM, dont les massifs de Camurac et de Montaillou (Illustration 17).

Le massif de Bessède forme un dôme anticlinal constitué à la base de roches déformées dans les conditions du faciès des granulites et des amphibolites surmontées par une couverture sédimentaire paléozoïque et mésozoïque décollée au niveau du contact (Dauteuil 1988). Quatre ensembles y sont distingués (Albarede et Fourcade 1969; Burg et Leyreloup 1976). De bas en haut, il s’agit :

- de paragneiss granulitiques (gneiss de l’Orte) parfois migmatitiques, d’enderbites et de pyriclasites ;
- d’une alternance de gneiss ocellés, de micaschistes à andalousite, staurotide, grenat, sillimanite, de quartzites, de marbres, d’amphibolites (gneiss de Bessède) ;
- une série de flysch grés-pélitique peu métamorphique attribué à l’Ordovicien ;
- une série post-ordovicienne comprenant des schistes et des calcaires intensément plissés.

Dans la région de Camurac, affleurent des fragments de socle constitués de gneiss migmatitiques (Casteras 1974). De même, au Sud de Rodome, le socle gneissique surmonté de sa couverture sédimentaire du Paléozoïque inférieur faiblement métamorphique est décrit par (Casteras et al. 1967).

3.6.2 Sédiments mésozoïques métamorphisés : la ZIM (Zone Interne Métamorphique)

Le long de la zone axiale, au Nord de la faille nord-pyrénéenne, les sédiments sont intensément déformés et affectés par un métamorphisme de haute température basse pression daté entre 110 et 85 Ma (fini-Aptien-Coniacien) en relation avec l'amincissement crustal et les circulations hydrothermales ((Ravier 1959; Albaredo et Michard-Vitrac 1978; Golberg et Maluski 1988) (Montigny et al. 1986; Thiebaut et al. 1988; Dauteuil et Ricou 1989). Les assemblages métamorphiques de haut degré observés dans les marbres et les métaévaaporites sont la scapolite, la phlogopite, le diopside (Choukroune 1976; Golberg 1987; Golberg et Leyreloup 1990).

Dans le pays de Sault, les assemblages minéralogiques des roches carbonatées, des grès pélitiques calcareux et des pélites ont été décrits en détail par Golberg et Leyreloup (1990). Les séquences carbonatées et dolomitiques ont recristallisé en marbres ou calcaires marmoréens foliés, blancs ou jaune clair et en dolomies marmorisées noires. Localement ces roches se chargent en minéraux silicatés de métamorphisme (scapolite, clinopyroxène). Les séquences gréso-pélitiques calcareuses possèdent des assemblages à grenat, clinopyroxène, biotite tandis qu'on observe cordiérite, sillimanite, biotite et feldspath potassique dans les pélites (Golberg et Leyreloup 1990). Les séquences marno-gréseuses ont subi les transformations les plus radicales et constituent des ensembles de cornéennes assez massives et systématiquement mises en relief. On y a décrit divers faciès : schistes lustrés séréciteux, fréquents dans le Lias ; cornéennes noires, tachetées ou massives, à biotite ou diopside, qui forment la masse principale et dérivent des séries marneuses albo-aptiennes. Les cornéennes n'affleurent qu'en étroits synclinaux, à Rodome par exemple (Calvet 1996).

3.6.3 Péridotites et brèches associées

La présence de lherzolites à l'affleurement est l'une des caractéristiques originale et principale de la chaîne des Pyrénées. La lherzolite, qui est l'un des constituants principal du manteau supérieur terrestre, est une roche magmatique massive, à forte densité ($d=3,3$), d'un vert aux nuances variables et à croûte d'altération brune à orangée. L'étang de Lers (anciennement Lherz) en Ariège en est la localité type. Depuis leur description (Lacroix 1895), de nombreux travaux (Vielzeuf et Kornprobst 1984; Fabries et al. 1991; Fabries et al. 1998; Clerc 2012) ont précisé les occurrences de péridotites affleurant de l'échelle décamétrique à l'échelle kilométrique au sein des sédiments mésozoïques métamorphisés et plus ou moins bréchifiés de la ZIM, au Nord de la faille nord-pyrénéenne (Illustration 38). Plusieurs types de brèches sont associés aux affleurements de lherzolites (Monod et al. 2014) :

- des brèches marmoréennes massives, mono à polygéniques ;
- des brèches lherzolitiques massives, monogéniques ;
- des brèches calcaro-lherzolitiques, polygéniques.

Dans la partie orientale des Pyrénées, ces lherzolites sont associées à des brèches polymictes composées en particulier de sédiments mésozoïques métamorphisés. Dans la région du pays de Sault, on observe le passage à l'échelle décamétrique de péridotites dépourvues de carbonates à des brèches riches en carbonates avec tous les intermédiaires jusqu'aux ophicalcites (Clerc et al. 2014). Les différents travaux ont par ailleurs montré que l'on observait progressivement le passage d'une déformation ductile (métasédiments mylonitiques) à une déformation avec des faciès bréchiques (Choukroune 1976, Dauteuil 1988) et qu'il existait un passage progressif de brèches monomictes à des brèches polymictes. Certains éléments de brèches sont par ailleurs déformés et métamorphisés à haute température ($> 600^{\circ}\text{C}$) (Golberg et Leyreloup 1990, Clerc 2012).

Deux modèles de mise en place des Lherzolites s'opposent sur l'exhumation ou non du manteau à l'Albien. Les récents travaux (Lagabrielle et Bodinier 2008; Lagabrielle et al. 2010) montrent que les Lherzolites sont exhumées à l'Albien pendant la formation des fossés flysch, à la suite d'un amincissement extrême de la croûte, en lien avec une tectonique de détachement. Les travaux anciens montrent quant à eux que les Lherzolites se mettent en place au fond des fossés flysch sous les sédiments mésozoïques métamorphisés, dans un rift modérément élargi et progressivement enfouis sous les flyschs nord-pyrénéens, puis sont exhumées à la suite de l'inversion structurale fini-crétacé (e.g. Fabriès et al. 2001). La réalisation des coupes géologiques et du modèle 3D devront permettre d'apporter des éléments en faveur d'un modèle ou de l'autre.

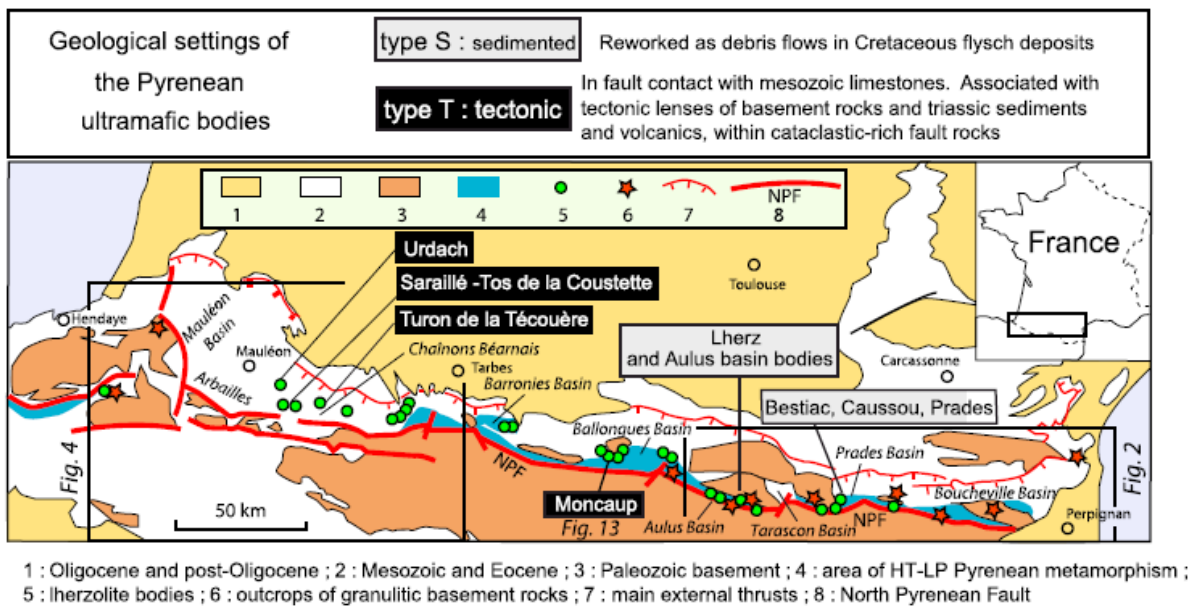


Illustration 38 : Localisation des fragments de roches ultramafiques dans les Pyrénées (Lagabrielle et al. 2010)

3.7 DEFORMATIONS ET METAMORPHISME

3.7.1 Déformation et métamorphisme hercyniens

Dans les Pyrénées, l'orogénèse hercynienne entre 300-330 Ma se caractérise par un événement thermique important marqué à la fois par la mise en place d'un important plutonisme calco-alcalin et peralumineux (dont les plutons de Querigut et Millas) et d'un métamorphisme régional de type HT-BP. Deux niveaux structuraux sont classiquement distingués : un niveau structural inférieur que l'on observe dans les dômes des métasédiments et orthogneiss d'âge néoproterozoïque terminal à paléozoïque inférieur affectés par un métamorphisme de moyen à haut degré et un niveau structural supérieur constitué de métasédiments paléozoïques moins métamorphiques.

Zone axiale

Au Sud du Pays de Sault, deux épisodes de déformations sont reconnus (Denele et al. 2009 ; Illustration 39). Le premier épisode entre 320 et 315 Ma est responsable du métamorphisme de HT-BP associé à des directions d'étirement N-S à NE-SW, correspondant globalement à une convergence N-S. Le second épisode entre 315 et 305 Ma, se caractérise dans un premier

temps par des cisaillements plats de direction E-W à N120 suivis du plissement E-W des dômes et des métasédiments paléozoïques de la croûte supérieure, dans un contexte globalement transpressif dextre.

A proximité du Pays de Sault, au Sud de la faille nord-pyrénéenne, les sédiments paléozoïques sont déformés : y sont décrits une schistosité pentée de direction globalement EW avec des plis de même direction. Ces métasédiments sont par ailleurs intrudés par le massif de Quérigut daté à 307 Ma qui développe dans l'encaissant un métamorphisme de contact.

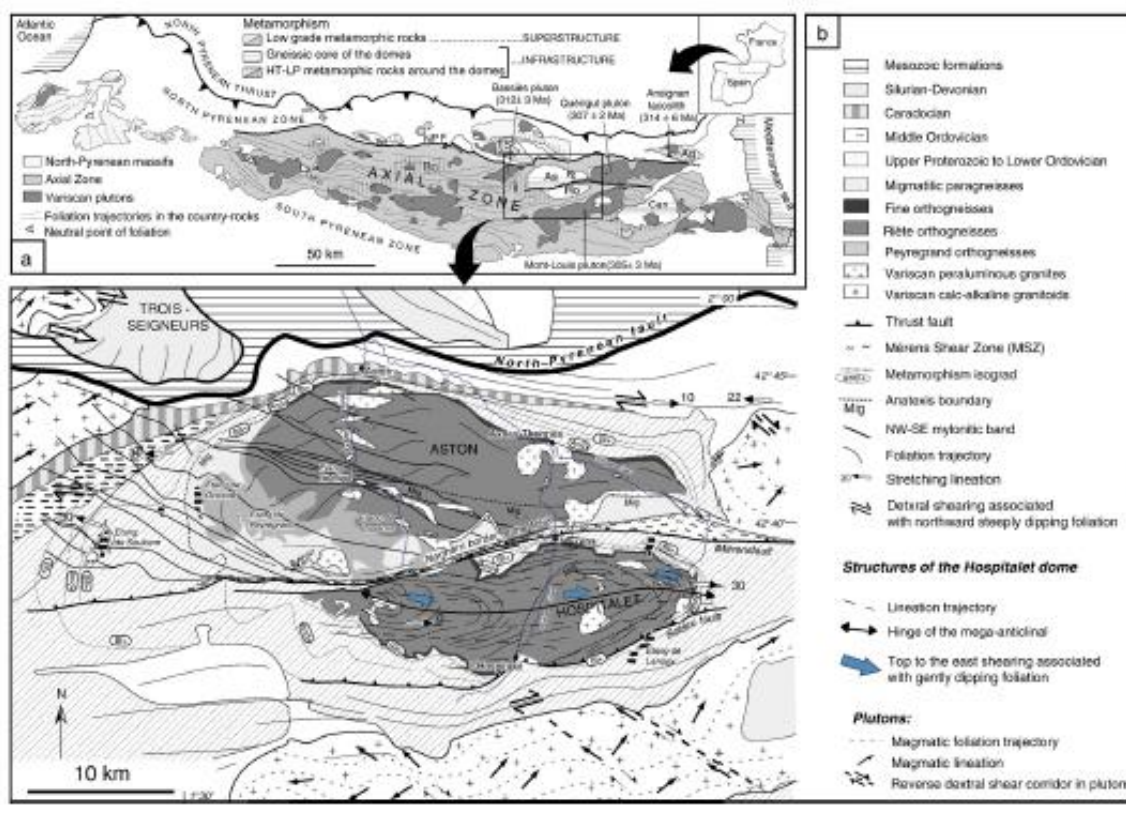


Illustration 39 : Schéma structural de la zone axiale au Sud du Pays de Sault (Denele et al. 2009)

Massifs nord-Pyrénéens

Dans la partie orientale des Pyrénées, les massifs nord-pyrénéens (Saint-Barthélémy, Bessède, Salvezine, Agly) sont affectés par deux événements tectono-métamorphiques séparés d'environ 200 Ma : l'orogénèse hercynienne entre 300-330 Ma et l'orogénèse pyrénéenne. La distinction entre ces deux épisodes a fait l'objet de nombreux débats (Barnolas et al. 1996). En particulier dans le massif de Bessède, cette distinction n'est pas documentée. Seule est distinguée la déformation crétacée (Dauteuil 1988). Néanmoins la comparaison avec les massifs de l'Agly et du Saint-Barthélémy apporte un éclairage.

Le massif du Saint-Barthélémy (également dénommé massif de Tabe) est constitué de plusieurs unités. Ce sont de bas en haut :

- au Sud du massif, un ensemble de paragneiss contenant des lentilles d'amphibolites, métamorphisé dans les conditions du métamorphisme granulitique (Zwart 1954 ; Vielzeuf 1984) vers 310 ± 25 Ma (Delaperrière et al. 1994). Des âges similaires ont été obtenus sur les roches granulitiques du massif de l'Agly (Postaire 1983; Respaut et Lancelot 1983) ;

- une zone mylonitique contenant des intercalations de marbres, de granitoïdes et d'amphibolites dont l'âge est estimé à 300 ± 7 Ma (Delaperrière et al. 1994). Une zone mylonitique entre socle granulitique et couverture paléozoïque est également documentée dans le massif de l'Agly ; elle est interprétée comme une zone extensive hercynienne ((Bouhallier et al. 1991) ;
- un ensemble de micaschistes cambro-ordoviciens avec à la base des migmatites recoupés par des leucogranites et pegmatites ;
- une série sédimentaire faiblement métamorphique (flysch carbonifère, calcaire dévonien, schistes noirs siluriens).

Dans l'ensemble du massif du Saint-Barthélemy, la foliation est à pendage nord ($20-30^\circ$). Elle est recoupée par la bande mylonitique qui est interprétée initialement comme une faille normale ductile à pendage sud, basculée vers le Nord au cours des événements alpins (Passchier 1984; de Saint Blanquat 1989).

3.7.2 Déformation et métamorphisme alpins

Dans le Pays de Sault, les déformations associées à l'orogénèse alpine peuvent être scindées schématiquement en deux épisodes liés d'une part à l'amincissement et la formation du bassin sédimentaire et d'autre part la compression et l'inversion du bassin. Cependant, le métamorphisme et la déformation s'inscrivent davantage dans un continuum. Les relations entre les épisodes de déformation et le métamorphisme sont encore débattues.

Le métamorphisme

Une des caractéristiques principales de la zone nord-pyrénéenne est la présence d'une zone interne métamorphique (ZIM) affectant les sédiments mésozoïques mais également les fragments de socle hercynien, au Nord de la faille nord-pyrénéenne (Illustration 40). Ce métamorphisme décrit de longue date (Lacroix 1895; Ravier 1959; Meurisse 1970; Azambre et al. 1971; Choukroune 1976; Debroas 1976; Ravier et Thiebaut 1982; Bernus-Maury 1984; Golberg et al. 1986; Golberg et al. 1986; Golberg et Leyreloup 1990) et connu à l'échelle pyrénéenne est de type basse pression (3-4 kbar), haute température ($500-600^\circ\text{C}$). L'interprétation de ce métamorphisme a évolué au fil du temps : métamorphisme de contact (Lacroix 1895), d'enfouissement (Ravier 1959), fort gradient métamorphique lié à l'amincissement crustal (Golberg et Leyreloup 1990). Les zones les plus intensément métamorphiques sont localisées à proximité des fragments de roches mantelliques (Lagabrielle et al. 2010). Le gradient métamorphique est variable à l'échelle des Pyrénées. Dans certains bassins de la zone nord-pyrénéenne, le gradient est continu (Goujou et al. 1988; Azambre et al. 1991). On observe le passage progressif de la diagenèse jusqu'au faciès des amphibolites.

Dans les métasédiments mésozoïques du Pays de Sault, le métamorphisme est discontinu en raison des déformations ultérieures attestées par la présence de failles (Golberg et Leyreloup 1990). Les températures maximales enregistrées sont supérieures à 550°C . Selon Golberg et Leyreloup (1990), les paragenèses de plus forte température présentent des caractéristiques anté à synkinématiques.

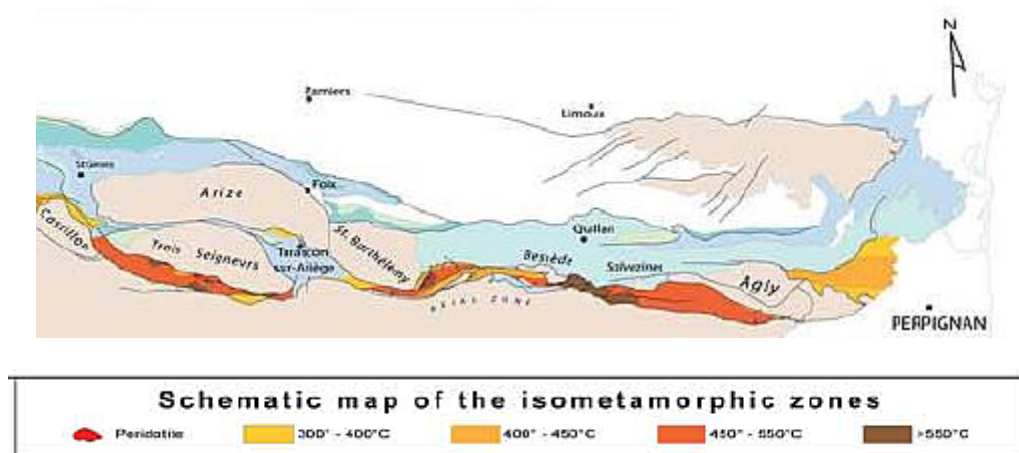


Illustration 40 : Carte des zones isométamorphiques dans les Pyrénées (Clerc 2012)

Ce métamorphisme est daté du Turonien entre 95 et 89 Ma (Golberg et Maluski 1988; Debroas 1992). Les relations du métamorphisme sont discutées. Pour les uns, le métamorphisme HT-BP est associé à la déformation S1 décrite par Choukroune (1976) et (Golberg et Maluski 1988). Les travaux pétrologiques et thermobarométriques dans les métasédiments du pays de Sault ont montré que le climax métamorphique est atteint antérieurement à la déformation S1. Les assemblages syncinématiques sont synchrones du refroidissement (Golberg et Leyreloup 1990).

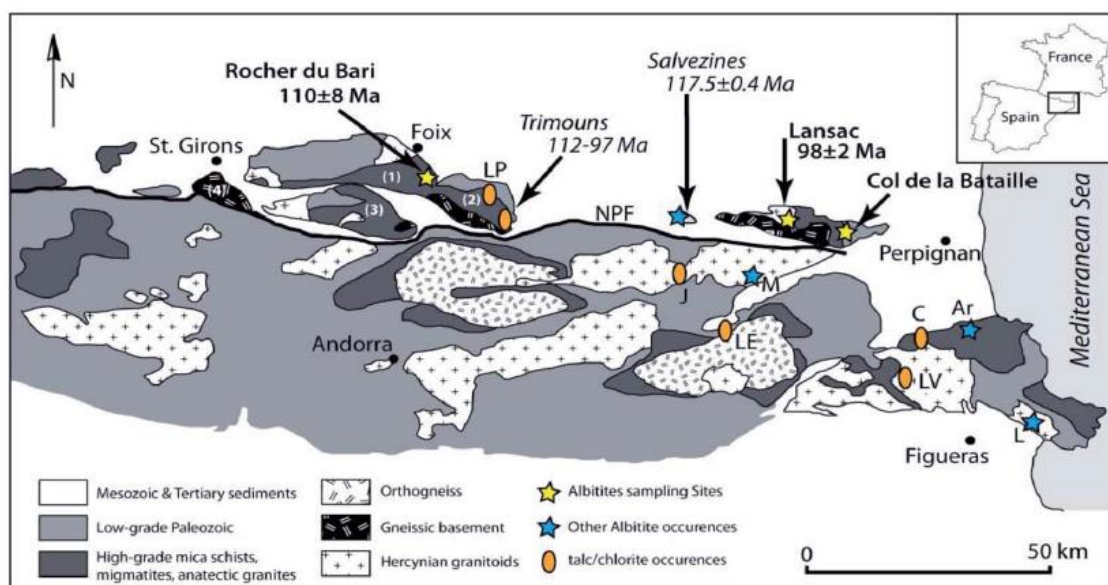


Illustration 41 : Carte géologique simplifiée des Pyrénées orientales avec localisation des roches albitisées et des assemblages à talc (Fallourd et al. 2014).

Une activité hydrothermale accompagne ce métamorphisme. Elle est reconnue avec le métasomatisme à talc-chlorite (Moine et al. 1989 ; Schärer et al. 1999 ; Boulvais et al. 2006), le métasomatisme sodique (Boulvais et al. 2007; Poujol et al. 2010), le métasomatisme sodi-calcique (Fallourd et al. 2014) et la serpentinitisation et décarbonatation des péridotites (Clerc et al. 2013) (Illustration 41). Pendant l'Albo-Cénomanién (113-94 Ma), la propagation de l'anomalie thermique à faible profondeur génère un métamorphisme BP-HT (Albarede et Michard-Vitrac 1978; Golberg et Leyreloup 1990). Une faible activité magmatique albitique

(Montigny et al. 1986) est reconnue et a été datée à 101 ± 2 Ma (Pin et al. 2001; Pin et al. 2006). Ce métasomatisme albitique affecte paragneiss et orthogneiss paléozoïques à des conditions P-T de l'ordre de 350-450°C et 2-1.5 kbar ; il est daté à 117.5 ± 5 Ma à Salvezines (Boulvais et al. 2007). Ce métasomatisme avec circulation de fluides, affectant principalement le socle paléozoïque, est associé à l'anomalie thermique au cours de l'amincissement crustal.

L'ensemble des données suggère que les processus métamorphiques (métasomatisme et métamorphisme de type BP-HT) résultent d'un même événement thermique (albo-coniacien) qui débute dans le socle et se poursuit dans le bassin sédimentaire mésozoïque. L'anomalie thermique liée à l'amincissement crustal se propage durant les épisodes de déformation associés au raccourcissement du bassin.

Le métamorphisme est également associé à un magmatisme alcalin intrusif sous-saturé d'âge crétacé, qui affecte l'ensemble des terrains des Pyrénées du manteau lherzolitique au flysch.

Structures associées à l'amincissement

Les structures associées à l'amincissement sont peu documentées dans le Pays de Sault. Les structures extensives les plus significatives sont observées dans le massif de Bessède. Les contacts entre le socle et ses couvertures paléozoïques et mésozoïques sont caractérisés par des réductions de séries (contacts soustractifs) causées par des décollements (Dauteuil 1988). De tels contacts existent également dans le massif de l'Agly, où des marbres mésozoïques déformés et métamorphisés montrent une cinématique extensive (Vauchez et al. 2013).

Dans les formations de bassin du Pays de Sault, ces structures n'ont pas été décrites. Plus à l'Ouest dans les Pyrénées occidentales, les fragments de roches mantelliques d'échelle hectométrique à kilométrique et les fragments tectoniques de socle sont associés à des sédiments triasiques fortement déformés. Les sédiments triasiques sont en contact tectonique avec des sédiments du Jurassique et du Crétacé inférieur affectés par le métamorphisme. Ils sont recouverts en discordance par les flyschs albo-cénomaniens (Lagabrielle et Bodinier 2008; Lagabrielle et al. 2010). Selon ces auteurs, ces décollements tectoniques et gravitaires permettent l'exhumation des roches mantelliques puis le glissement gravitaire de la couverture mésozoïque. Dans les Pyrénées centrales et orientales, ces structures n'ont pas été caractérisées.

Si les structures sont difficilement observables, des fragments de roches mantelliques d'échelle millimétrique à hectométrique s'observent au sein de brèches monogéniques ou polygéniques. On observe par ailleurs un continuum entre les sédiments affectés par une déformation ductile et les brèches tectoniques (Choukroune 1976 ; Dauteuil 1988), ce qui suggère une déformation progressive depuis la déformation ductile jusqu'à la déformation cassante avec bréchification et remobilisation des sédiments en relation avec le développement du bassin (extension) sous des conditions métamorphiques de type BP-HT associées à une intense activité hydrothermale (Lagabrielle et al. 2010). Ces mêmes auteurs associent ce métamorphisme au premier épisode de déformation caractérisé par une foliation S1, décrit par Choukroune (1976) et Meurisse (1973), contrairement à Golberg et Leyreloup (1990).

Structures associées à l'inversion du bassin

Dans la partie orientale de la zone nord-pyrénéenne, différents travaux ont permis d'établir une succession de phases de déformation associées à l'orogénèse alpine (Choukroune et Meurisse 1970; Meurisse 1970; Choukroune 1976). Trois phases y sont distinguées. Les deux premières phases correspondent à des plissements, la troisième à une déformation cassante. Selon Choukroune (1976), les phases de déformation 1 et 2 sont post-cénomano-turonien :

- la première phase de déformation est caractérisée par une schistosité S1, plan axial de plis isoclinaux. Elle est essentiellement visible au Sud des massifs nord-pyrénéens entre Bessède et l'Agly mais on l'observe également dans le bassin cénomanien d'Axat où les structures 1 sont replissées (Meurisse 1970). A l'échelle cartographique, elle se caractérise en particulier par des plis qui se disposent en éventail et qui sont tronqués à la fois par la faille nord-pyrénéenne et par la faille bordière des massifs nord-pyrénéens de l'Agly et de Bessède (Meurisse 1970 ; Choukroune 1976) (Illustration 42) ;

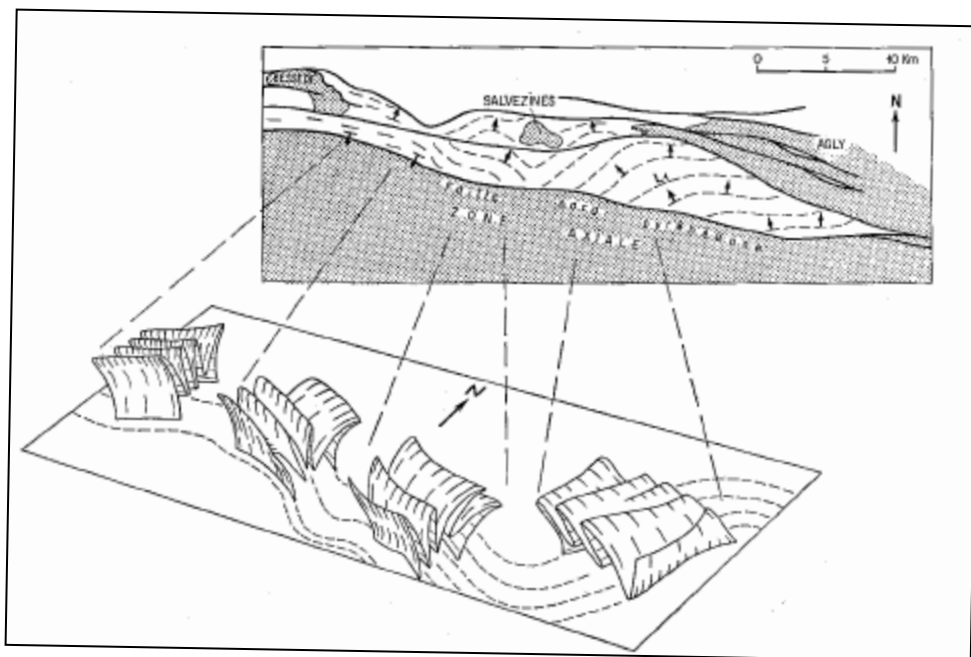


Illustration 42 : Carte des linéations dans le synclinal de Boucheville. Le bloc-diagramme illustre l'allure reconstituée des plissements 1 (Choukroune 1976).

- la deuxième phase de déformation est bien visible dans l'ensemble de la zone nord-pyrénéenne. Elle replisse les structures 1. Ces plis 2 ont généralement un plan axial vertical ou fortement penté. Au Sud des massifs nord-pyrénéens, lorsque ces plis affectent les flancs inverses des plis 1, ils forment de « faux anticlinaux et synclinaux ». Tout comme les plis 1, ils sont tronqués par la faille nord pyrénéenne et la faille qui borde ces massifs (Meurisse 1970 ; Illustration 43 et Illustration 45). Ce constat est partagé par Golberg et Leyreloup (1990) au Sud de Salvezines (Illustration 44) ;

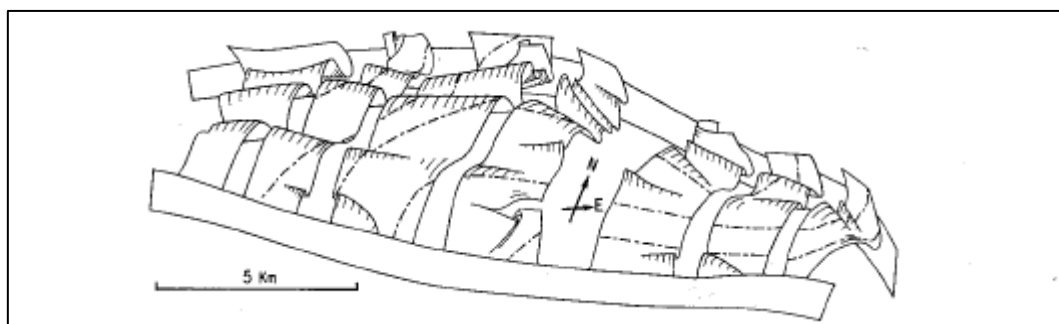


Illustration 43 : Allure du plissement 2 affectant S1 dans l'ensemble du synclinal de Boucheville (Choukroune 1976).

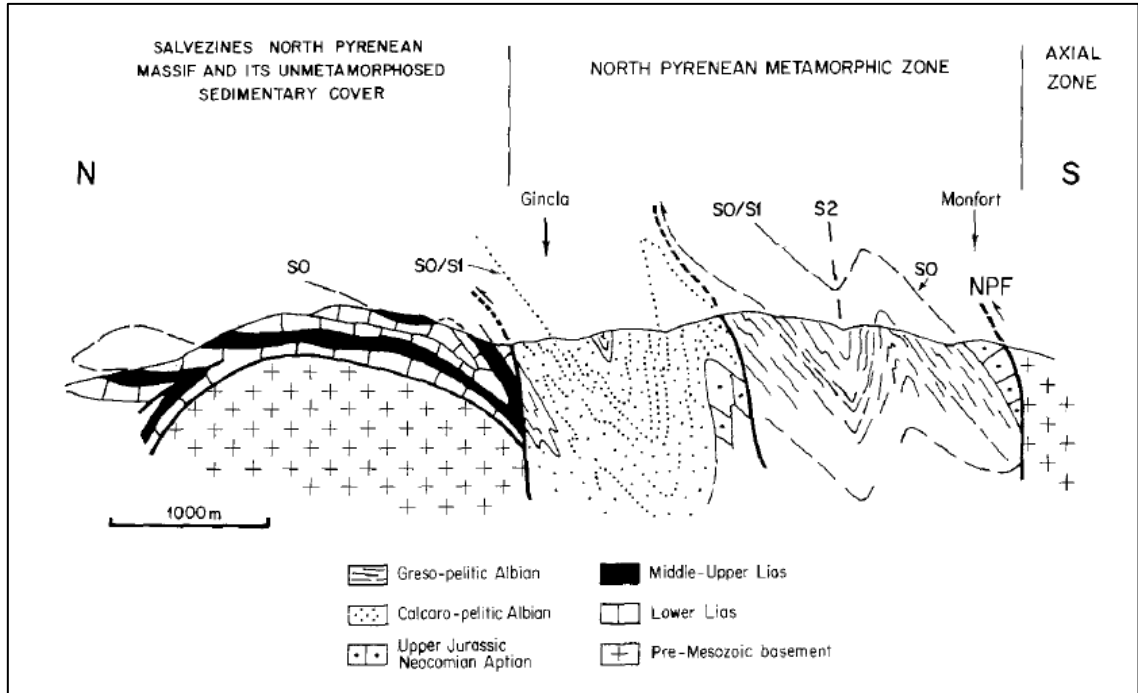


Illustration 44 : Coupe montrant les relations S1/S2 et de la faille nord-pyrénéenne au Sud de Salvezines (Golberg et Leyreloup 1990).

- au Nord des massifs nord-pyrénéens (zone commingeoise), cette deuxième phase de déformation est peu documentée par Meurisse (1970). Il y voit de grands plis E-W postérieurs à des plis NW-SE à WNW-ESE, bien visibles dans le bassin de Quillan mais qu'il n'attribue pas clairement aux phases 1 et 2. Cependant, l'ensemble des auteurs (Marty 1976 ; Bousquet 1975) s'accorde pour dessiner des plis cylindriques, à plan axial subvertical ou déversé vers le Nord (Illustration 22, Illustration 24), associé à une schistosité (Soulé et al. 1996 ; Illustration 25, Illustration 26) correspondant vraisemblablement à la phase 2. Ces plis sont tronqués par les failles et écaillages qui leur sont donc postérieurs.

La phase 3 est caractérisée par la présence de zones cisailées, de failles inverses, de kinks (sorte de pli en chevron). Lorsque leur densité s'accroît, elles désorganisent les structures antérieures (1 et 2 ; Choukroune 1976). Sur la faille nord-pyrénéenne et la faille bordière des massifs nord-pyrénéens, des stries indiquent des mouvements en décrochement. Cependant, selon Meurisse (1973), rien ne prouve que ces failles n'aient pas fonctionné de manière différente à un autre moment. Cette phase 3 est vraisemblablement à mettre en parallèle avec les failles inverses à vergence nord qui délimitent les écaillages de la zone commingeoise.

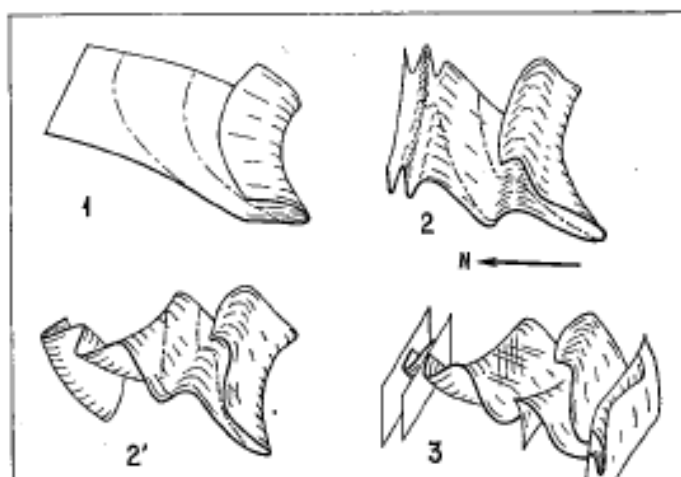


Illustration 45 : Résumé des successions des différentes phases de déformation (Choukroune 1976).

Le cas des brèches

La présence de brèches polygéniques et d'ophicalcites² dans la zone nord-pyrénéenne a été notée de longue date dans les formations de bassins en particulier à proximité des fragments de roches mantelliques (Longchambon 1913).

Dans le Pays de Sault, les brèches ont été étudiées par Dauteuil en 1987 (Illustration 46). Au Sud de Bessède et à Cortalpic, il s'agit de brèches au sein des marbres avec tous les intermédiaires entre les marbres sains et les brèches à éléments de marbres. A La Pinouse, les brèches sont associées à des fragments de roches mantelliques. Là encore, on observe tous les intermédiaires entre péridotites et brèches à éléments de péridotites. Ces brèches sont interprétées par Dauteuil comme des brèches hydrauliques se mettant en place au cours du refroidissement métamorphique et liées à la circulation de fluides le long des failles.

Ces travaux ont récemment été complétés par ceux de Clerc et al. (2014) à Bestiac, Causou et Urs. Les clastes de roches ultramafiques ne présentent pas ou peu de serpentinisation et les marbres sont constitués d'assemblages métamorphiques de type BP-HT. Le caractère polymictique avec des marbres et des fragments ultramafiques en proportion variable des brèches à veine de calcite, et les figures sédimentaires observées démontrent que ces ophicalcites ont une origine sédimentaire. Elles sont associées à des circulations de fluides au cours de la sédimentation ou au début de la diagenèse et se mettent en place postérieurement à l'exhumation des roches mantelliques (Clerc et al. 2014). Par comparaison, les travaux récents ont montré que les ophicalcites des Pyrénées occidentales correspondaient à des brèches tectoniques issues de l'activité hydrothermale chaude à relativement forte profondeur. Cette distinction est interprétée par le degré de serpentinisation (faible à l'Est), les variations des anomalies thermiques et la vitesse et les modalités de l'exhumation du manteau sous-continentale pendant l'amincissement crustal (Illustration 47).

² Les ophicalcites sont des brèches issues de péridotites dont le ciment est constitué de carbonates.

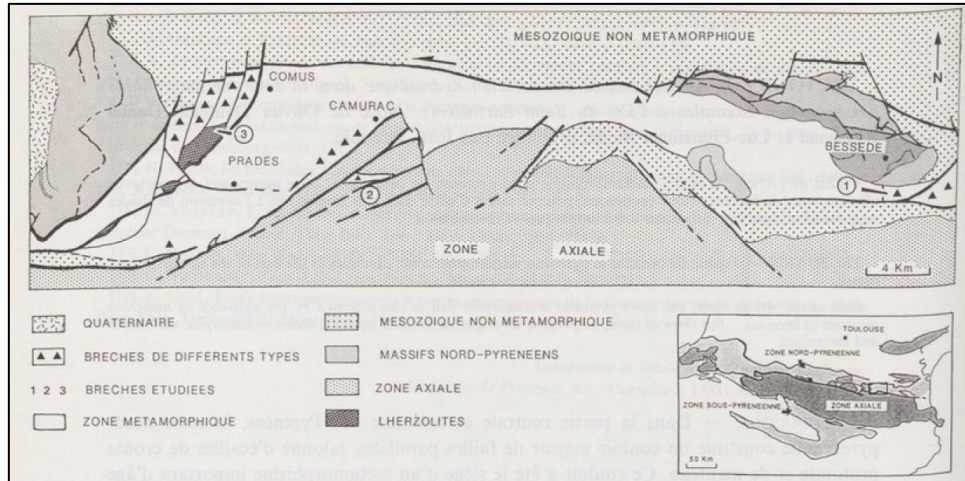


Illustration 46 : Localisation des brèches étudiées par Dauteuil (1987) dans le Pays de Sault.

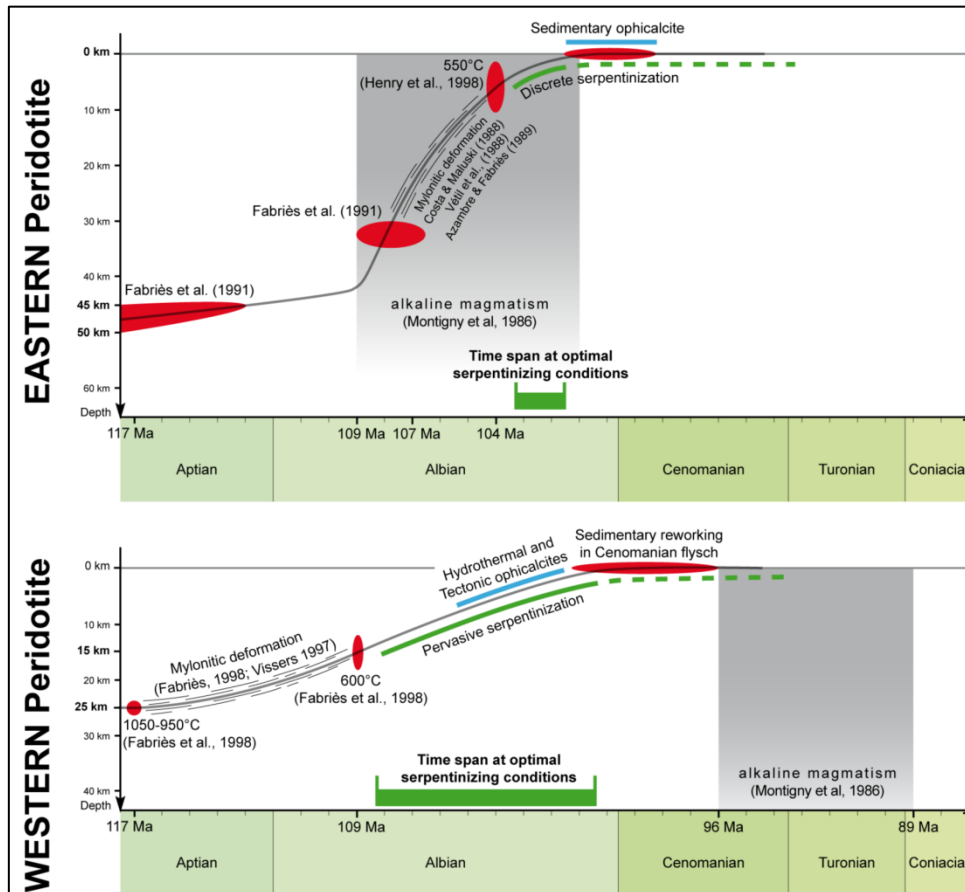


Illustration 47 : Schéma présentant les différentes étapes de l'exhumation des péridotites (Clerc 2012).

Résumé de l'histoire tectono-métamorphique alpine

La succession des évènements tectono-métamorphiques de la zone axiale fait encore débat. On peut néanmoins souligner les points suivants :

- à l'échelle de la chaîne, l'anomalie thermique au Crétacé moyen est liée à l'amincissement crustal. Les premiers évènements sont enregistrés dans le socle avec le métasomatisme

sodique et sodi-calcique et les minéralisations à talc. A proximité du Pays de Sault, ces événements ont lieu entre 117-98 Ma ;

- le métamorphisme HT-BP est daté entre 100-86 Ma, il résulte de l'anomalie thermique. Il affecte les sédiments mésozoïques et le socle hercynien ;
- un premier épisode de déformation se caractérise par des plis isoclinaux couchés dans les sédiments mésozoïques. Au contact, socle paléozoïque-couverture mésozoïque, la déformation mylonitique indique une cinématique extensive. Il débute peu de temps après le pic métamorphique ;
- un deuxième épisode est responsable du plissement généralisé. Il s'inscrit dans une cinématique globale transcurrente sénestre. L'activité hydrothermale se poursuit et génère une bréchification ;
- enfin, le troisième épisode provoque failles normales et écaillages à vergence nord.

3.8 PERIODES DE KARSTIFICATION

Les séries carbonatées paléozoïques vont présenter un métamorphisme général et également une structuration importante qui va générer une fracturation très forte. Ces événements ont comme conséquence la genèse de réservoirs carbonatés paléozoïques significatifs, avec une assez bonne perméabilité de fracture, situés à des profondeurs importantes, capables d'être les réservoirs susceptibles de stocker la ressource en eaux géothermales (Aunay et al. 2003).

Dans la région du Mouthoumet s'installent des régimes de sédimentation de plate-forme carbonatée au Dévonien et au Carbonifère inférieur. L'ensemble de la série paléozoïque va être soumis à un métamorphisme important lors de l'orogénèse hercynienne. Ce métamorphisme s'accompagne de l'apparition de schistosités fréquentes, et d'une structuration polyphasée en plis et nappes superposées, rendant l'approche géométrique difficile.

A la différence des séries paléozoïques qui vont subir les deux orogénèses hercyniennes et pyrénéenne, les séries mésozoïques de la ZNP, essentiellement argilo-carbonatées ne vont subir que les déformations verticales et tangentielles des phases alpines. Les niveaux de transferts d'énergie correspondent aux séries triasiques argilo-sulfatées, aux séries argileuses du Lias ou celles de la fin du Crétacé inférieur.

Au cours du Mésozoïque, l'eustatisme général évolue dans un système globalement transgressif depuis zéro mètre NGF au Trias, jusqu'à environ 220 m pour le Crétacé supérieur et dans un système globalement régressif depuis 220 mètres au Crétacé supérieur à zéro mètre NGF à l'actuel.

L'élément important dans cette configuration mésozoïque est l'apparition de phénomènes karstiques dès l'émersion de la chaîne au Crétacé supérieur, pilotés pour l'essentiel par le niveau fluvial local lui-même connecté avec le niveau de base marin global.

La karstification va perdurer jusqu'à l'actuel dans des systèmes polyphasés avec une augmentation importante du potentiel karstifiable théorique depuis le Crétacé supérieur (eustatisme décroissant de +220 m à - 120 m NGF). Le maximum de chute eustatique est enregistré pour le maximum glaciaire vers -120 m NGF. Sur la façade méditerranéenne occidentale, ce maximum de chute du niveau marin est atteint lors de la crise de salinité du Messinien avec une chute du niveau marin à -1500 m NGF (Aunay et al. 2003).

3.9 GEOMORPHOLOGIE

La morphologie du pays de Sault est marquée par des surfaces d'érosion, un réseau de vallées encaissées et des modelés karstiques très développés (Illustration 48).

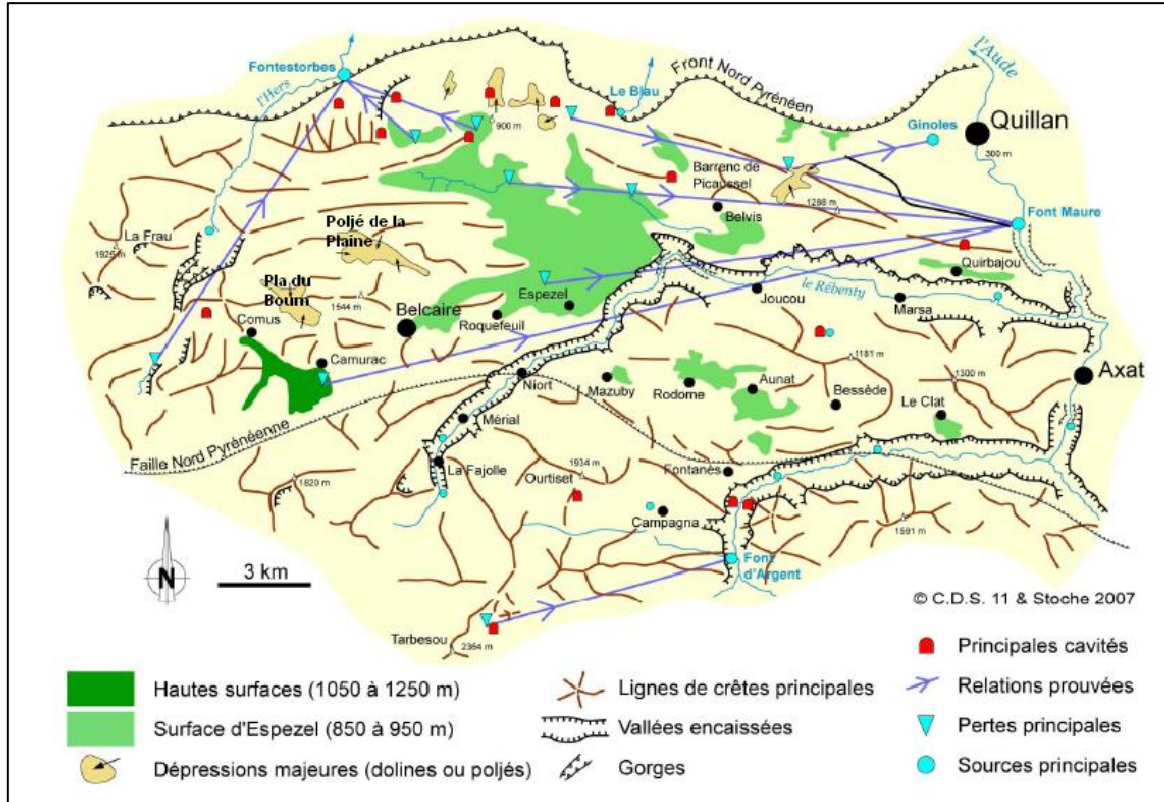


Illustration 48 : Carte géomorphologique du pays de Sault (Moreno et Bès 2007)

3.9.1 Surfaces planes et surfaces d'érosion

La surface ou plateau d'Espezel culmine à une altitude comprise entre 860 et 910 m et correspond à une nappe alluviale déposée par le paléo-Rébenty (Calvet 1996). Elle domine de plus de 200 m le cours actuel du Rébenty (Illustration 51). Elle forme un long replat, s'étendant sur plusieurs kilomètres à proximité du village d'Espezel et présente dans sa partie occidentale un modelé de type poljé. La surface d'Espezel se prolonge en rive droite du Rébenty comme le montrent plusieurs aplanissements de même altitude (Illustration 48 et Illustration 49).

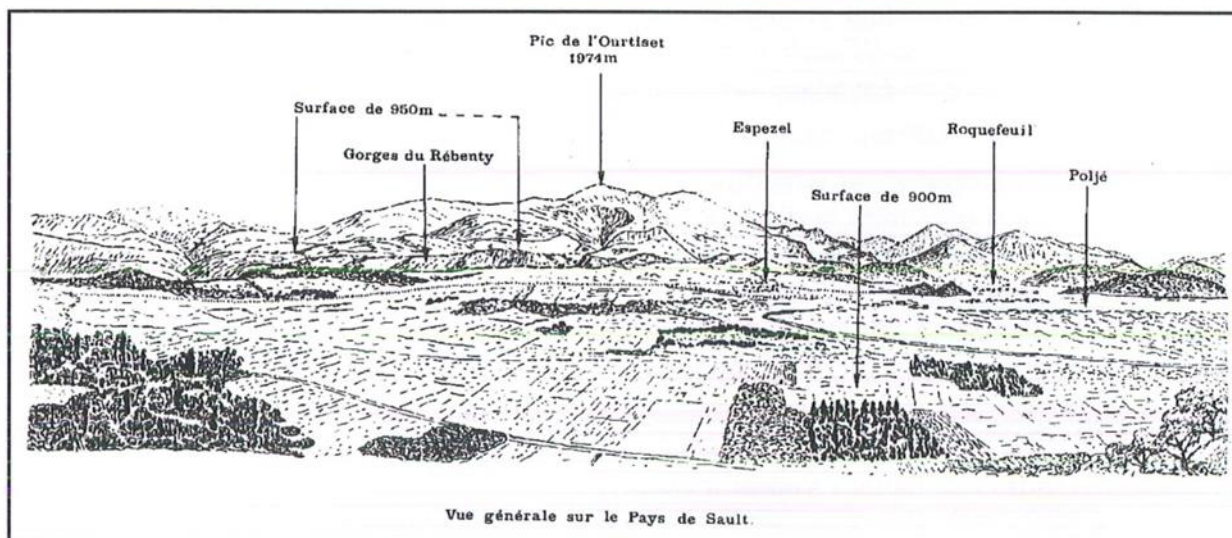


Illustration 49 : Vue générale N-S sur le Pays de Sault (Aunay et al. 2003)

Le plateau était drainé par une série de vallées dirigées vers le Nord : vallée de la Jasse, vallée du Rébounédou vers Puivert, vallée de Malayrède vers l'Escale, vallée de Coudons (Illustration 50) formant aujourd'hui des vallées mortes à méandres. Certaines de ces vallées sont encore très nettes avec une pente régulière ; d'autres, au contraire, ont évolué en vallées dolinaires. Elles se terminent toutes en hauteur et sont suspendues ; ces caractéristiques sont particulièrement visibles au-dessus de l'Escale, pour la vallée du Malayrède. Le poljé d'Espezel aurait évolué par la suite en bassin fermé, l'écoulement s'effectuant alors souterrainement vers l'exutoire désormais temporaire du Blau, au Nord.

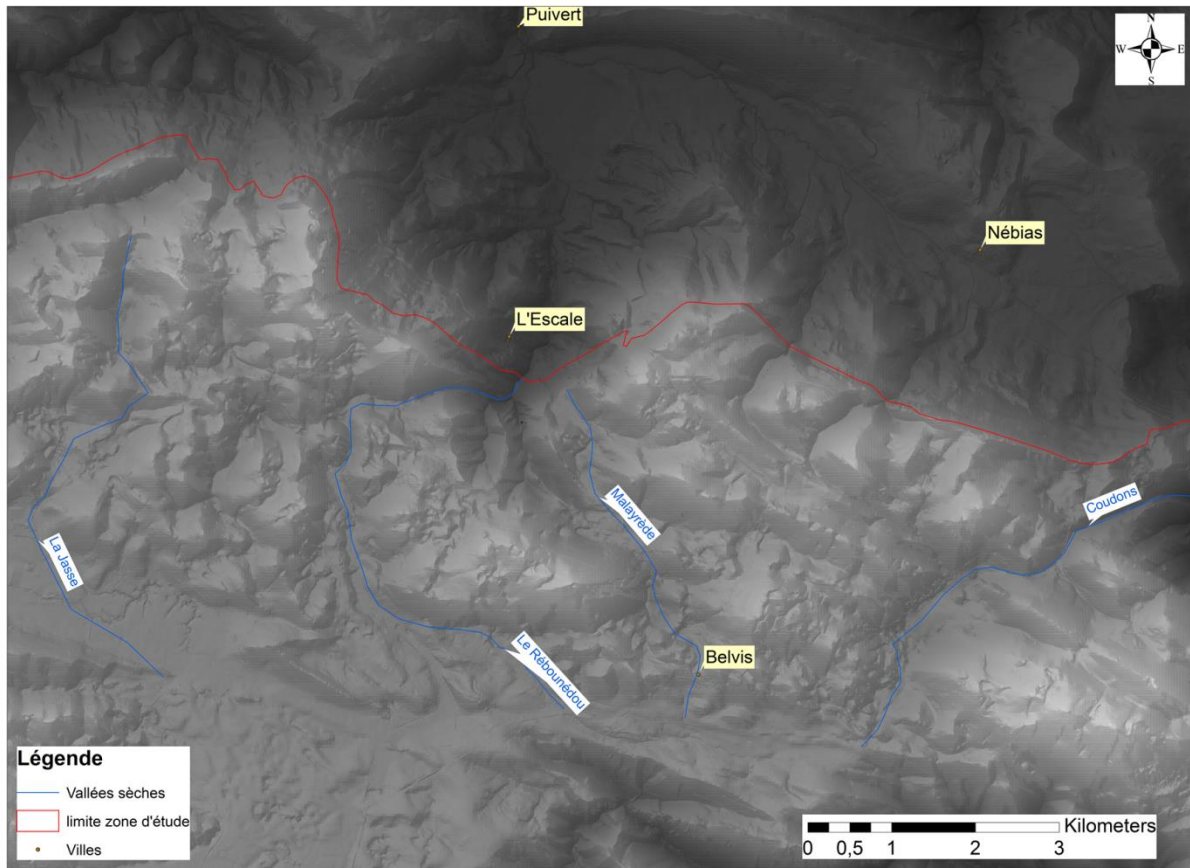


Illustration 50 : Localisation des vallées sèches subméridiennes

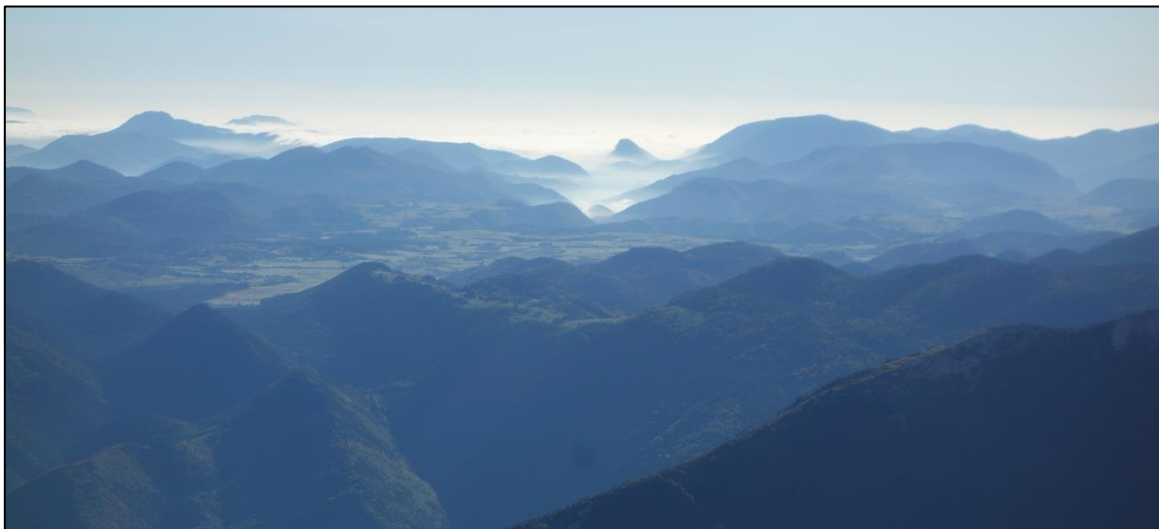


Illustration 51 : La surface d'Espezel et les gorges du Rébenty vues depuis l'Ouest (BRGM, Monod 2014).

D'autres grandes dépressions fermées à plancher plat s'observent à l'Ouest d'Espezel. La surface d'érosion du bassin du Pla du Boum et de Camurac (Illustration 48 et Illustration 52), vers l'Ouest du Pays de Sault est comprise entre 1 050 et 1 250 mètres. Cette surface tronque

la plupart des sommets de la zone nord-pyrénéenne laissant en relief des massifs calcaires. Des galets de quartz parfois volumineux y sont rencontrés, ils marquent les restes d'un ancien réseau fluvial dont le tracé est difficilement identifiable aujourd'hui. D'autres surfaces sont observées, il s'agit des surfaces de la Plaine à 950 m d'altitude et de Coudons à 850 m d'altitude, celle-ci au Nord-Est d'Espezel (Lagasque 1963). La surface d'érosion de la Frau et le réseau de la Caournau à 1700 m d'altitude indiquent l'action d'une érosion ayant modelé un relief avec des vallées amples. La chronologie de ces formes indique une érosion de surface avec formation de vallées, puis la création ou l'approfondissement de la vallée nord-sud correspondant à la vallée de l'Hers actuel et le début d'un potentiel de karstification (Aunay et al. 2003). Les différentes altitudes des surfaces évoquent l'existence de deux niveaux d'érosion ou d'un seul niveau décalé par des failles.

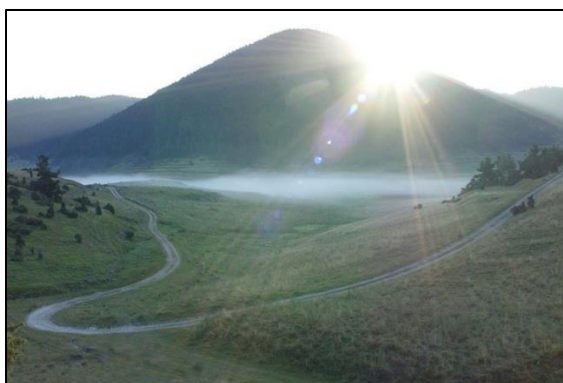


Illustration 52 : Photographie du Pla du Boum (Belcaire-Pyrénées.com).

3.9.2 Incisions fluviales

Les reliefs et les surfaces d'aplanissement sont découpés par des canyons, résultats de la puissante incision conduite par les cours d'eau principaux de la région que sont l'Aude, le Rébenty et l'Hers (Illustration 53). Si l'Aude et l'Hers ont gardé un tracé subméridien, la bifurcation vers l'Est du Rébenty au niveau du village de Joucou (Illustration 48) reste inconnue. Les sédiments fluvio-torrentiels du paléo-Rébenty déposés sur la surface d'Espezel au Plio-Quaternaire, soit 5 à 6 Ma, (Goron 1937) permettent de dater l'âge de début de l'incision pour les trois rivières principales. C'est à partir de cette époque que, sur les plateaux, la karstification a pu devenir le processus dominant par rapport aux écoulements, conduisant au développement des réseaux karstiques souterrains.



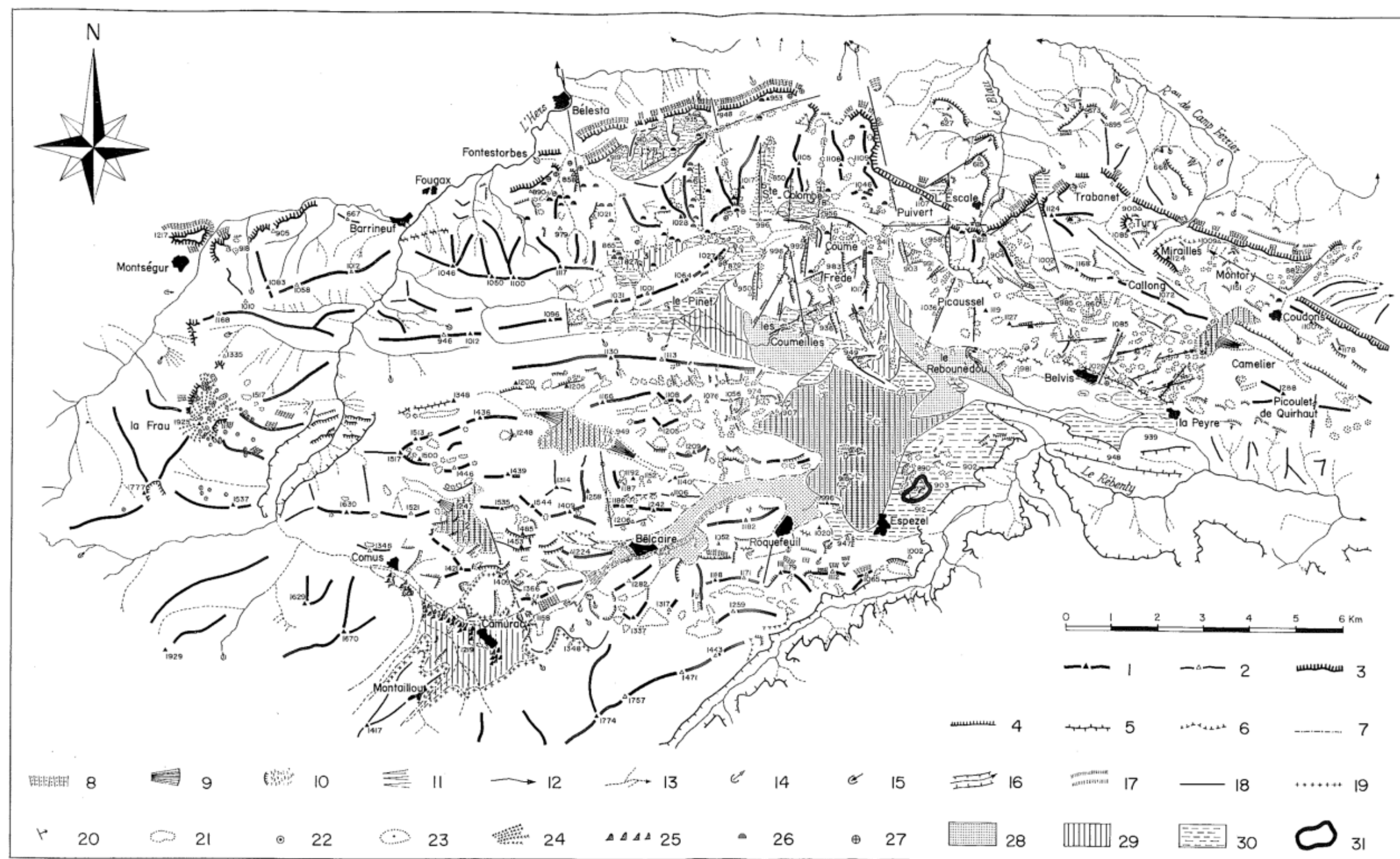
Illustration 53 : Photographie des Gorges de la Frau, vallée de l'Hers (Belcaire-Pyrénées.com).

3.9.3 Morphologies karstiques

Les morphologies karstiques sont très bien développées sur le Plateau de Sault, comme le montre la carte morphologique de Lagasquie réalisée en 1963 (Illustration 54). Les témoins de développement de systèmes karstiques dans le Pays de Sault peuvent être présentés à partir des trois grandes sources drainant la zone :

- le réseau de Fontestorbes, qui apparait comme un holokarst³ de région plissée dont le caractère montagneux est déjà nettement prononcé (Mangin 1978). La source de Fontestorbes correspondrait à l'exutoire du drainage souterrain de l'Hers, ayant abandonné son lit subaérien du fait de la création d'un potentiel de karstification plus en amont. Les courbes hypsographiques (Mangin 1978) mettent en évidence quatre phases morphologiques distinctes :
 - un niveau d'érosion supérieur (vers 1800 m) ;
 - un niveau d'érosion moyen (vers 1100-1200 m) ;
 - un niveau d'érosion inférieur (vers 600-700 m) ;
 - un recreusement très important et brutal à partir de ce dernier niveau, pouvant atteindre plus de 150 m ;
- le réseau de Font Maure qui est le plus étendu d'après les données de tracages disponibles (Illustration 48). La résurgence alimente l'Aude dans les gorges de Pierre-Lys au niveau du trou du Curé ;
- le réseau du Blau, dont la reculée associée à la source constitue la dernière vallée à une altitude inférieure à 700 m dans la partie nord-est du Pays de Sault. Cette reculée et la source qui lui est associée correspondent à l'ancien exutoire du Pays de Sault (Aunay et al. 2003).

³ Holokarst : (terme anglo-saxon) Région où la presque totalité des formes du relief résultent d'une activité karstique. Il existe très peu de cours d'eau et d'écoulement en surface.



Carte morphologique du Plateau de Sault.

1. Ligne de crête principale. — 2. Id. secondaire. — 3. Escarpement de 300 m de commandement ou plus. — 4. Escarpement secondaire. — 5. Crête calcaire. — 6. Rupture de pente. — 7. Base des versants. — 8. Cône d'éboulis. — 9. Cône de déjection torrentiel. — 10. Loupes de solifluction. — 11. Ravinements. — 12. Cours d'eau permanent. — 13. Id. temporaire. — 14. Résurgence. — 15. Perte. — 16. Canyon. — 17. Terrasse alluviale. — 18. Faille ou fracture. — 19. Limite des affleurements du socle primaire. — 20. Pendage. — 21. Dépression fermée. — 22. Puits à neige. — 23. Doline en entonnoir. — 24. Lapiés nivaux. — 25. Grands lapiés de Camurac. — 26. Gouffre. — 27. Grotte. — 28. Fonds alluviaux. — 29. Bas niveau de la Plaine d'Espezet. — 30. Haut niveau de la Plaine d'Espezet (890-880 m). — 31. Zone parsemée de blocs résiduels sur le haut niveau.
- Les chiffres inscrits dans les dépressions karstiques permettent de les identifier : 1. La Plaine. — 2. Pla du Boum. — 3. Le Pastural. — 4. Coudons. — 5. Bois du Clos. — 6. Forêt de Sainte-Colombe. — 7. Clos de Coume-Frède. — 8. Font-Rouge.

Illustration 54 : Carte morphologique du Plateau de Sault (Lagasque 1963)

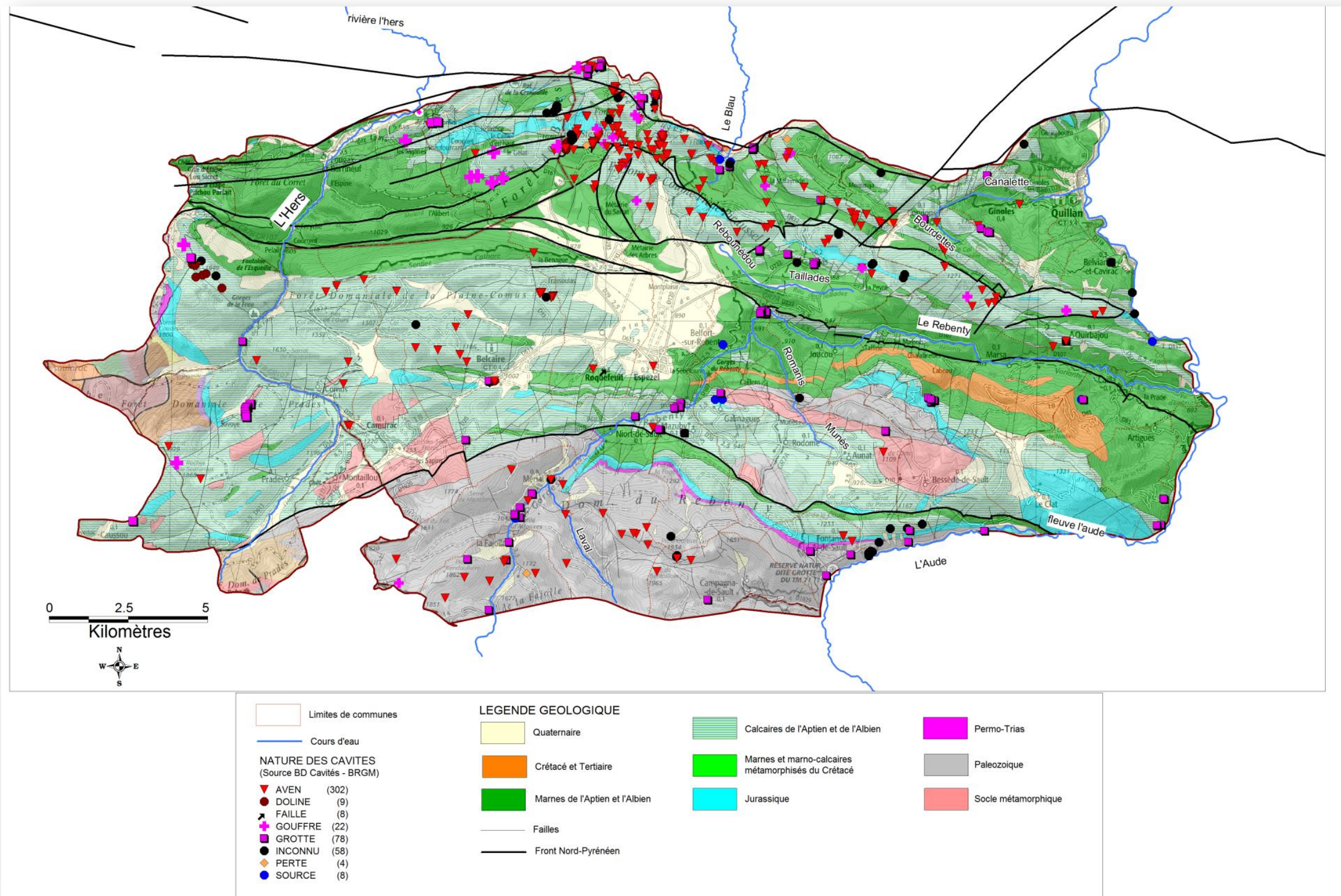


Illustration 55 – Carte des cavités présentes sur le Plateau de Sault (source BD cavités - BRGM)

Cette évolution du fonctionnement karstique est due à l'enfoncement depuis le Tortonien jusqu'à l'actuel des vallées de l'Hers et de l'Aude qui s'est accompagné d'une réorganisation des drainages souterrains. La source du Blau fonctionnerait actuellement comme trop plein du système de Font Maure (Grévelec 1974).

L'illustration 55 présente la carte des cavités recensées dans le cadre des inventaires départementaux. Celles-ci ont été classées par nature ou types de cavités.

3.9.4 Morphologies périglaciaires

La morphologie du Pays de Sault présente des témoins d'actions périglaciaires tels que des grèzes et des tourbières. A quelques kilomètres au Sud de la Fajolle, on retrouve la tourbière de Font Rouge (Illustration 56). De type soligène, elle est alimentée par une source d'eau ferrugineuse. L'eau provenant de la source est acide, avec un ph de 3.9 et présente des teneurs élevées en fer et en cuivre, respectivement 11.7 et 1 mg/l (Fédération-Aude-Claire 2010).



Illustration 56 : Photographie de la tourbière Font Rouge (DREAL Languedoc-Roussillon).

3.10 DONNEES ACQUISES SUR LA ZONE

3.10.1 Etude géophysique

Une étude hydrogéophysique a été réalisée dans le secteur de Ginoles-les-Bains par la Compagnie Méditerranéenne d'Engineering et de Réalisation (CEMER 1995). Trois sondages électriques et 9 trainées de résistivité répartis sur 3 profils ont été effectués et sont localisés sur l'illustration 57.

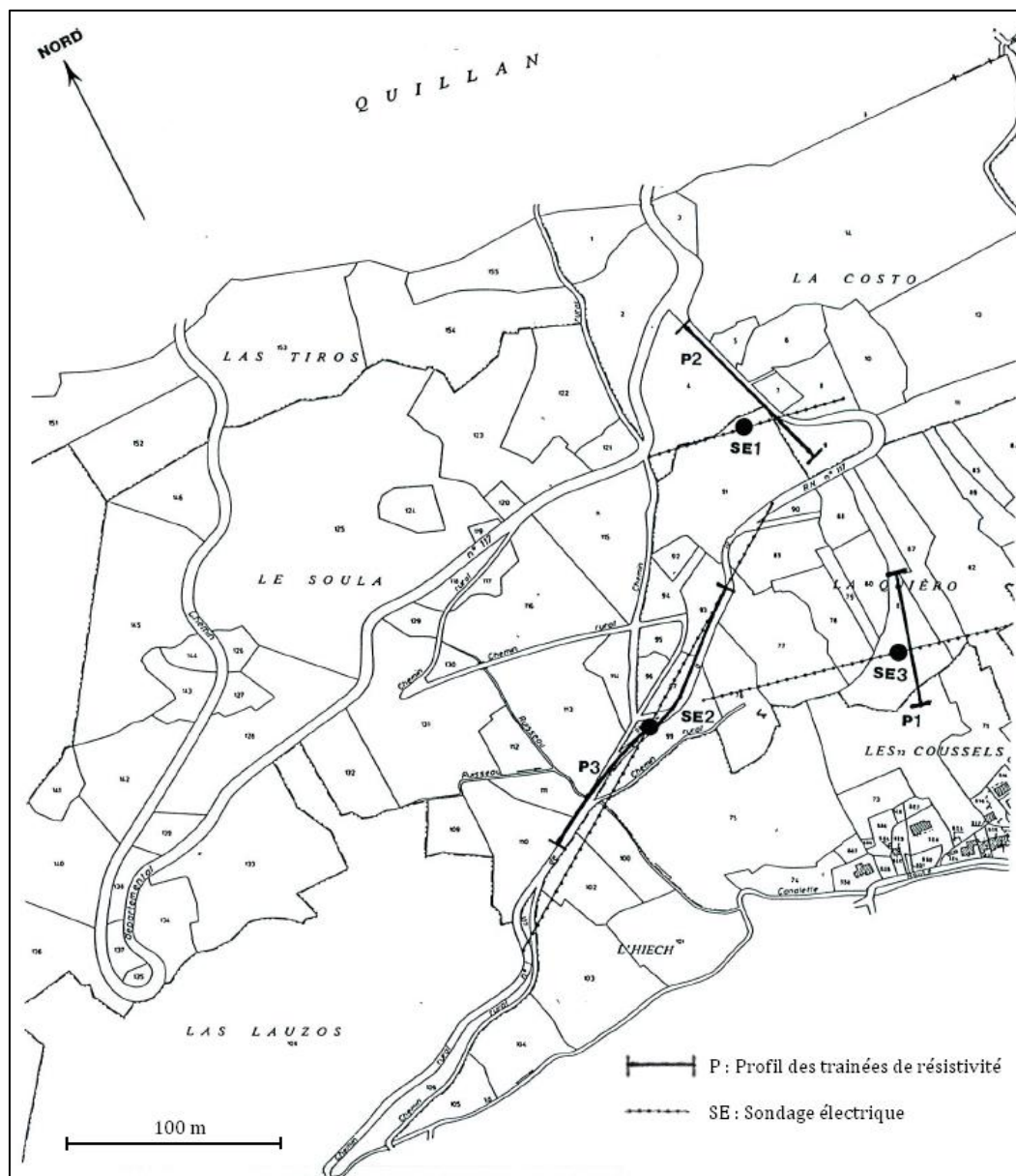


Illustration 57 : Carte de localisation de la prospection géophysique sur le secteur de Ginoles-les-Bains (CEMER 1995).

Le premier sondage électrique, SE1 de 200 m, a été réalisé sur les schistes et calcaires noirs de l'Albien, à une quinzaine de mètres au Nord de la barre des calcaires aptiens du Roc de la Quiéro ; la ligne d'injection a été étendue parallèlement à l'affleurement des calcaires « blancs ». La courbe de sondage révèle que sous les terrains superficiels conducteurs de quelques mètres d'épaisseur, les calcaires et schistes noirs de l'Albien présentent une épaisseur importante de l'ordre d'une soixantaine de mètres ; le niveau résistant atteint en profondeur peut être assimilé à l'apparition des calcaires aptiens. Le passage latéral sud-nord des calcaires aptiens du Roc de la Quiéro aux calcaires et schistes noirs albiens semble donc se faire par une faille.

Les deux autres sondages, SE2 et SE3, ont été réalisés au droit des calcaires aptiens. Bien que les deux sondages aient été réalisés avec des lignes d'injection de 400 et 500 m, ils n'ont pas permis d'estimer précisément l'épaisseur de ces calcaires, du fait de la présence en

profondeur d'un niveau résistant. Elle serait supérieure à 70 m pour SE2 et supérieure à 90 m pour SE3.

Il a été remarqué que les calcaires possédaient une partie supérieure et profonde très résistante, qui pourrait correspondre à des calcaires sains et massifs, et une partie intermédiaire moins résistante de forte épaisseur, évaluée entre 50 et 60 m pour SE2 et 80 m pour SE3, pouvant être interprété comme des calcaires fissurés.

Les traînées réalisées au niveau du profil 2 montrent le passage des calcaires et des schistes noirs albiens. Le contact se ferait par l'intermédiaire d'une faille.

Pour le profil 3, le contact sud entre les calcaires aptiens et les schistes et calcaires noirs albiens, serait un contact stratigraphique normal à pendage sud. Le contact nord, au contraire, se ferait par l'intermédiaire d'une faille. Les résultats obtenus pour le profil 1 confirment cette hypothèse. En conséquence, au niveau des lieux-dits « La Quiéro » et « La Blanquetiéro », la zone en dépression où affleurent les schistes et calcaires noirs de l'Albien semble être une zone « effondrée » entre les deux barres aptiennes du « Roc de la Quiéro » et des « Coussels ».

3.10.2 Données de la BSS

De nombreux sondages de prospection sismique ont été effectués dans la région de 1964 à 1966 dans la partie nord du Plateau de Sault (Illustration 58 : points rouges). Les rapports détaillés de ces recherches, portées sur la présence d'hydrocarbures, ne sont pas disponibles.

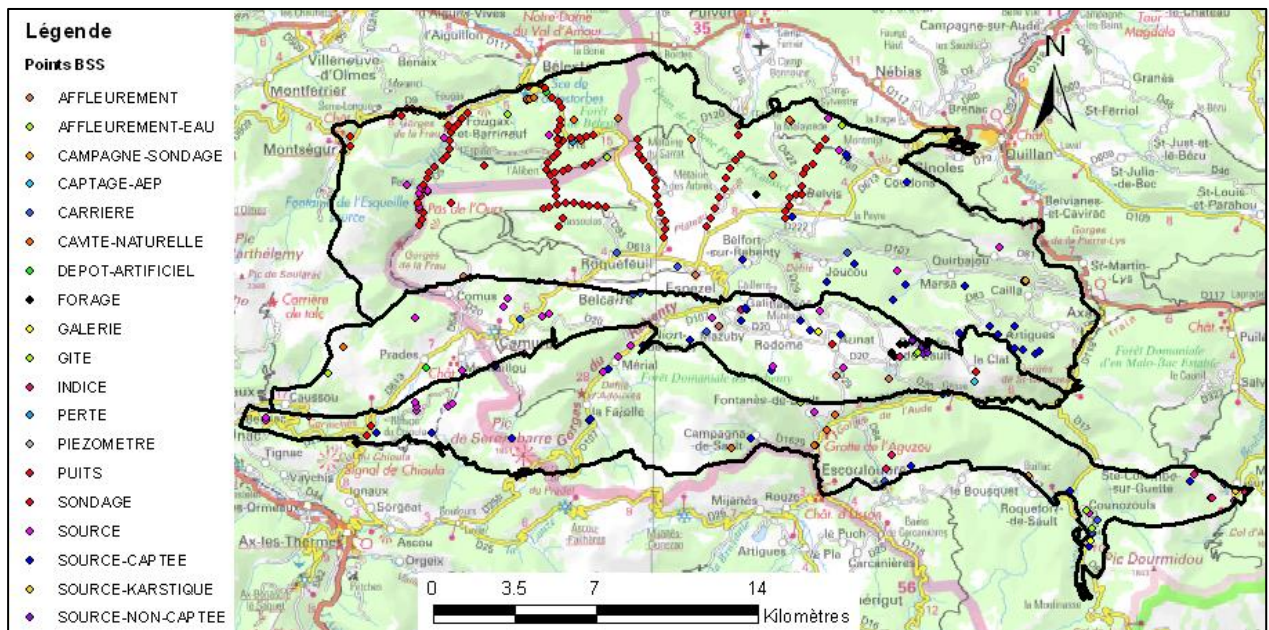


Illustration 58 : Carte de localisation des points BSS sur le Plateau de Sault.

Peu d'ouvrages profonds ont été réalisés sur le Pays de Sault. D'après (Hennebois 2009), seuls cinq ouvrages supérieurs à 75 mètres seraient répertoriés dans la BSS (Illustration 59).

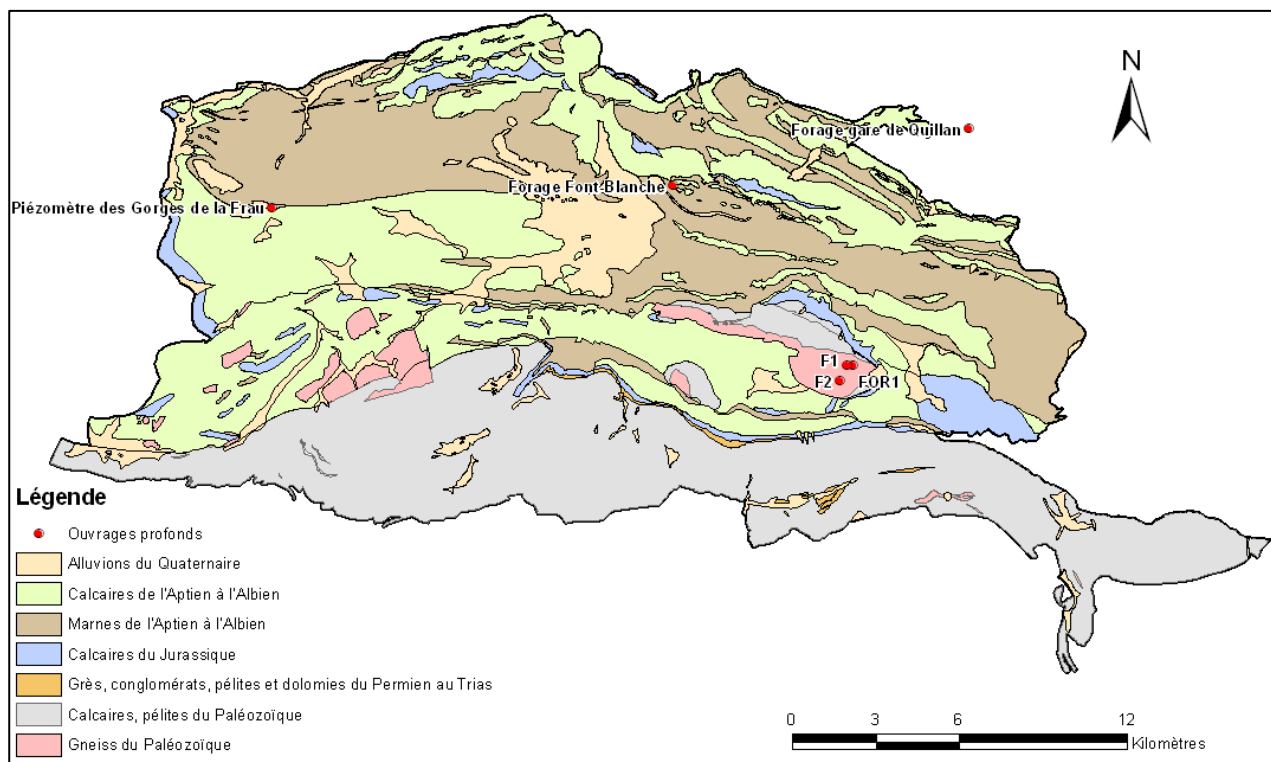


Illustration 59 : Carte de localisation des ouvrages profonds

Il existe 3 forages sur la commune de Bessède-de-Sault, d'une profondeur supérieure ou égale à 80 mètres. Le premier (10884X0236/FOR_1), réalisé en 2008 par l'entreprise FORASUD, atteindrait une profondeur de 80 mètres, en traversant uniquement des calcaires. Il n'existe pas d'autres informations disponibles sur ce forage.

Les deux autres forages de la commune, F1 (10884X0237/F1) et F2 (10884X0238/F2) ont atteint des profondeurs respectives de 80 et 150 m, à travers des formations gneissiques plus ou moins fracturées. Ces deux forages, réalisés pour la recherche en eau, ont été abandonnés suite à la mise en évidence d'une pollution d'origine naturelle liée à la présence d'hydrocarbures et d'éléments métalliques.

Un forage géothermique (10767X0242/FONTBL) a été réalisé dans la commune de Belvis au lieu-dit Font-Blanche. Il s'arrête à 80 m de profondeur dans ce qui est décrit par le foreur comme du quartz blanc très dur. Il n'existe pas d'autres informations disponibles sur cet ouvrage.

Il existe également un piézomètre (10765X0203/PZFRAU) réalisé en 2006, à l'extrémité ouest du Pays de Sault, dans les gorges de la Frau. Implanté à 150 mètres en amont de la source de l'Esqueille, il atteint une profondeur de 198 mètres. Les formations identifiées dans le forage sont :

- de 0 à 130 m : Calcaires du Barrémien fortement karstifiés ;
- de 130 à 160 m : Bourrage de marnes et schistes bitumeux, Albien ;
- de 160 à 195 m : Calcaires du Barrémien, faille

Plusieurs zones de circulations ont été observées, dont une à 150 mètres de profondeur qui pourrait correspondre à l'aquifère drainé vers Fontestorbes. Le secteur de la Frau est

caractérisé par la présence d'accidents sub-verticaux plus ou moins chevauchants, pouvant expliquer la présence de bourrages marno schisteux de l'Albien.

Le forage de la gare de Quillan (10775X0078/GARE) atteint une profondeur de 1004 mètres, et traverse 950 mètres de marnes avant d'atteindre les calcaires urgo-aptiens (Yvroux 1998).

3.10.3 Données du Guichet H

Les sondages pétroliers ainsi que les lignes de prospection sont répertoriés dans la base de données BEPH (guichet H – BRGM) et présentés en Illustration 60. Ces lignes sont plutôt anciennes. La plus récente à traverser la zone d'étude est la FV1, de 1970, qui recoupe la ZIM au Sud, passe par la plaine d'Espezel, et traverse le chevauchement frontal nord-pyrénéen jusqu'à la zone sous-pyrénéenne (16 km de long, Illustration 60). Les données brutes de cette ligne sont disponibles auprès du Guichet H, en revanche les données brutes des lignes SDR doivent être demandées aux opérateurs. La ligne FV1 va être étudiée pour identifier l'intérêt de ces données anciennes par rapport à l'étude géologique à mener.

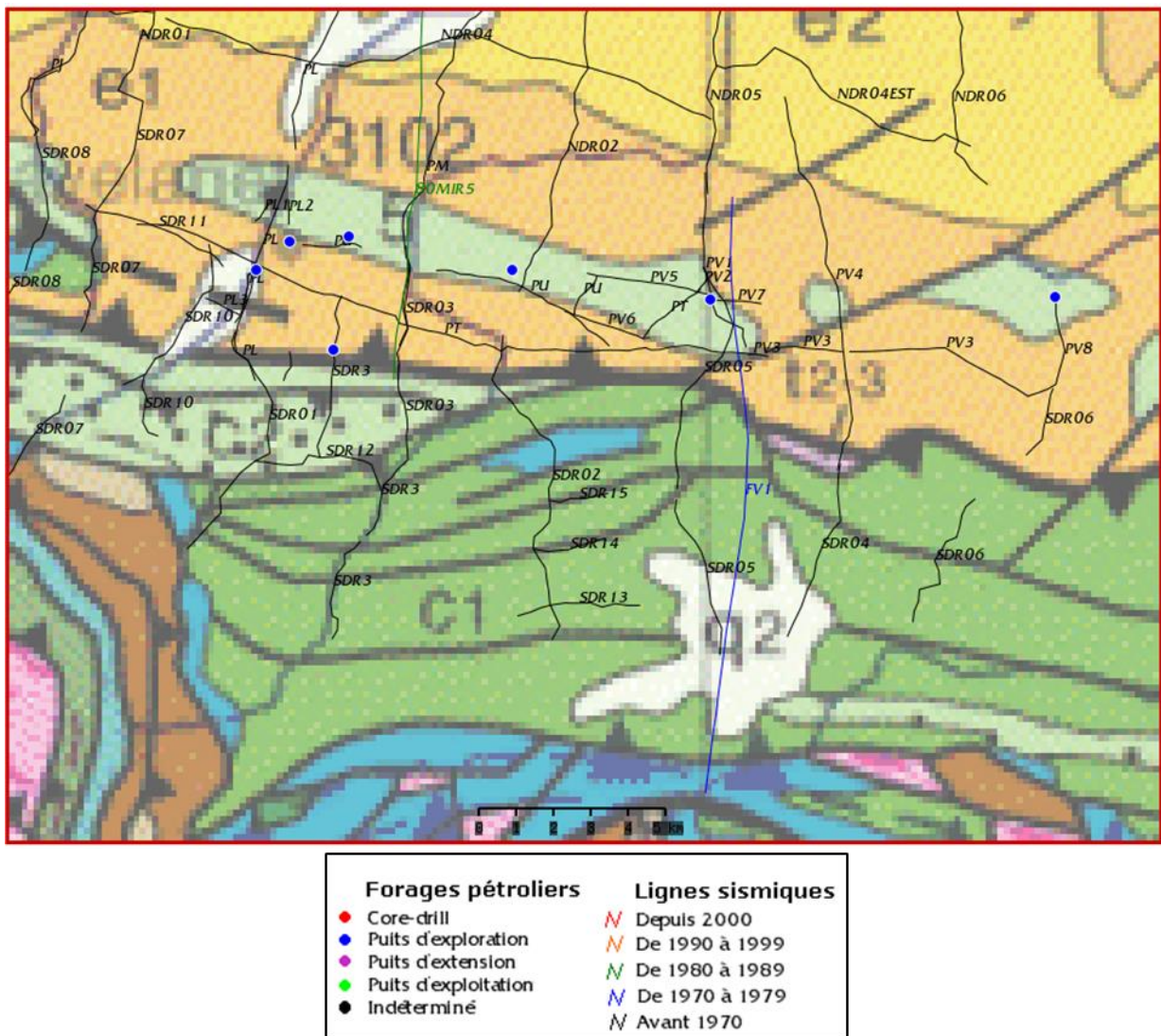


Illustration 60 : Carte de localisation des prospections géophysiques pétrolières dans la région du Plateau de Sault (d'après les données du site Guichet Hydrocarbures BEPH) reportées sur la carte géologique à 1/1 000 000 des Pyrénées.

4 Contexte hydrogéologique

4.1 INTRODUCTION

D'un point de vue des eaux souterraines, plusieurs entités hydrogéologiques ont été distinguées sur la zone d'étude dans l'Atlas hydrogéologique du Languedoc-Roussillon et dans le référentiel hydrogéologique français (BD LISA). Localisées sur l'illustration 61, elles sont décrites ci-après.

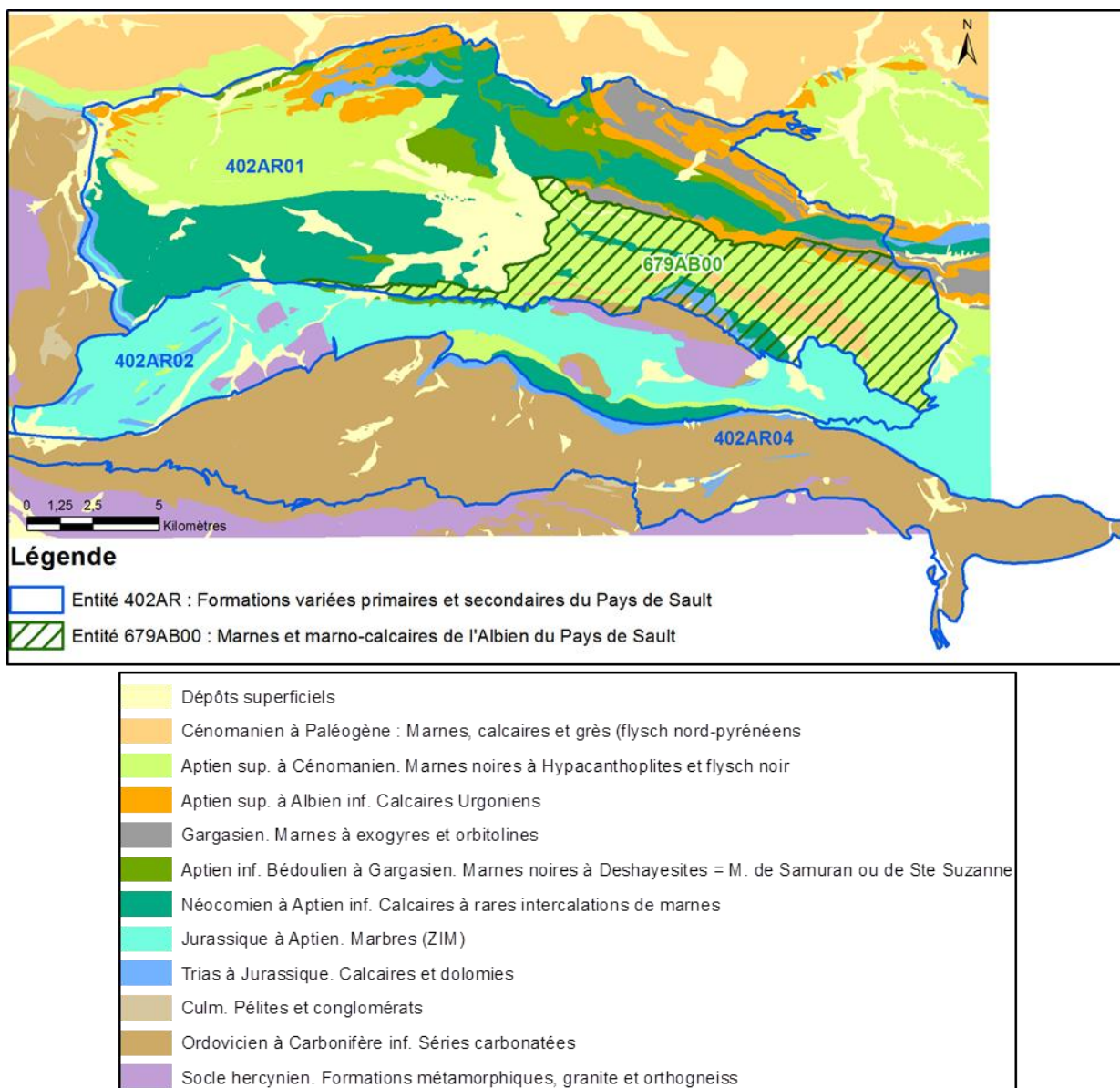


Illustration 61 : Carte de localisation des entités hydrogéologiques du Plateau de Sault (fond : cartes géologiques harmonisées au 1/50 000 de l'Ariège et de l'Aude)

4.2 LES MARNES ET MARNO-CALCAIRES DE L'ALBIEN DU PAYS DE SAULT AU VERDOUBLE

Les « **Marnes et marno-calcaires de l'Albien du Pays de Sault au Verdoble** » (code Atlas LRO : 145A3 ; code national BDLISA : **679AB00**) constituent un domaine hydrogéologique. Il se localise sur la partie orientale des Pyrénées et s'étend à cheval entre le département de l'Aude et celui des Pyrénées-Orientales, entre le cours du Verdoble à l'Est et les Gorges du Rébenty à l'Ouest.

Les formations de cette entité constituent le cœur des synclinaux de Saint-Paul-de-Fenouillet et de Boucheville à l'Est du Pays de Sault et s'étendent vers l'Ouest au-delà du fleuve Aude, sur sa rive gauche, dans le Pays de Sault. Leur substratum correspond alors aux calcaires du Jurassique et du Crétacé inférieur (jusqu'à l'Aptien), constituant l'entité 402AR, décrite ci-après. Elles peuvent avoir une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, notamment au cœur des structures synclinales.

Sur le Plateau de Sault, ces marnes existent surtout sur l'écaille de Fougax-Fontestorbes et sur l'écaille de la forêt de Belestà. Il s'agit d'un épais complexe de marnes sombres et azoïques, dénommé « marnes de Fougax ». Elles peuvent être grésifiées et s'avèrent pratiquement imperméables.

Les marnes albiennes constituent des formations très peu productives, voire même un écran imperméable pour le réservoir karstique sous-jacent. Seuls de très petits débits peuvent être obtenus dans les premiers mètres de cette formation soumise à l'altération.

La ressource en eau très limitée possède localement des teneurs en sulfate élevées. Elle est vulnérable à la pollution du fait d'une couverture pédologique très faible à nulle, et d'une couverture végétale maigre.

4.3 FORMATIONS VARIEES PRIMAIRES ET SECONDAIRES DU PAYS DE SAULT

4.3.1 Présentation générale

Les « **formations variées primaires et secondaires du Pays de Sault** » (code Atlas LRO : 144A1 ; code national BDLISA : **402AR**), constituent l'aquifère majeur du Plateau de Sault. Localisées à l'extrémité sud occidentale du département de l'Aude, elles s'étendent partiellement sur les départements de l'Aude (partie orientale) et le département de l'Ariège (partie occidentale).

Les calcaires, qui peuvent présenter des indices de karstification importants, sont parfois intercalés ou recouverts de marnes du Néocomien au Cénomani.

Le substratum correspond au Paléozoïque du massif de Saint-Barthélémy, sur lequel repose une semelle de Trias et un horizon de calcaires et cornéennes du Lias.

L'entité est limitée :

- au Nord, par le contact avec les calcaires, grès et marnes crétacés et paléocènes du synclinal de Couiza et des synclinaux de Rennes les Bains, se faisant par faille le long du chevauchement frontal nord-pyrénéen. Il s'agit d'une limite d'émergence discontinue et permanente, à condition de potentiel, voire même d'une limite étanche ;

- au Nord-Est, par le contact avec les marnes albiennes du bassin de Quillan, constituant une limite d'alimentation d'un aquifère captif (calcaires sous-jacents aux marnes albiennes) par sa partie libre ;
- à l'Est, la limite est représentée par le cours de l'Aude, limite d'émergence discontinue, permanente ou temporaire à condition de potentiel ;
- à l'Ouest, dans le département de l'Ariège, par le contact avec les formations dévoniennes dont la série calcaire du Pic de l'Ourtiset ;
- au Sud, par la limite considérée comme étanche, des schistes du Dévonien inférieur et du Silurien.

L'entité **402AR** a été découpée de manière plus détaillée en trois entités.

La première, les « **Calcaires crétacés du Pays de Sault** » (code Atlas LRO : 144A1A ; code national BDLISA : **402AR01**) représente la partie la plus septentrionale du Pays de Sault. Elle en constitue l'aquifère majeur, fortement karstifié, où l'essentiel du drainage est assuré en souterrain par les formations calcaires qui atteignent 600 mètres d'épaisseur, aussi bien dans les zones où elles affleurent que dans les zones où elles sont sous couvertures des marnes albiennes (**679AB00**). Les circulations souterraines alimentent des sources jalonnant le contour du massif. Ce drainage donne lieu à des résurgences qui participent aux écoulements d'une part de l'Hers et son affluent rive gauche, le Lasset, et d'autre part de l'Aude.

Cette entité est composée de plusieurs systèmes karstiques, dont les plus importants sont ceux de Fontestorbes à l'Ouest et Font Maure à l'Est. Les caractéristiques des deux systèmes sont détaillées ci-après.

D'un point de vue lithologique, les formations de base du réservoir calcaire sont représentées par les brèches du Néocomien basal ; il s'agit d'un ensemble mono ou polygénique de brèches interstratifiées, à éléments calcaro-dolomitiques. Elles constituent l'axe de l'écaille anticlinale de Picaussel-Pierre Lys, ainsi que l'écaille synclinale du Col de l'Escale. Les termes du Néocomien au Gargasien sont essentiellement à faciès calcaire (calcaires à trocholines, calcaires en plaquettes, calcaires graveleux, calcaires jaunes et calcaires urgoniens) et atteignent une puissance de 350 m. Les horizons calcaires sont intercalés par un ensemble monotone et épais de marnes sombres et argileuses du Bédoulien, absentes dans les écailles frontales (écailles de Montségur, écaille du synclinal de Tury-Montmija) mais présentes sur plus de 300 m entre deux formations calcaires dans l'écaille de Picaussel-Pierrelys. Ces marnes sont équivalentes à celles du complexe qui affleure largement dans le bassin de Quillan.

L'aquifère calcaire (402AR01) est localement recouvert par un toit de marnes, affleurant sur l'écaille de Fougax-Fontestorbes, sur l'écaille de la forêt de Belestia (679AB00) ainsi que dans le bassin de Quillan à l'Est. Ces marnes albiennes constituent un horizon très peu productif. Dans le bassin de Fougax, il s'agit d'un épais complexe de marnes sombres et azoïques, dénommé « marnes de Fougax ». Le sommet de ces formations est considéré comme l'équivalent de l'horizon des « marnes noires à Hypacanthoplites » qui affleurent dans le bassin de Quillan. Elles peuvent être très grésifiées et s'avèrent peu perméables (voir ci-dessus).

Plus au Sud, on trouve les « **Calcaires et marnes métamorphisés du Pays de Sault** » (code Atlas LRO : 144A1B ; code national BDLISA : **402AR02**), au centre de l'entité principale 402AR. A proximité de la faille nord pyrénéenne et donc à proximité des formations paléozoïques, les calcaires et localement les marnes crétacés ont subi un métamorphisme de contact. Cependant, en terme hydrogéologique, ces formations ont un comportement très semblable aux calcaires crétacés rencontrés plus au Nord dans le Pays de Sault. Il faut noter que les

marnes peuvent localement avoir une épaisseur conséquente, ce qui permet la protection des eaux souterraines rencontrées dans les calcaires sous-jacents.

La dernière entité, dans la partie méridionale de la zone d'étude, correspond aux « **Calcaires dévoniens du Pays de Sault** » (code Atlas LRO : 144A1C ; code national BDLISA : **402AR04**). A la faveur des fissures et de fractures éventuellement agrandies par des phénomènes de karstification, il existe des circulations souterraines alimentant des sources dont les principales sont situées sur les communes de Niort-de-Sault, de Merial ou de La Fajolle.

La karstification des formations dévoniennes peut être très développée. Cela est notamment le cas au niveau des grottes d'Aguzou (<http://www.grotte-aguzou.com/>) et de la réserve naturelle du TM71 (<http://www.reserve-tm71.fr/>), dans les gorges de l'Aude, à Fontanès-de-Sault.

La ressource en eau des « **formations variées primaires et secondaires du Pays de Sault** » est très peu exploitée mise à part pour l'AEP de quelques villages. Par ailleurs, les prélèvements sont peu importants étant donnée la taille très réduite de la population des communes alimentées.

A l'exception de certains secteurs où la teneur en sulfates est importante, la qualité chimique de l'eau est bonne. La qualité bactériologique quant à elle peut se révéler médiocre. La vulnérabilité de l'aquifère est d'autant plus grande sur la partie affleurante des calcaires urgoniens du Pays de Sault où la circulation rapide des eaux à travers les nombreuses diaclases et fissures ouvertes dans l'épikarst, n'offre que peu de possibilités de filtration.

4.3.2 Le système karstique de Fontestorbes

Le système karstique de Fontestorbes occupe la partie occidentale de la zone d'étude et a fait l'objet d'études hydrogéologiques détaillées par le Laboratoire souterrain du CNRS de Moulis. La synthèse présentée ci-après s'appuie sur ces différents travaux.



Illustration 62 : Photographie de la Source de Fontestorbes

Contexte hydrogéologique

Située sur la commune de Belesta, la source karstique **de Fontestorbes** (510 m NGF 10766X0089/HY) émerge au pied d'une falaise de calcaires barrémiens (Illustration 62), marquant le chevauchement frontal nord-pyrénéen. Après un trajet d'une cinquantaine de mètres, les eaux de la source se jettent dans l'Hers.

Le bassin hydrogéologique⁴ du système karstique de Fontestorbes s'étend sur la partie ouest du Plateau de Sault et draine également la partie orientale du massif de Saint-Barthélémy. D'après Astruc et al. (1988), il est limité au Nord par le chevauchement nord-pyrénéen qui met en contact les calcaires avec les formations détritiques du Crétacé moyen et supérieur. La limite ouest correspond à la limite des affleurements calcaires. La limite sud-est définie par la ligne de crêtes au niveau de laquelle affleurent des terrains imperméables du Paléozoïque. Côté Est, la limite présente encore quelques imprécisions, mais des opérations de traçages réalisées depuis les années 1950 ont permis d'aboutir au tracé d'un bassin souterrain relativement bien circonscrit. A l'heure actuelle, la représentation du système karstique de Fontestorbes par Alain Mangin (Illustration 63) et les travaux sur la délimitation du bassin hydrogéologique de Font Maure (Salic 1985) permettent de placer les limites des bassins hydrogéologiques (Illustration 64).

A noter que lors de crues, une partie du ruissellement de surface au sein du bassin versant du ruisseau de Balaguès, qui appartient normalement à l'impluvium⁵ de Font Maure, rejoint le système karstique de Fontestorbes par l'intermédiaire des pertes de l'Hers (Mangin 1975). En effet, lorsque les précipitations sont très importantes et que la source de Font Maure présente des débits supérieurs à 1,1 m³/s, les pertes de Camurac liées au bassin versant du ruisseau de Balaguès ne sont plus totales et une partie de l'écoulement de surface rejoint l'Hers où se produisent des pertes qui rejoignent le système karstique de Fontestorbes. Sur l'illustration 64, cette zone d'alimentation temporaire est figurée en hachuré bleu dans la carte synthétique du système de Fontestorbes.

Le bassin hydrogéologique de Fontestorbes est estimé à 85 km² ($\pm 10\%$) et se répartit entre 510 m et 2368 m d'altitude, la médiane étant à 1295 m. Le bassin hydrogéologique est constitué de deux impluviums distincts séparés par les marnes noires de l'Albien du synclinorium de Fougax et Barineuf (Illustration 63). La partie sud représente 80% de la superficie totale, la partie nord 20%. Entre ces deux impluviums, l'aquifère est captif.

La limite sud-est définie par la ligne de crêtes au niveau de laquelle affleurent des terrains imperméables du Paléozoïque. La partie sud du bassin d'alimentation comprend tout d'abord sur le flanc du massif du Saint-Barthélémy, une série antéhercynienne fortement plissée et chevauchante vers l'Ouest ; puis une série mésozoïque métamorphique carbonatée plissée se déversant au Nord et au Sud (Illustration 63). Enfin, on retrouve une série mésozoïque non métamorphique du Trias à l'Albien aux plis très aigus orientés est-ouest (Mangin 1978).

⁴ On distinguera le bassin hydrogéologique de l'impluvium.

Bassin hydrogéologique (ou bassin versant souterrain) : partie d'un aquifère, simple ou complexe dans laquelle les eaux souterraines s'écoulent vers un même exutoire ou groupe d'exutoires ; il est délimité par une ligne de partage des eaux souterraines.

⁵ Impluvium (ou bassin d'alimentation) d'une source : surface topographique à travers laquelle l'eau d'infiltration (pluie, cours d'eau) alimente la nappe qui est drainée au niveau de la source.

La partie nord-est constituée uniquement de Jurassique et de Crétacé inférieur. Dans les formations mésozoïques, les dolomies et les calcaires dominent ; toutefois il faut signaler le rôle important joué par les marnes de Saint-Suzanne de l'Aptien moyen au niveau desquelles s'effectue du ruissellement de surface. L'ensemble du Pays de Sault chevauche au Nord les terrains plus récents : cette rupture tectonique correspond au chevauchement frontal nord-pyrénéen. C'est à ce niveau qu'est située la source de Fontestorbes (Mangin 1978).

Le système karstique de Fontestorbes se caractérise donc par une grande hétérogénéité lithologique, à savoir des terrains cristallins et paléozoïques (17 %), des formations mésozoïques, essentiellement des calcaires métamorphisés pour 20 % de l'ensemble et des calcaires non métamorphisés pour 63 %. Les terrains non karstiques représentent seulement 17 % de la superficie du bassin (Mangin 1975; Aunay et al. 2003).

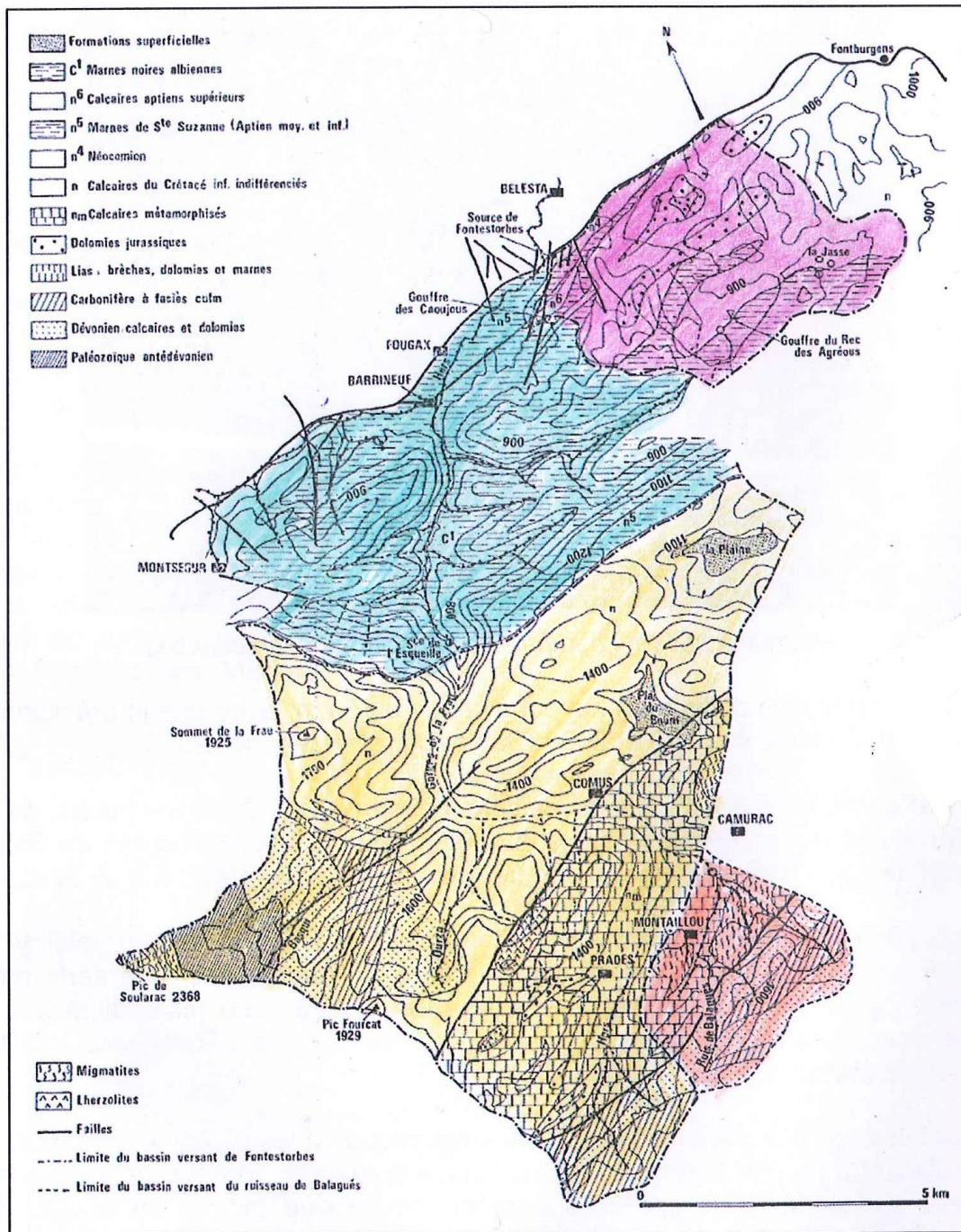


Illustration 63 : Carte du système karstique de Fontestorbes (Mangin 1975)

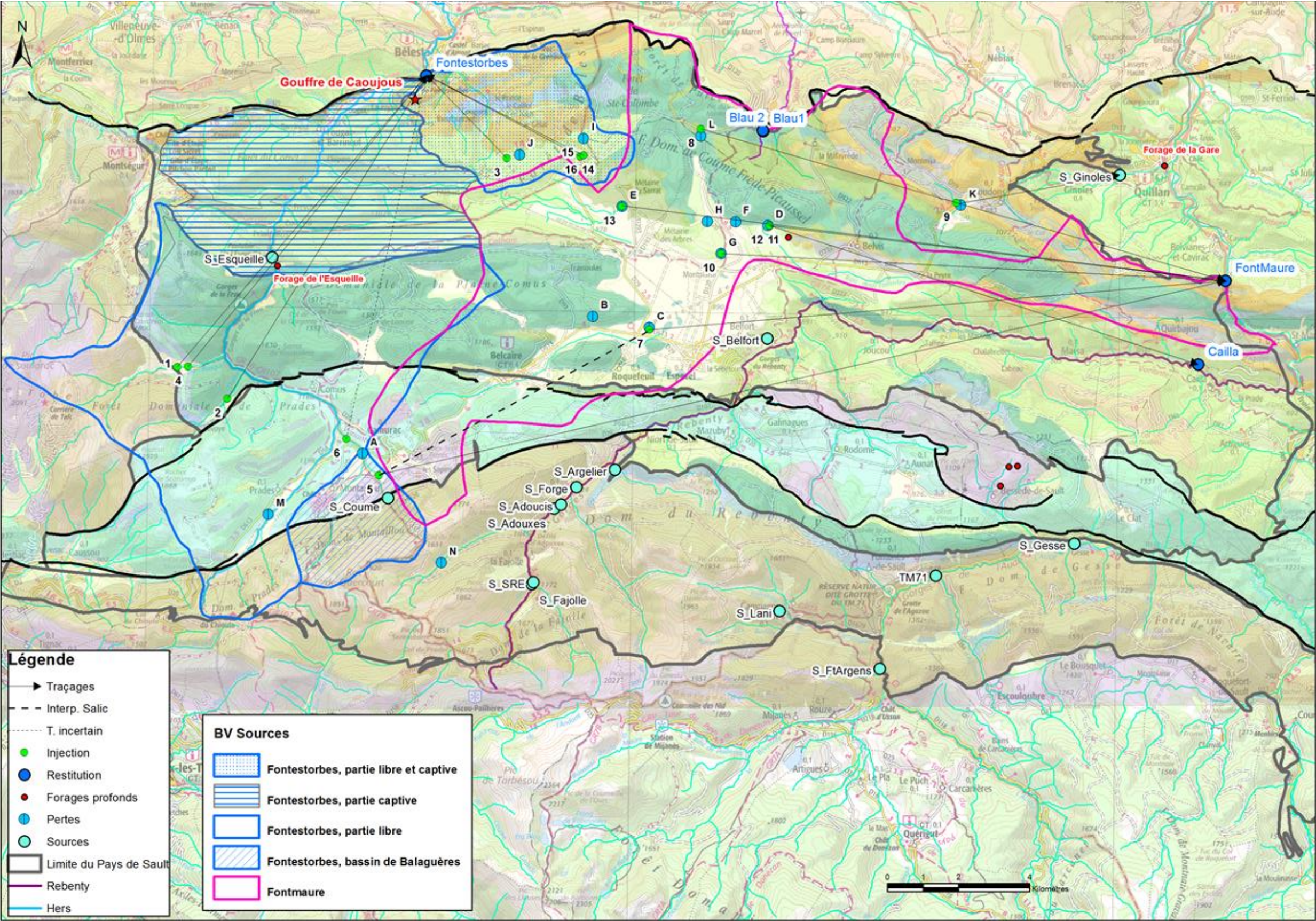


Illustration 64 : Localisation des traçages et délimitation du bassin hydrogéologique et des impluviums de la source de Fontestorbes (source BRGM, adapté de A. Mangin).

Légende carte géologique	
Carte Harmonisée Aude	
	Dépôts superficiels
	Cénomanién à Paléogène : Marnes, calcaires et grès (flysch nord-pyrénéens)
	Aptien sup. à Cénomanién. Marnes noires à Hypacanthoplites et flysch noir
	Aptien sup. à Albien inf. Calcaires Urgoniens
	Gargasien. Marnes à exogyres et orbitolines
	Aptien inf. Bédoulien à Gargasien. Marnes noires à Deshayesites = M. de Samuran ou de Ste Suzanne
	Néocomien à Aptien inf. Calcaires à rares intercalations de marnes
	Jurassique à Aptien. Marbres (ZIM)
	Trias à Jurassique. Calcaires et dolomies
	Culm. Pélites et conglomérats
	Ordovicien à Carbonifère inf. Séries carbonatées
	Socle hercynien. Formations métamorphiques, granite et orthogneiss

Illustration 65 : Légende du fond géologique de la carte de l'illustration précédente

La localisation et les résultats des traçages concernant le système de Fontestorbes sont présentés en Illustration 64 et Illustration 66. La table des pertes compilée par Grévelec 1974 est présentée en annexe 7. Cependant, pour la majorité de ces données de traçage, aucune information quantitative ne permet de juger de la qualité de ces opérations de traçage. Une coupe schématique interprétative réalisée sur la base de reconnaissances spéléologiques réalisées en 1957 (Verdeil 1959) permet d'illustrer les relations entre la perte de l'Ourza, l'aven de Caoujous et le système karstique de Fontestorbes (Illustration 67). Le plan du gouffre du Caoujous, reconnu par spéléologie, est présenté à l'illustration 68.

D'après (Soulé et al. 1996), la karstification serait plus développée vers l'amont hydraulique (au Sud) que vers l'aval (au Nord) du bassin hydrogéologique. Les résultats des différents traçages effectués en divers points du bassin d'alimentation semblent corroborer ce constat. Dans la partie sud-ouest du bassin, les résultats du traçage des pertes de l'Ourza indiquent que les circulations sont rapides en direction de Fontestorbes, les vitesses apparentes déduites du temps d'apparition sont estimées à 139 m/h. Plus on s'approche de la partie nord, plus les vitesses diminuent (70 m/h entre Camurac et Fontestorbes) ; en aval et latéralement, elles sont faibles (La Jasse – Fontestorbes 40 m/h, Roc des Agreous – Fontestorbes 45 m/h).

N° sur carte	14	15	16	1	2	3	4	6
Origine Bibliographique	Grévélec 1974	CDS11?	Spele Aude n°1	Mangin 2005 avis ARS 09	Mangin (Thèse)	Mangin (Thèse)	Mangin 2005 avis ARS 09	Mangin 2005 avis ARS 09
Point d'injection	Pertes du Pavillon de la Jasse	Pertes du Pavillon de la Jasse	Aven Gras	Ruisseau du Basqui	Ruisseau de l'Ourza	Gouffre du Roc des Agréous	Ruisseau du Basqui	PERTE DE CAMURAC 2*
X	616713	616623	616713	605288	606693.88	614920.99	605895.66	610038
Y	6197580	6197544	6197580	6191631	6190731.35	6197597.23	6191030.54	6189600
Z (m)	890	890	890	1160	1290	838	1100	1180
date réalisation	11/05/1974	15/03/2003	17/04/1990	03/06/2002	07/04/1958	14/04/1962	25/06/2001	?
Traceur utilisé	fluorescéine	fluorescéine	fluorescéine	?	fluorescéine	fluorescéine	?	?
Quantité Injecté	3	3	4	?	10	2	?	?
Débit injection (l/s)	faible	?	0.5	?	10	?	?	?
Distance Linéaire (km)	4.8	5.6	4.912	10.475	10	3.48	10.86	?
Temps d'apparition (j)	5	11j et 15h		7.3	3	3.25		?
Pente (%)	7.9%	6.6%	6.0%	6.2	8.8%	9.3%		?
Vitesse apparente (m/h)	40	20	69	60	139	45		?
Résultat	POSITIF	POSITIF	POSITIF	POSITIF	POSITIF	POSITIF	NEGATIF	Incertain
Surveillance	Fontestorbe	Fontestorbe	Fontestorbe	Fontestorbe	Fontestorbe	Fontestorbe	Fontestorbe	Fontestorbe
Débit pt Surveillance	4 m3/s	2.9 m3/s 67% restitution	décru 5 à 4 m3/s	décru 4m3/s	>3m3/s	>3m3/s	1 m3/s	?
Système Karstique	Fontestorbes	Fontestorbes	Fontestorbes	Fontestorbes	Fontestorbes	Fontestorbes	Fontestorbes	Fontestorbes

* d'après un document cartographique de l'Avis de l'Hydrogéologue Agréé

Illustration 66 : Tableau des caractéristiques des essais de traçages artificiels réalisés sur le système karstique de Fontestorbes.

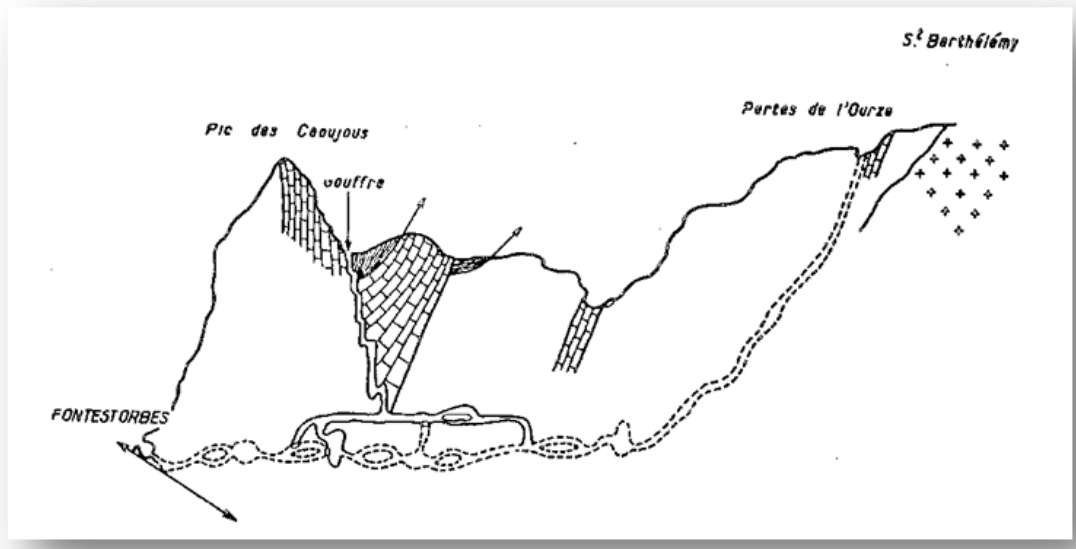


Illustration 67 : Coupe schématique du système intermittent de Fontestorbes (Verdeil, 1959)

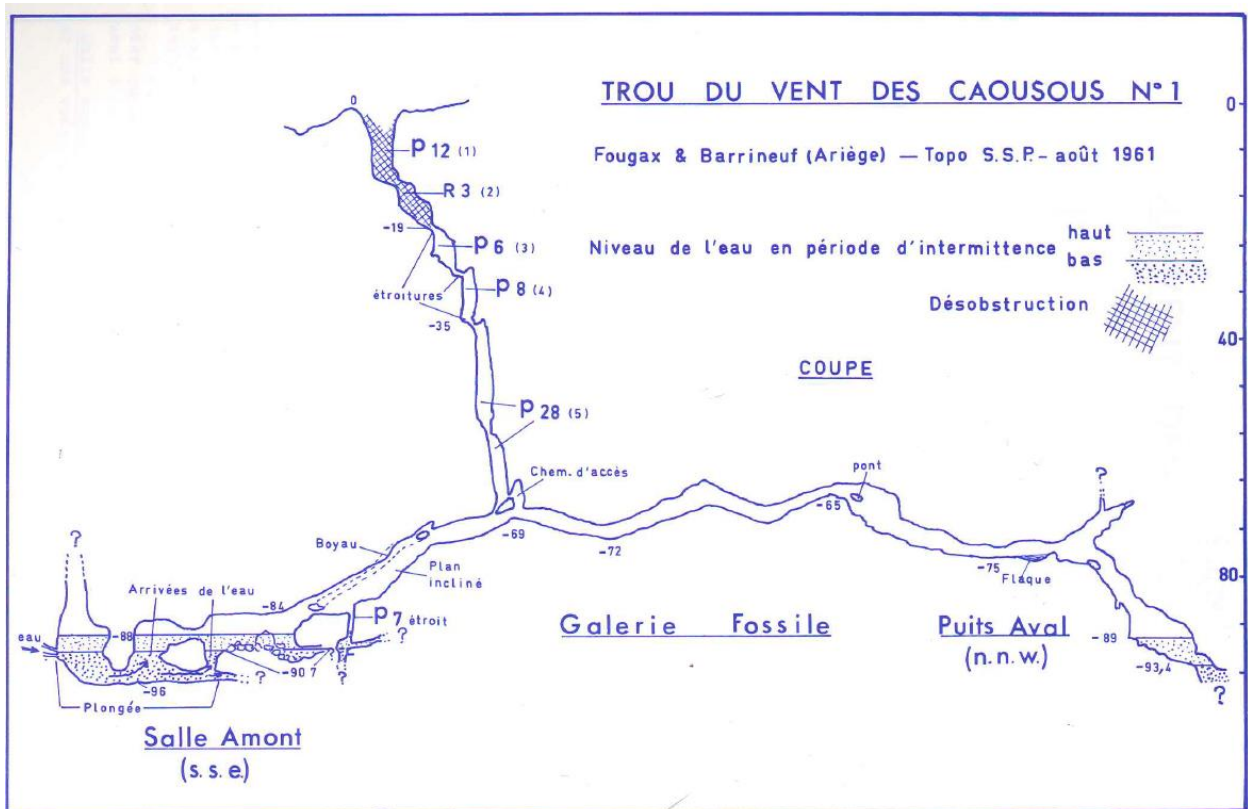


Illustration 68 : Coupe du gouffre des Caoujous établis par la Société spéléologique du Plantaurel (Cau 1980)

Les plans de drainage définis à l'aide de l'approche Eraso sur la base de 170 mesures de terrain permettent de définir deux directions principales d'ouverture (N40°E et N160°E) avec des plans verticaux (Mangin, note de synthèse Com. Pers). Une direction secondaire (N100°E) à plan verticaux est également distinguée (Illustration 69). A l'échelle du système karstique, il

est supposé que l'eau circule à travers les structures anticlinales et les grandes fractures ouvertes pour le transfert horizontal vers le Nord. La circulation de l'eau rapide et le stockage sont situés préférentiellement dans la partie supérieure de l'aquifère captif, sous le toit marneux (Soulé et al. 1996).

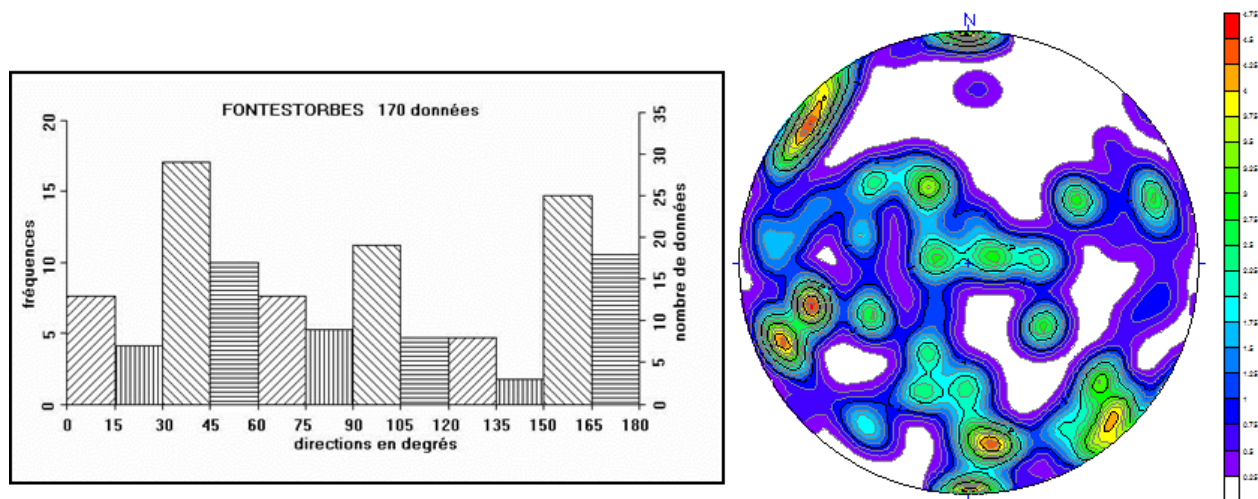


Illustration 69. Histogramme de la distribution des plans de drainage, stéréogramme correspondant (A.Mangin, note de synthèse Com. Pers).

Quelques sources de trop-pleins, situées aux débouchés des gorges de la Frau, fonctionnent occasionnellement, et notamment la source de l'Esqueille (Illustration 70) qui constitue un point de débordement du karst noyé sur la limite sud du synclinerium marneux de Fougax et Barineuf (Mangin 1975; Bilotte et al. 1988; Aunay et al. 2003). D'après les informations disponibles, la source de débordement de l'Esqueille (constituée elle-même de deux sources : une source basse et une source de trop-plein) fonctionnerait lorsque le débit à la source de Fontestorbes dépasse 3,6 à 4 m³/s. Les débits de la source de l'Esqueille sont inconnus ; ils alimentent l'Hers. D'après les débits mesurés à Fontestorbes, ce phénomène de trop-plein s'activerait en moyenne environ 19 jours non consécutifs par an. Lors de la visite du 24/04/2014, la source de trop-plein (Illustration 71) ainsi que la source basse de l'Esqueille coulaient, le débit moyen journalier à la source de Fontestorbes était de 3,15 m³/s à cette date. **Sur la base de cette dernière observation, un suivi hydrodynamique de la source de trop plein de l'Esqueille permettrait de mieux préciser son fonctionnement et permettrait de préciser les corrélations hydrauliques avec la source de Fontestorbes.**

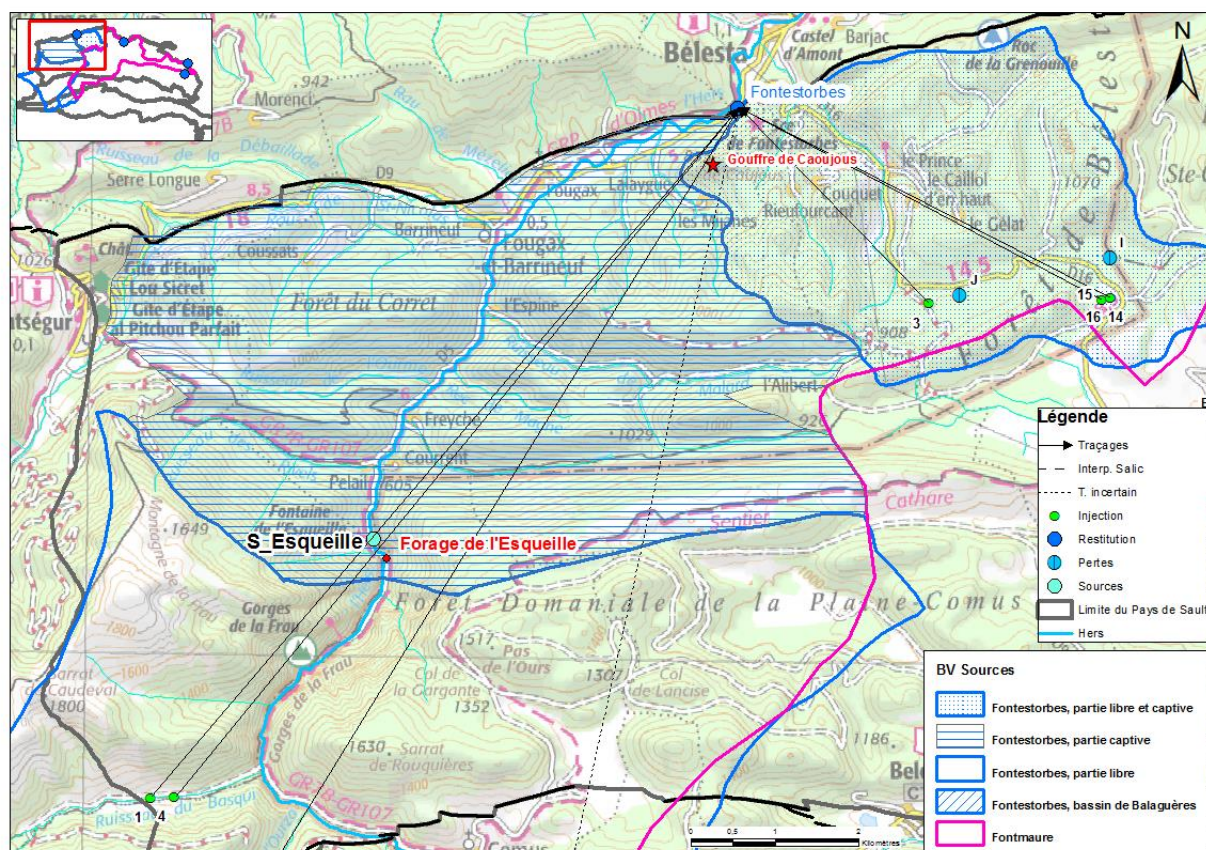


Illustration 70 : Carte de localisation de la source de l'Esqueille sur fond IGN 1/100 000.

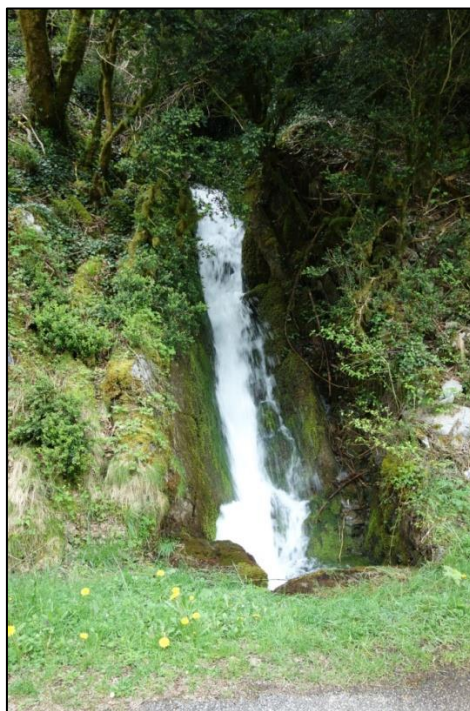


Illustration 71 : Photographie du trop-plein saisonnier de la Fontaine de l'Esqueille (24/04/2014).

De nombreux puits à neige sont recensés sur la montagne de la Frau (Lagasque 1963). Ces derniers apparaissent au-dessus de 1 500 m d'altitude, à la surface de calcaires urgo-aptiens ciselés par des lapiés. Ce sont des dépressions circulaires, à parois nues ou sol très réduit, pouvant atteindre 20 m de profondeur et 50 m de diamètre, et qui restent emplies de neige jusqu'à l'été. La plupart est développée au-dessus d'un point d'absorption impénétrable, mais quelques-unes ont cependant pu être explorées sur des distances importantes : ainsi, la Caugno de l'Arche dont l'entrée est en partie occupée par un névé pérenne, est connue sur 145 m de profondeur et 220 m de développement. Les eaux de fusion absorbées à la base de ces puits alimentent très probablement le trop-plein saisonnier de l'Esqueille et au-delà la source intermittente de Fontestorbes.

Contexte hydrodynamique

La source karstique de Fontestorbes est instrumentée depuis octobre 1965. Ce système karstique binaire (alimenté notamment par des pertes de l'Hers, de l'Oursa et du Basqui) présente un débit moyen de 2,05 m³/s (calculé pour les 47 années de mesures), le module spécifique est évalué à 24,1 l/s/km² (Saplaïroles et Monod 2012) et la lame d'eau moyenne écoulee (ou pluie efficace) est estimée à 761 mm/an. Le débit maximal enregistré a été de 15,2 m³/s (en décembre 1966) et le débit le plus faible de 0,61 m³/s (en novembre 1973).

Les mesures journalières sont présentées en Illustration 72 (station hydrométrique de l'Hers à Bélesta, de code O1432930, fiche synthétique en annexe 1). Les données journalières bancarisées dans la banque hydro diffèrent de celles transmises par A. Mangin (Com. Pers, octobre 2014) notamment à partir de 2004. Cette évolution, jamais évoquée dans la bibliographie, n'est pas expliquée à ce jour. Elle fera l'objet d'une analyse en cours de projet et d'une action corrective si nécessaire dans la banque hydro.

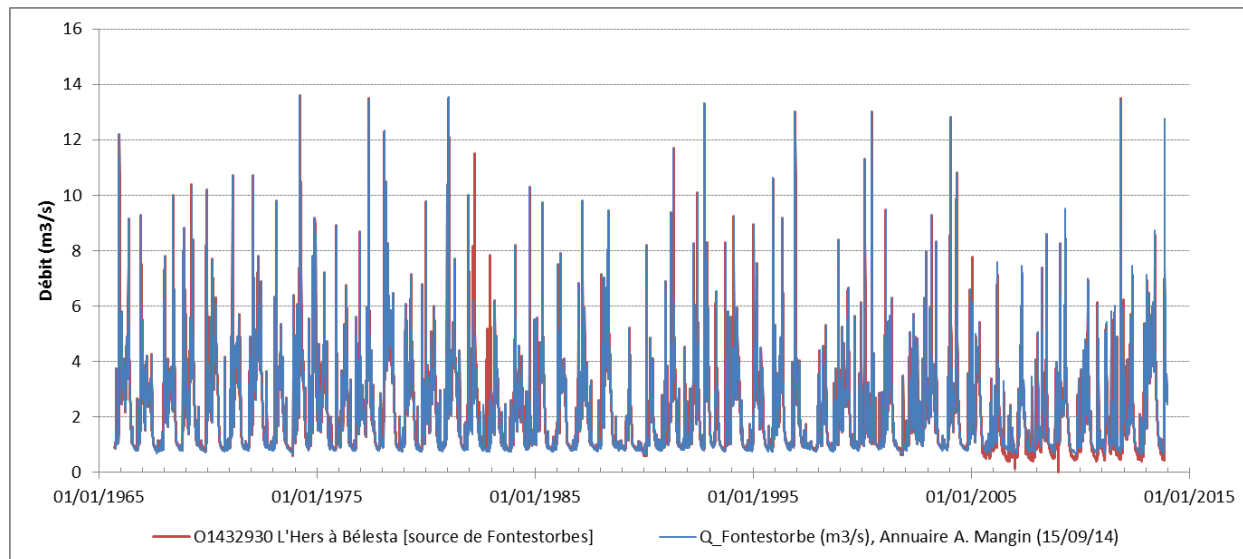


Illustration 72 : Evolution des débits journaliers mesurés pour la source de Fontestorbes depuis 1965.

Les débits moyens mensuels interannuels de Fontestorbes (O1432930), calculés sur la période allant de 1965 à 2014 (soit 49 ans), sont présentés dans l'illustration 73.

Le débit moyen minimum est atteint au mois de septembre avec une valeur de 0,95 m³/s, les deux mois d'étiage étant août et septembre. Les hautes eaux surviennent au mois d'avril avec une période de débits mensuels maximaux s'étalant sur les mois de mars, avril et mai. Le

graphique de l'évolution des débits moyens mensuels interannuels au niveau de la source de Fontestorbes confirme le caractère pluvio-nival du régime hydrologique du système. Des éléments de statistiques complémentaires sont présentés dans le tableau de l'illustration 74.

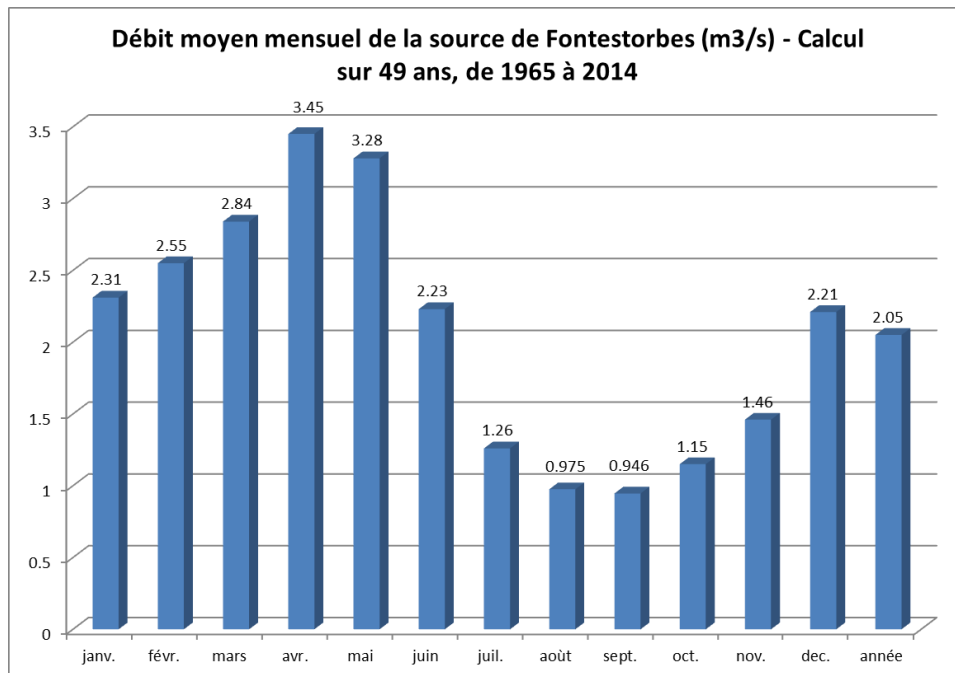


Illustration 73 – Evolution des débits moyens mensuels au niveau de la source de Fontestorbes, code HYDRO : O1432930 (Belesta – 09), calculés sur la période 1965-2014, soit 49 ans. Source Banque HYDRO.

Débit à Fontestorbe (statistiques descriptives)	mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
nb valeurs journalières		1488	1355	1488	1440	1488	1440	1488	1488	1450	1519	1470	1519
Min (m ³ /s)		0.65	0.65	0.88	0.87	0.83	0.85	0.79	0.69	0.69	0.65	0.65	0.65
decile 0.1 "10 ans sec" (m ³ /s)		0.90	1.03	1.36	2.03	1.51	1.08	0.89	0.79	0.77	0.75	0.76	0.86
decile 0.2 "5 ans sec" (m ³ /s)		1.04	1.34	1.68	2.45	2.02	1.27	0.93	0.82	0.79	0.77	0.79	0.95
médiane (m ³ /s)		1.95	2.24	2.56	3.45	3.33	1.93	1.05	0.88	0.83	0.83	1.00	1.43
moyenne (m ³ /s)		2.28	2.53	2.80	3.45	3.30	2.23	1.27	0.98	0.94	1.11	1.49	2.16
ecart-type (m ³ /s)		1.52	1.51	1.35	1.22	1.47	1.18	0.58	0.35	0.49	0.92	1.37	1.77
decile 0.8 "5 ans humide" (m ³ /s)		3.20	3.45	3.74	4.20	4.20	3.04	1.49	1.02	0.97	1.07	1.80	3.20
decile 0.9 "10 ans humide" (m ³ /s)		4.03	4.24	4.37	4.81	4.94	3.71	1.98	1.18	1.08	1.65	2.99	4.30
max (m ³ /s)		13.54	12.33	13.60	10.50	13.45	13.04	6.47	5.63	10.29	13.32	13.40	13.03

Illustration 74 : Statistiques descriptives des débits mensuels de la source de Fontestorbes (origine de la donnée, Annuaire de A. Mangin, Com. Pers. Octobre 2014).

Le débit maximum journalier mesuré est de **13,6 m³/s** et le minimum de **0,650 m³/s**.

En résumé, les caractéristiques fonctionnelles de Fontestorbes évaluées par Mangin indiquent que le système karstique présente un retard de 3 jours entre les précipitations et l'arrivée d'une crue, ce qui dénoterait globalement une mauvaise transmissivité de la zone d'infiltration à l'échelle du système karstique. La durée d'infiltration est relativement longue (40 jours). L'étude des récessions des hydrogrammes permet de qualifier les coefficients de vidange de la zone noyée de l'aquifère. Les valeurs faibles du coefficient alpha (0,0032 j⁻¹) indiquent globalement que la zone noyée de l'aquifère est mal drainée, l'importance du volume dynamique (variant entre 20 et 35 millions de m³) témoigne de l'existence d'importantes capacités de rétention de l'aquifère. Dans ce contexte, le système karstique présenterait peu de grands conduits karstiques. Les réserves du système karstique apparaissent peu sensibles aux variations

saisonniers et inter-annuelles de l'alimentation (pluie, débit des pertes) ce qui dénote également le caractère inertiel de l'aquifère. Le volume de régulation⁶ des réserves du système karstique serait de l'ordre de **14 millions de m³**, le volume dynamique estimé par l'analyse des récessions est supérieur, l'exemple de 2007 (Illustration 75) donne une valeur de **21 millions de m³** (liée à l'existence d'une partie captive montrée par l'analyse des spectres indiquant un effet de marée terrestre). L'analyse de la courbe de récession de l'été 2007 (13 octobre au 3 décembre) par l'approche de Mangin (1970), pris comme exemple, fournit les résultats suivants, pour les différents paramètres de la fonction homographique **alpha = 0,0032 j⁻¹ ; éta = 0,048 j⁻¹ et epsilon = 0,96**. Le coefficient de tarissement des réserves (alpha) apparaît bien contraint puisque quasiment constant d'un cycle hydrologique à l'autre.

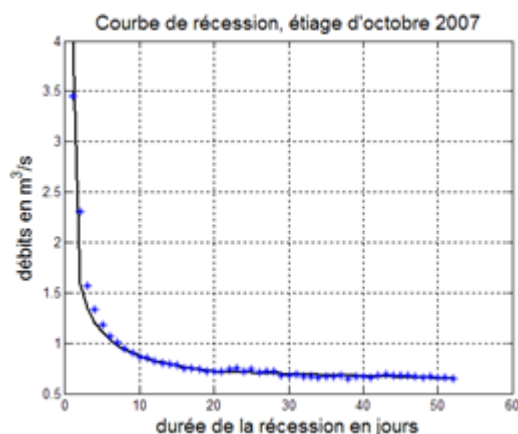


Illustration 75 : Exemple de courbe de récession de la source karstique de Fontestorbes (Mangin 2014, comm. pers.).

Classification du système de Fontestorbes

Une classification a été établie par Mangin (1975) à partir des résultats de l'analyse des courbes de récession dans le but de comparer les systèmes karstiques entre eux. Cette classification repose sur le calcul de deux coefficients :

- le **paramètre k** qui est égal au rapport entre la plus grande valeur de volume dynamique⁷ observée sur une grande période et le volume de transit inter-annuel calculé sur la même période. Il traduit l'aptitude du système à stocker les précipitations et à les restituer progressivement au cours du temps, c'est à dire son *pouvoir régulateur*. Dans le cas des aquifères karstiques, k est en général inférieur à 0.5 ; une valeur proche de zéro indique un pouvoir régulateur peu important ;
- le **coefficient i**, compris entre 0 et 1, caractérise les retards à l'infiltration. Il est égal à la valeur de la fonction homographique deux jours après la pointe de la crue. Une forte valeur

⁶ L'étude de l'évolution de l'état d'un réservoir peut être abordée par l'analyse de la courbe des débits cumulés. Cette technique est utilisée pour l'étude de régularisation des débits des cours d'eau au moyen de retenues ou barrage (Réménieras 1960). Elle consiste à estimer à partir des écarts entre volumes cumulés et volume moyen, la capacité nécessaire au réservoir pour réguler le débit à une valeur moyenne.

La capacité de stockage du réservoir (ou volume de régulation) est estimée par le segment d'ordonnée compris entre les deux tangentes extrêmes (à la courbe des débits naturels) parallèles à la droite du débit moyen. Cet intervalle correspond, pour une retenue, à la variation entre les volumes minimales et maximales d'exploitation (par analogie, cotes mini et maxi).

⁷ Volume dynamique (Vd) : volume des réserves du karst noyé, dont l'écoulement détermine les variations de débit en régime non influencé

traduit une infiltration lente ou complexe contribuant à une meilleure régulation de l'écoulement, alors qu'à l'inverse une faible valeur est le signe d'un transit rapide des eaux vers la zone noyée (Marsaud 1997).

Le report des valeurs de k et de i sur un diagramme permet d'établir une comparaison avec des systèmes de référence. Les données obtenues sur différents systèmes ont ainsi conduit Mangin à définir quatre domaines (Illustration 76):

- le domaine (1) des systèmes complexes, généralement des systèmes de grande taille et dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes ;
- le domaine (2) des systèmes karstiques plus karstifiés à l'amont qu'à l'aval, et avec des retards dans l'alimentation dus soit à la présence de terrains non karstiques, soit à une couverture neigeuse importante ;
- le domaine (3) des systèmes possédant un réseau de drainage très développé, avec une zone noyée peu importante ;
- le domaine (4) des systèmes possédant un réseau spéléologique bien développé et débouchant à l'aval sur un important karst noyé.

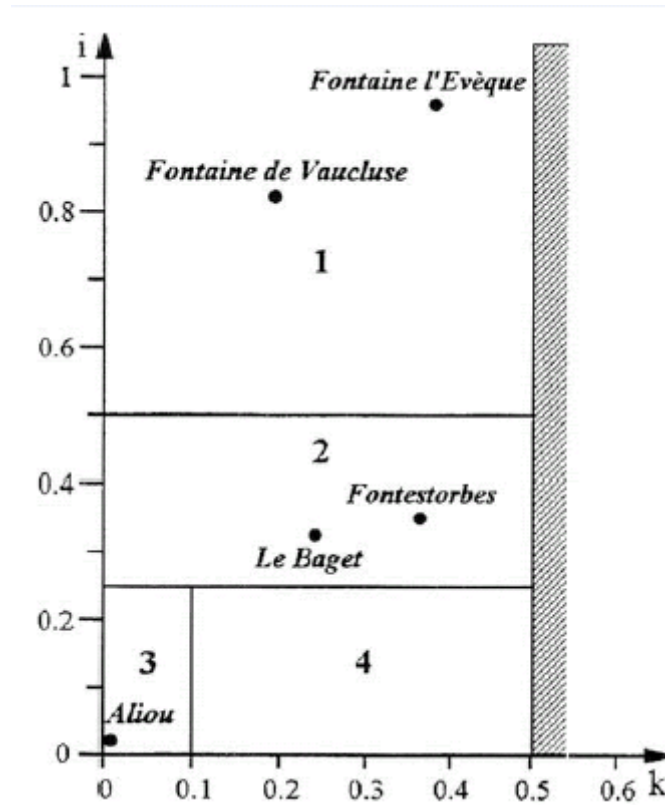


Illustration 76 : Classification des aquifères karstiques au moyen de l'approche de Mangin (1975).

Pour Fontestorbes, le paramètre k et i sont de l'ordre de 0,35.

Le système de Fontestorbes, tout comme le système du Baget (100 km au Sud-Ouest de Toulouse, dans la partie ouest des Pyrénées ariégeoises) appartiendraient au domaine 2, correspondant aux systèmes karstiques plus développés à l'amont qu'à l'aval (comme semblent le confirmer les essais de traçage qui restent cependant qualitatifs), avec des retards d'alimentation.

Analyse des débits classés

La méthode d'analyse des débits classés qui a pour objectif de caractériser les différents régimes d'écoulement observables à un exutoire permet d'identifier des événements particuliers de type, mise en fonctionnement d'un trop plein, fuites vers un autre système à partir d'une analyse des modifications qu'ils induisent sur les hydrogrammes (Marsaud 1997). La méthode proposée par Mangin (1971) consiste à classer les débits par groupes afin de mettre en évidence des valeurs de débits critiques : valeurs anormalement élevées ou faibles. Une loi statistique est ajustée liant les classes de débit à leurs fréquences d'apparition.

Pour Fontestorbes, l'analyse des débits classés (Illustration 77) montre une rupture pour 5,4 m³/s ce qui est interprété comme un apport supplémentaire au système karstique lié au bassin du ruisseau de Balaguès en période de crue. En revanche, cette analyse ne permet pas d'identifier la mise en fonctionnement du trop-plein de la Fontaine de l'Esqueille pour des débits supérieurs à 3,6 m³/s, comme évoqué précédemment.

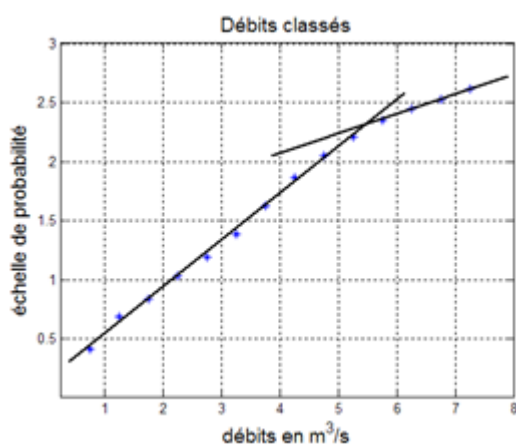


Illustration 77 : Analyse des débits classés de la source karstique de Fontestorbes (Mangin 2014, comm. pers.)

Le phénomène d'intermittence

La source de Fontestorbes, curiosité naturelle et pôle d'attraction touristique, est célèbre depuis l'antiquité en raison du phénomène d'intermittence qui l'affecte en période d'étiage.

Les intermittences apparaissent de façon systématique dès que le débit de la source passe en-dessous de la valeur de 1,040 m³/s. Le phénomène d'intermittence de la source de Fontestorbes est généralement observable à partir de la mi-juillet (Illustration 78, Illustration 79).

Années	Date	Années	Date	Années	Date	Années	Date
1966	14-juil	1979	15-juil	1992	06-août	2005	07-juil
1967	09-juil	1980	23-juil	1993	20-juin	2006	01-juin
1968	01-août	1981	16-août	1994	10-juil	2007	03-juil
1969	03-juil	1982	29-juin	1995	22-juil	2008	19-juil
1970	25-juil	1983	18-juin	1996	07-juil	2009	26-juin
1971	01-août	1984	14-juil	1997	28-mai	2010	06-juil
1972	07-août	1985	16-juil	1998	19-juin	2011	30-avr
1973	30-juil	1986	28-juin	1999	05-juin	2012	03-juil
1974	05-juil	1987	13-juil	2000	24-mai	2013	05-août
1975	22-juil	1988	02-août	2001	22-juin	2014	31-août
1976	27-juin	1989	20-juin	2002	11-juil		
1977	10-sept	1990	04-juin	2003	04-juil		
1978	20-août	1991	21-juil	2004	06-juil		

Illustration 78 : Dates d'apparition du phénomène d'intermittence sur la source de Fontestorbes, de 1966 à 2014 (47 ans).

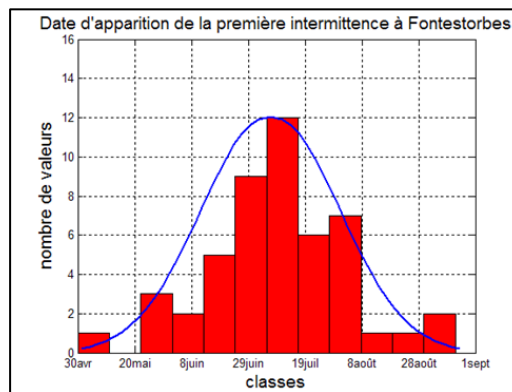


Illustration 79 : Date d'apparition moyenne du phénomène d'intermittence

Les mécanismes du phénomène d'intermittence ont été étudiés par Verdeil (1959) puis par Mangin (Mangin 1967).

L'analyse du phénomène montre que (Mangin 1969; Aunay et al. 2003) :

- l'amplitude piézométrique des intermittences est comprise entre 18 cm et 40 cm ;
- les intermittences présentent des périodes variables (61 à 90 minutes), majoritairement voisines de l'heure (Illustration 80);
- la durée des intermittences est fonction du débit d'alimentation ;
- lors de la phase de vidange (de durée également variable, ici de 44 min dans l'exemple de l'illustration 80), le débit diminue pour atteindre une valeur minimale généralement comprise entre 500 l/s et 20 l/s, le débit en fin de vidange est exceptionnellement nul ;
- lors de la phase de montée, le débit augmente très rapidement pour passer par un maximum de l'ordre de 1,8 m³/s (Illustration 80).

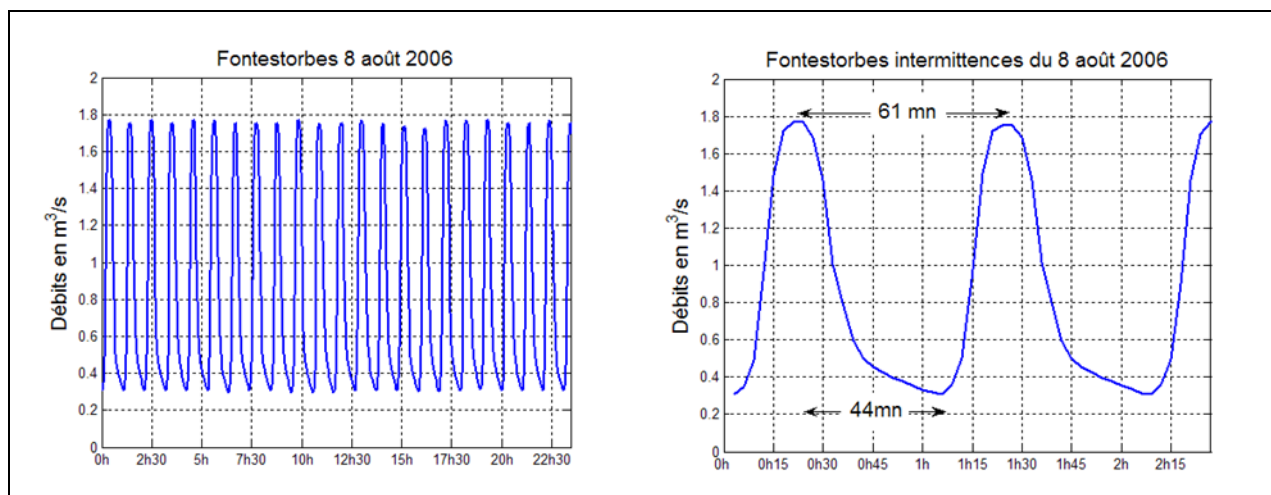


Illustration 80 : Exemples de phénomènes d'intermittence sur la source de Fontestorbes.

Pour expliquer le phénomène d'intermittence, Mangin (1969) a imaginé et réalisé un modèle réduit (Illustration 81) composé d'un réservoir alimenté par un débit (q) et vidangé par une conduite principale A, sur laquelle débouche au point haut C une deuxième conduite B dite de « prise d'air » en lien avec le réservoir, les deux extrémités de la conduite B étant situées globalement à la même côte.

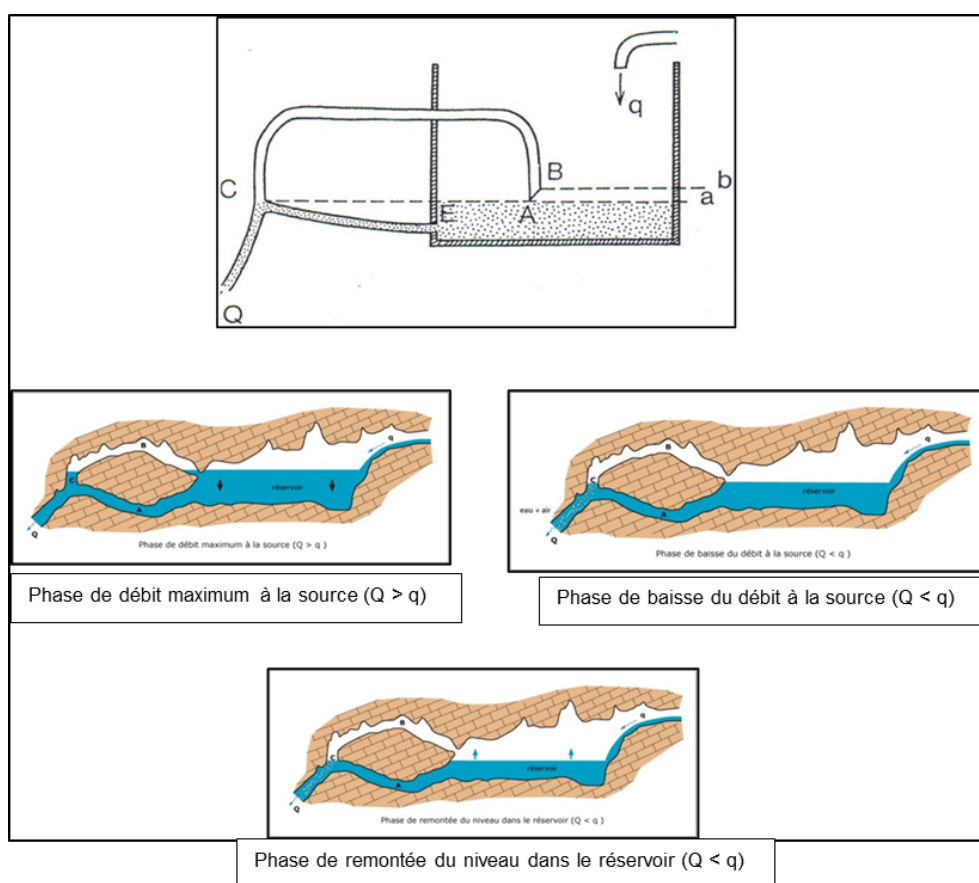


Illustration 81 : Schémas de principe du dispositif responsable du phénomène d'intermittence observés à la source de Fontestorbes.

Tant que le débit d'alimentation q est supérieur au débit de vidange (Q), le niveau d'eau dans le réservoir demeure supérieur à la cote b qui représente l'entrée de la conduite B dite de « prise d'air ». Si le débit d'alimentation diminue et devient inférieur au débit de vidange ($q < Q$), le niveau d'eau dans le réservoir baisse et fini par mettre à l'air libre l'entrée de la conduite B. Le passage de l'air dans la conduite B provoque alors une très importante perte de charge et donc une diminution importante du débit de vidange (Q). Puisque le débit de vidange devient inférieur au débit d'alimentation ($Q < q$), le niveau d'eau augmente dans le réservoir et finit par obturer la conduite B de prise d'air. L'air cesse alors d'être aspiré et la perte de charge dans la conduite de vidange disparaît. La conduite de vidange est de nouveau en pleine charge et le débit de vidange redevient supérieur au débit d'alimentation, et par la suite le niveau d'eau dans le réservoir recommence à baisser, et un nouveau cycle d'intermittence recommence, et ainsi de suite.

Selon Mangin, ce modèle permet de réfuter la théorie du siphon initialement proposée par Verdeil (1967) et permet de reproduire toutes les intermittences connues. La modélisation du phénomène a permis d'établir l'équation reliant le débit à la période de l'intermittence :

$$T = Sx(Q_2 - Q_1) / (Q_2 - q)(q - Q_1)$$

où Sx est le volume du réservoir, Q_2 le débit de sortie du réservoir lors de la vidange, Q_1 le débit de sortie lors du remplissage, et q le débit d'alimentation. T est la période. Les constantes du phénomène sont :

$$Sx = 511 \text{ m}^3 \quad Q_2 = 1,245 \text{ m}^3/\text{s} \quad Q_1 = 0,680 \text{ m}^3/\text{s}$$

Le modèle explique la forme de l'intermittence en début d'apparition du phénomène et indique que si le débit d'alimentation passe en dessous de $0,7 \text{ m}^3/\text{s}$, l'intermittence cesse. Ainsi, la période part de **70 min**, passe par un minimum vers **60 min** et croît jusqu'à cessation vers **90 min**.

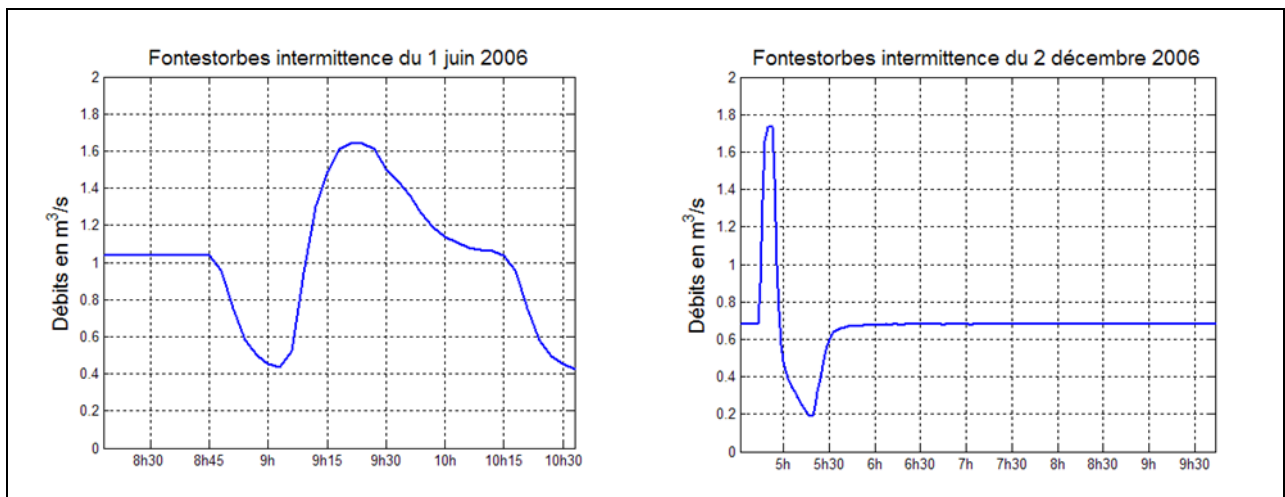


Illustration 82 : Forme des intermittences en début et fin d'apparition du phénomène.

Le phénomène d'intermittence est également observé au fond du l'aven du Trou du Vent des Caousous situé à 1,1 km au SSW de Fontestorbes (Cau 1980). D'après les informations disponibles, cet aven débouche sur un réseau sub-horizontale (Illustration 68) qui permet d'accéder à une « Salle Amont » (au SSE) et à un « puits aval » (au NNW). Le plan d'eau serait situé à environ 527 m NGF (510 m NGF à Fontestorbes). Lors des périodes d'intermittence de

Fontestorbes, le niveau d'eau varierait suivant une amplitude de 2.7 m dans la « Salle Amont » et de 4.4 m dans le « puits aval », la durée du phénomène d'intermittence étant identique à celle de la source (Brunet 1962 cité par Cau 1980). En période de crue, les mises en charge dans le réseau sont importantes (plus de 30 m, Cau 1980).

L'aven du Trou du Vent des Caousous présente un grand intérêt pour la compréhension du phénomène d'intermittence, et permet d'avoir une meilleure représentation du karst noyé. Ce regard sur la zone noyée permet de dire que la longueur minimale du drain est de 1 120 m (Mangin 1969). Suite à l'étude de la propagation de l'onde créée par l'intermittence on estime que la prise d'air de la conduite nécessaire au mécanisme d'intermittence (conduite B du schéma conceptuel) serait située en amont du gouffre à une distance d'environ 1200 m, soit à environ 2400 m de la source de Fontestorbes. D'après les informations géologiques, Mangin (1975) estime que cette zone serait située au sein des marnes imperméables de Saint Suzanne et non en profondeur sous les marnes car les eaux de Fontestorbes ne présentent pas d'anomalie de température ($T=9^{\circ}\text{C}$ environ). En conséquence, d'après Mangin, l'eau a trouvé un point faible au sein des marnes (le long d'une faille ?) et traverse les marnes, dont la très faible perméabilité assurerait au mécanisme d'intermittence l'étanchéité nécessaire à son bon fonctionnement.

Utilisation actuelle de la ressource en eau du système karstique de Fontestorbes

La source karstique de Fontestorbes est utilisée depuis 1873 pour l'alimentation en eau potable des communes de Bélesta et l'Aiguillon, grâce à une dérivation d'une partie des eaux (Roche 1976).

La prise d'eau est située en rive droite dans le plan d'eau, en amont de la digue en créneaux (Illustration 62). De forts pics de turbidité suivant des épisodes de pluie importants sont régulièrement observés et nécessitent l'arrêt de la production d'eau potable. En 2014, le SMDEA, syndicat en charge de la production d'eau potable, a donc décidé d'équiper la station d'une unité d'ultra filtration capable de traiter les besoins de pointe estimés à 800 m³/jour pour les plus fortes turbidités relevées à la source.

Information hydrochimique

La source de Fontestorbes a fait l'objet d'un suivi hydrométrique et de la qualité par l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et l'Agence Régionale de Santé (données ADES), contrairement à la source de l'Esqueille.

La chimie des eaux de la source de Fontestorbes est suivie depuis plusieurs décennies. Des mesures effectuées régulièrement entre les années 1965 et 1967 ont permis d'identifier (Mangin 1967):

- des variations de pH de 7,2 à 7,5 ;
- une dureté (TH) de l'ordre de 15 à 17 F;
- une conductivité électrique à 18 °C comprise entre environ 200 et 315 $\mu\text{S}/\text{cm}$, avec une prédominance de valeurs voisines de 285 $\mu\text{S}/\text{cm}$;
- une température des eaux voisine de 9,4 °C, baissant à 8,8 °C lors d'abondantes fontes de neige.

Des données complémentaires sont disponibles dans la banque ADES (Illustration 83). Depuis 1987, entre une et trois analyses annuelles sont réalisées à la source de Fontestorbes. L'eau présente un faciès bicarbonaté calcique, les teneurs moyennes en HCO_3 sont de 194 mg/l et

les teneurs en Ca de 63 mg/l. Les eaux sont faiblement chargées en magnésium ($Mg < 6$ mg/l). Les résultats analytiques indiquent que l'eau est de très bonne qualité chimique, les teneurs en nitrates (NO_3) et sulfates (SO_4) sont faibles ($< 3,5$ mg/l et 15 mg/l, respectivement) même en période de fortes pluies. Les suivis chimiques réalisés permettent de montrer que les eaux de la source présentent des variations faibles mais significatives depuis 1987, vraisemblablement en lien avec le contexte hydrologique. **Il conviendrait d'étudier plus précisément les variations des paramètres physico-chimiques (conductivité et température) au pas de temps fin ($< 1h$) en lien avec le débit de la source et la qualité des eaux dans le but de mieux contraindre le fonctionnement du système karstique, notamment en période de crue.**

Un suivi de la signature isotopique de l'eau ($\delta^{18}O$) a été réalisé à la source de Fontestorbes entre le 01/07/1970 et 17/08/1972 (Bakalowicz et al. 1974). Les 14 échantillons prélevés essentiellement en période d'intermittence présentent de faibles teneurs en oxygène 18 (comprises entre $-10,6$ ‰ et $-9,8$ ‰) ce qui témoigne d'une recharge à une altitude élevée (> 1000 m). L'altitude moyenne de recharge n'a cependant pas été précisément évaluée dans cette étude.

année	mois	C.E à 20°C	C.E. à 25°C	pH	Temp	O2 dis	COD	TH	T.A.C	HCO3	Ca	Mg	K	Na	Cl	NO3	SO4
		µS/cm	µS/cm		°C	mg/l	mg/l	°F	°F	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1987	28/09/87	289		7.5				17.4	16.3	199	61.3	5			1.5	2.5	7.6
1988	15/02/88	295		7.55				17.4	17.1	209	62.2	4.5			1	3	4.4
1989	27/06/89	287		7.5				17.6	16.2	198	61.2	5.6	0.4	0.8	1.5	2.9	9.1
1991	25/02/91	260		7.6				19	18.6	227	66.3	5.9	0.4	1.1	2.2	0.5	10.5
1991	30/09/91	307		7.52				19.1	17.6	215	69.2	4.4	0.5	1.2	2.4	3.5	13.6
1993	26/10/93	357		7.55	8	10.6			19.3	235.5	77.4	3.8	0.43	1.5	2.5	3.7	10.5
1994	14/03/94	291		7.53	7.6	10			16.05	197	64.1	4.9	0.3	1	4.9	2.7	7.4
1997	24/03/97	283		7.2	9.2				15.35	187	57.4	5.34	0.35	0.89	1.3	2.5	9.5
1999	28/10/99	293		7.49	9.5				15.95	193.9	60.5	5.8	0.5	1.2	1.6	3.2	9.1
2001	11/06/01	319		7.575	9.1				16.6	202.6	64.1	5.9	0.35	1.1	1.6	2.7	14.4
2003	30/09/03	323		7.09					16.8	205.9	66.4	5.5	0.4	1.3	1.8	3.5	13
2003	09/12/03		352.5	7.55	9	12.3	1.7	19.1	17.4	212	69	4.6	0.3	1	2	5	8
2004	05/05/04		333.5	7.775	9	10.9	3.1	17.9	16.3	199	66	3.5	0.4	1.6	2	3	6
2004	11/10/04		321	7.65	9.6		0.5			188	58.8	5.8		1	1.3	2.38	8.7
2004	09/11/04		360	7.7	10	9.6	0.7	16.9	15.8	193	58	5.8	0.4	1	2	3	10
2005	13/07/05		364	7.6	9	10.2	0.6	16.9	16	195	58	5.8	0.4	0.9	2	3	9
2005	10/11/05		328	7.6	9	10.3	0.8	17.4	16.3	199	60	5.9	0.5	1	2	3	11
2006	13/02/06		355	7.5	9.5		1.15		17.8	217	66.1	4.44	0.34	1.1	2.1	2.58	7.4
2006	31/05/06		323	7.7	9	9.9	0.9	15.6	13.8	168	56	4	0.3	0.9	2	3	12
2006	23/10/06		329	7.6	9	9.3	0.8	18.2	15.9	194	63	6	0.5	1.1	2	3	11
2007	04/06/07		346	7.7	9	3.8	0.6	18.6	16.6	203	65	5.8	0.4	1.1	2	3	15
2007	13/11/07		333	7.6	10	10.6	0.7	18.1	16	195	63	5.9	0.5	1	2	3	11
2008	18/02/08		330	7.63	9.5		0.6			193	61.3	5.9		1.1	1.5	2.54	9.6
2008	17/06/08		355	7.6	9	9.8	1.4	18.9	17.7	216	67	5.3	0.4	1.1	2	2	8
2009	14/01/09		348	7.6	9.5	10.7	1.2	19	17.2	210	67	5.6	0.5	1.3	2	3	10
2009	16/06/09		321	7.8	10	9.2	0.6	17.1	15.8	193	59	5.7	0.8	1	2	3	12
2009	26/11/09		319	7.6	9	10.7	0.6	16.4	15.2	185	56	6	0.4	1	2	3	12
2010	19/04/10		325	7.745	9		0.74			186	59.7	5.8		1.1	1.5	2.6	10.5
2010	27/10/10		340	6.8	10	10.5	0.8	18.1	16.8	205	64	5.3	0.4	1.1	2	3	9
2010	10/12/10		335	7.4	10	9.6	0.7	17.6	16.2	198	61	5.9	0.4	1.1	2	3	10
2011	06/06/11		335	7.5	9	10.6	1.9	18	16.7	204	65	4.4	0.4	1.2	2	3	7
2011	28/09/11		339	7.5	10	10.2	0.4	17.6	16.8	205	61	5.7	0.9	1.9	2	3	11
2012	28/06/12		325	7.6	9	10.7	0.4	18.2	16.1	196	63	6	0.4	1.1	2	3	11
2012	15/10/12		357	7.7	10	10	1.7	19.8	17.9	218	71	5	0.4	1.7	3	4	13
2012	26/11/12		358	7.47	9.2		0.97			215	67.7	5.8		1.2	1.9	3.1	11
2013	02/05/13		317	7.6	9	10.8	0.9	17.1		194	61	4.5	0.3	1	2	2	7
2013	07/10/13		324	7.5	10	10.3	0.3	17.8		201	62	5.7	0.4	1.1	2	3	10
2014	26/06/14		333	7.5	10	9.8	0.9	17.8		203	63	5.1	0.5	1.2	1	2	10
2014	04/11/14		323	7.1	10	10.9	0.3	17.1		198	59	5.7	0.4	1	1	2	8
Moyenne		300.4	337.9	7.5	9.3	10.1	0.9	17.8	16.6	194.3	63.1	5.3	0.4	1.1	1.9	2.9	9.9

ADES Producteur de la donnée : Direction Générale de la Santé, SISE-Eaux
Agence de l'Eau Adour Garonne

199 : Valeurs calculées à partir du TAC

Illustration 83 : Synthèse des données physico-chimiques et de qualité (éléments majeurs) mesurées à la source de Fontestorbes (10766X0089/HY, données ADES).

Piézomètre des gorges de la Frau

En 2006, le Conseil Général de l'Aude (CG11) a fait réaliser un piézomètre dans les Gorges de la Frau sur la commune de Comus. Le piézomètre (10765X0203/PZFRAU), profond de 190 m, est situé à environ 150 m à l'amont de la source temporaire de l'Esqueille et recoupe les calcaires fortement karstifiés du Barrémien (0-130m), les marnes de l'Albien (130-160 m) et de nouveau les calcaires du Barrémien (160 à 190 m). Réalisé entre le 28/03/2006 et le 31/03/2006, le tubage est crépiné entre 96 m et 108 m et de 150 m à 190 m de profondeur. Réalisé en période de hautes eaux, le niveau piézométrique statique était, lors de la foration, de -5 m/sol. Au même moment, la source de l'Esqueille coulait et le débit à Fontestorbes était de l'ordre de 3,8 m³/s.

Les paramètres physico-chimiques de l'eau prélevée lors de la foration sont : CE⁸ = 319 µS/cm et température = 10,1°C. L'eau de la source de l'Esqueille à cette période : CE = 266 µS/cm et température = 7,8°C. Les paramètres physico-chimiques de l'eau de Fontestorbes ne sont pas connus pour cette période.

Ce piézomètre a fait l'objet d'un suivi épisodique par le CNRS de Moulis en raison de problèmes de métrologie, les données collectées sur cet ouvrage n'ayant pas été publiées à la date de rédaction de ce rapport. **Dans le but de mieux comprendre le fonctionnement de la zone noyée, il conviendrait de suivre les variations piézométriques de cet ouvrage et d'étudier les interrelations avec la source de Fontestorbes et la source de trop plein de l'Esqueille.**

Anciens projets d'implantation de forages pour l'AEP

D'après (Mangin et Roche 1986), en dehors de l'exploitation de la source intermittente de Fontestorbes les réserves pourraient être facilement sollicitées par forages, implantés dans le synclinorium de Fougax-et-Barrineuf située au Sud.

Une proposition d'implantation de forage a déjà été réalisée (Astruc et al. 1988). Celle-ci est décrite en Annexe 4 et concerne une implantation de forage à l'amont du karst noyé, en aval de la source de l'Esqueille située au contact des calcaires et de leur couverture de marnes albiennes.

Dans le rapport d'ANTEA (Soulé et al. 1996), un complément d'étude géologique entre Freyche et l'Espine a été réalisé. Il en ressort la confirmation de l'existence de plis d'ordre inférieur à l'intérieur de la grande structure anticlinoriale de Bélesta (quelques dizaines de mètres), et l'identification de plis anticlinaux d'ordre secondaire, dont le cœur est calcaire ; ces derniers sont considérés comme des structures favorables pour la circulation de l'eau. **Cette interprétation de la géologie locale reste à valider.**

Deux zones ont alors été identifiées (Illustration 84). La première est constituée par un pli anticlinal d'ordre hectométrique à cœur calcaire (calcaires et calcaires marneux de direction axiale sensiblement est-ouest) et passant approximativement dans les vallées des ruisseaux de l'Ourme à l'Ouest et de Magne à l'Est.

Ce pli recoupe presque perpendiculairement la vallée de l'Hers au niveau du pont routier sur l'Ourme (cote NGF 585 m), à environ un kilomètre en amont du hameau de l'Espine. Cette zone

⁸ CE : conductivité électrique

constituée par l'intersection de la vallée de l'Hers et ce pli anticlinal est à retenir comme la zone la plus favorable.

La deuxième, au niveau de l'Espine, sur le flanc sud d'un anticlinal, intersecte la vallée de l'Hers. Elle est constituée par une structure complexe, où les calcaires et calcaires marneux seraient abondants.

Deux zones d'implantations de forages de reconnaissance avaient été proposées (Illustration 84) :

- le premier pourrait être situé à la confluence de la vallée de l'Ourme (zone 1, au Sud) ;
- le deuxième pourrait être dans la même zone ou dans la zone 2 (près du hameau de l'Espine, au Nord).

Finalement, aucun forage de reconnaissance n'a été réalisé dans ces deux zones.

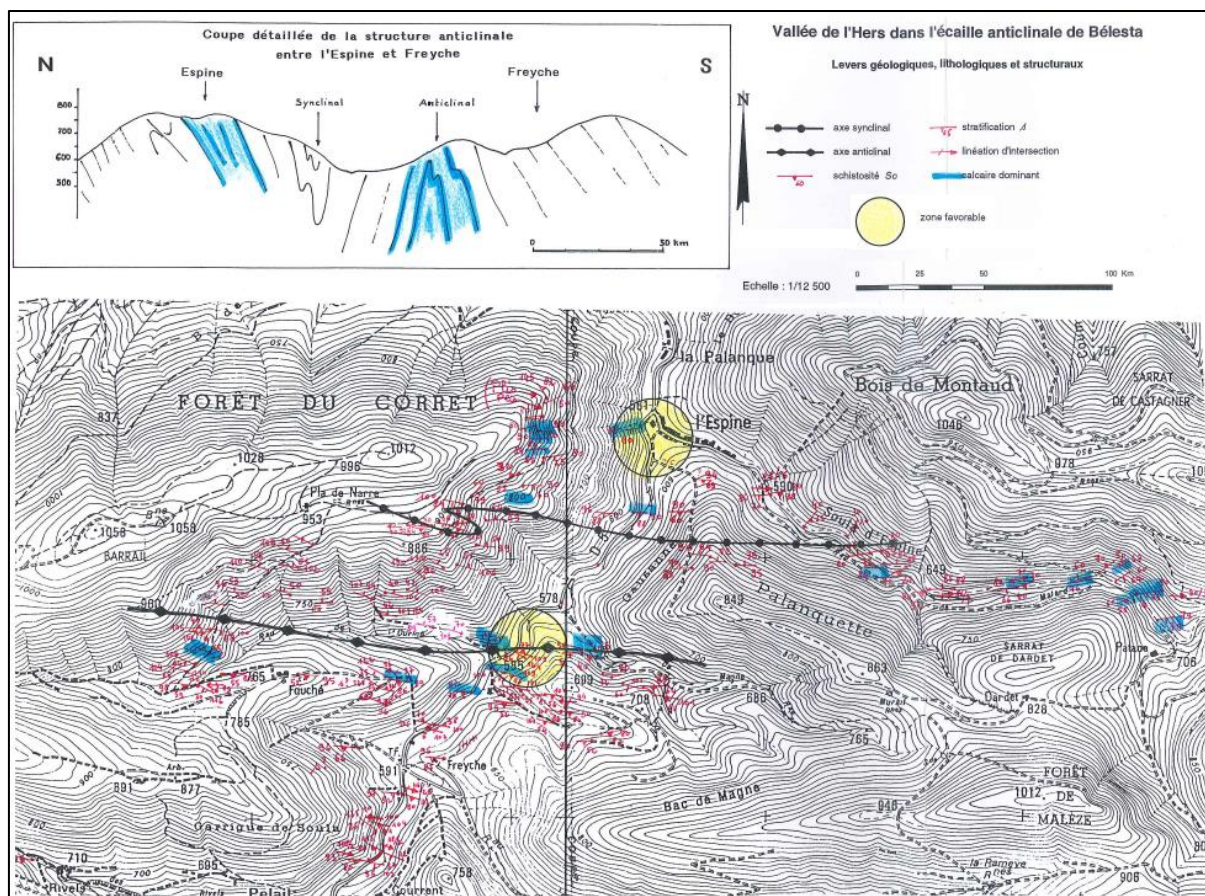


Illustration 84 : Coupe géologique et carte de localisation des deux zones favorables à l'implantation d'un forage.

4.3.3 Le système karstique de Font Maure

Contexte hydrogéologique

La source karstique de Font Maure (318 m NGF 10775X0004/S) est située en rive gauche de l'Aude à la sortie des gorges de Pierre Lys au contact du bassin de Quillan et du chevauchement du Pays de Sault. Le système karstique de Font Maure occupe la partie orientale du Plateau de Sault. Ce système karstique n'a pas fait l'objet d'investigation détaillée contrairement à Fontestorbes. La synthèse des connaissances présentée ci-après s'appuie essentiellement sur les travaux de Grévellec (1974) et Salic (1985). La description du réseau spéléologique exploré depuis l'exutoire est présentée en annexe 7.

La source de Font Maure a fait l'objet d'un suivi hydrométrique entre 1959 et 1961. Nous ne disposons pas d'information sur les modalités de mesure des hauteurs d'eau et des débits mis en œuvre à cette époque. Récemment, un seuil (Illustration 85) a été installé sous maîtrise d'œuvre du CG11 et des mesures de hauteur d'eau, de température et de conductivité électrique des eaux ont été effectués par le CG11. Cet ouvrage a fait l'objet de nombreux actes de vandalisme depuis son installation en 2010, les données collectées sur cet ouvrage n'ont pas été publiées à la date de rédaction de ce rapport.



Vue de la source depuis la route



Vue du seuil sous le pont

Illustration 85 : Photographies de la source de Font Maure.

Les informations recueillies par EDF (1959-1961) lors de l'étude du bassin d'alimentation de Font Maure concernent les débits de la source de Font Maure et des opérations de traçages qui ont été complétées par Grévellec (1974). A partir de ces données, une délimitation du bassin hydrogéologique du système karstique a pu être proposée (Salic 1985) :

- la limite septentrionale s'aligne, depuis la source de Font Maure, sur le contact entre les calcaires et les marnes du synclinal de Quillan. Elle passe par le Picoulet du Quirhaut (1288 m) et le pic du Bac (1168 m) avant de se raccorder au chevauchement du Pays de Sault ;

- la limite occidentale correspond à la bordure ouest du bassin versant du ruisseau des Mouillères. « Au Nord, la limite retenue tient compte des colorations de la Jasse, de Sarrat de l'Etreuil et du bassin d'alimentation de la source de Fontburgens ». Au Sud, la ligne de crête a servi de séparation entre les systèmes karstiques de Fontestorbes et de Font Maure. Cependant, en période de crue, les engorgements des pertes entraînent un ruissellement de surface, dont une partie ira augmenter le débit de Fontestorbes (Mangin 1975) ;
- la limite méridionale est caractérisée plus difficilement en raison des formations superficielles qui recouvrent le plateau. Elle passe par la Serre de Moncaup (1774 m), le Pic du Midi (1179 m) et le Sarrat de Maljournal (1112 m), d'après les colorations de Quirines et de Sarrat d'Aulis (Grévillec 1974). La limite se poursuit jusqu'au point coté 894 m au Nord-Est du hameau de Montplaisir, afin de tenir compte du bassin versant de la source de Belfort-sur-Rébenty. Depuis le Sud du village de Belvis, la limite s'oriente Ouest-Est, intégrant le bassin versant du ruisseau qui aboutit à la perte du Rébounédou. Elle correspond ensuite au contact entre les calcaires et les marnes du bassin du Rébenty. Au-delà du lieu-dit la Rébouillère, la limite suit le contact entre les marnes de Quirbajou et les calcaires du Barrémien jusqu'à la vallée de l'Aude ;
- la limite orientale est plus imprécise. Elle serait constituée par la vallée de l'Aude ; seule une petite partie de la forêt des Langes serait drainée par la source de Font Maure (Grévillec 1974).

Une telle délimitation du système correspond à une surface de bassin d'environ 100 km² (Grévillec 1974; Salic 1985). Actuellement, le bassin hydrogéologique du système de Font Maure est plutôt estimé à 110 km² d'après le nouveau découpage adopté dans l'Atlas Hydrogéologique du Languedoc Roussillon. Les débits de la source de Font Maure seraient compris entre 0,5 m³/s et 12 m³/s. D'après les données acquises en 1959, Grévillec (1974) rapporte que la source temporaire du Blau (630 m NGF) à Puivert serait un trop plein du système de Font Maure, avec des débits de crue pouvant atteindre 4 m³/s.

La délimitation du bassin d'alimentation du système de Font Maure est présentée en Illustration 86. Notons que le tracé de l'impluvium de BD Lisa n'intègre pas le point des pertes de Camurac (pt 5), or les résultats du traçage de 1974 indiquent une restitution à la source de Fontmaure. Les informations relatives aux essais de traçage sont reportées dans le tableau de l'illustration 90. Aucune information quantitative ne permet de juger de la qualité des restitutions de ces traçages.

Sur la carte de l'illustration 86, pour le traçage des pertes de Camurac (traçage n°5), nous avons reporté la direction du cheminement de l'eau tel que proposée par Salic (1985). Le cheminement serait orienté globalement suivant le Nord jusqu'à Espezel avant de rejoindre Font Maure en empruntant le même cheminement que le traçage des pertes de Bouychette (traçage n°7).

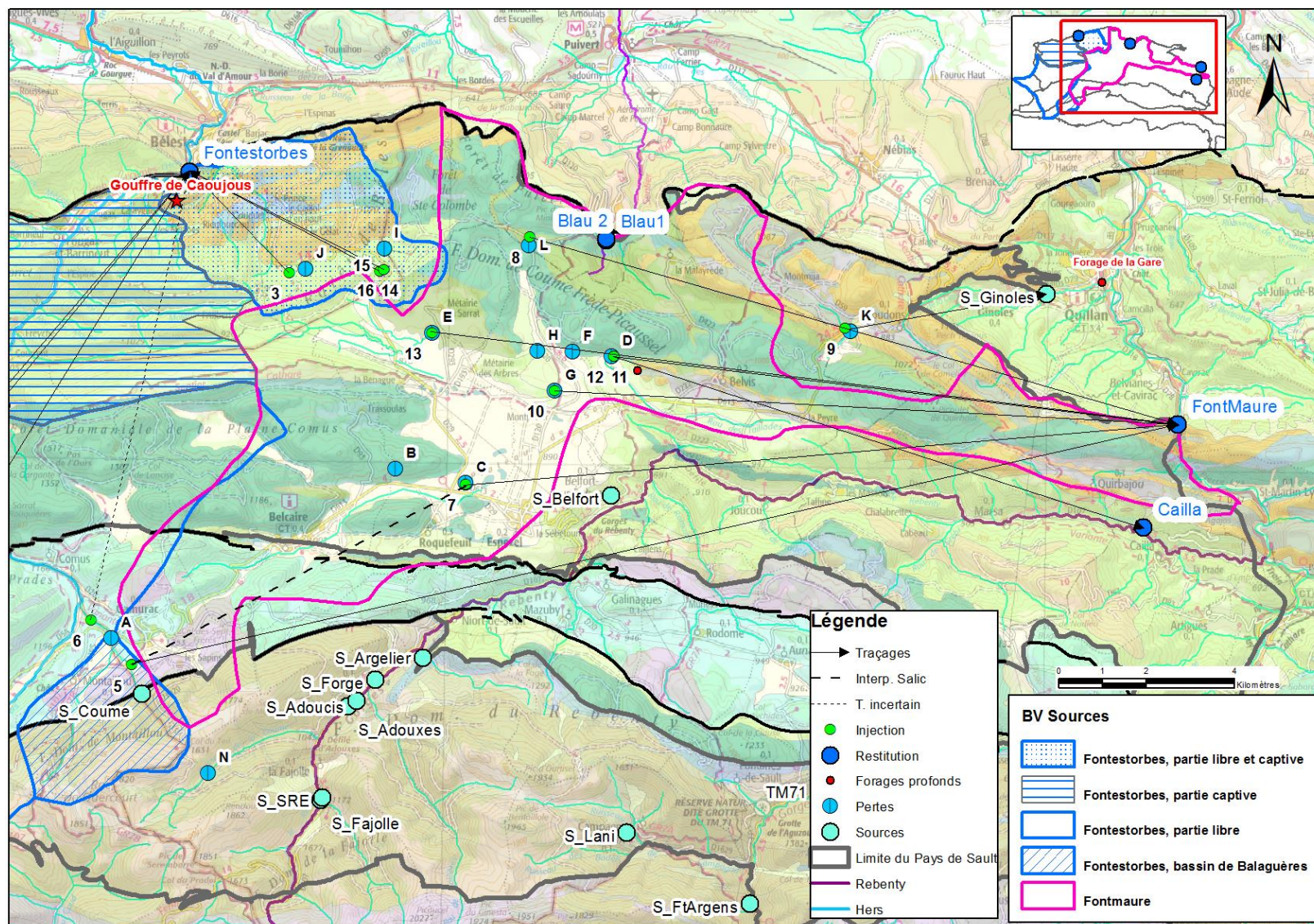


Illustration 86 : Localisation des traçages et délimitation du bassin hydrogéologique de la source de Font Maure (d'après Grévelec 1974 et Salic 1985) sur fond géologique 1/50 000.

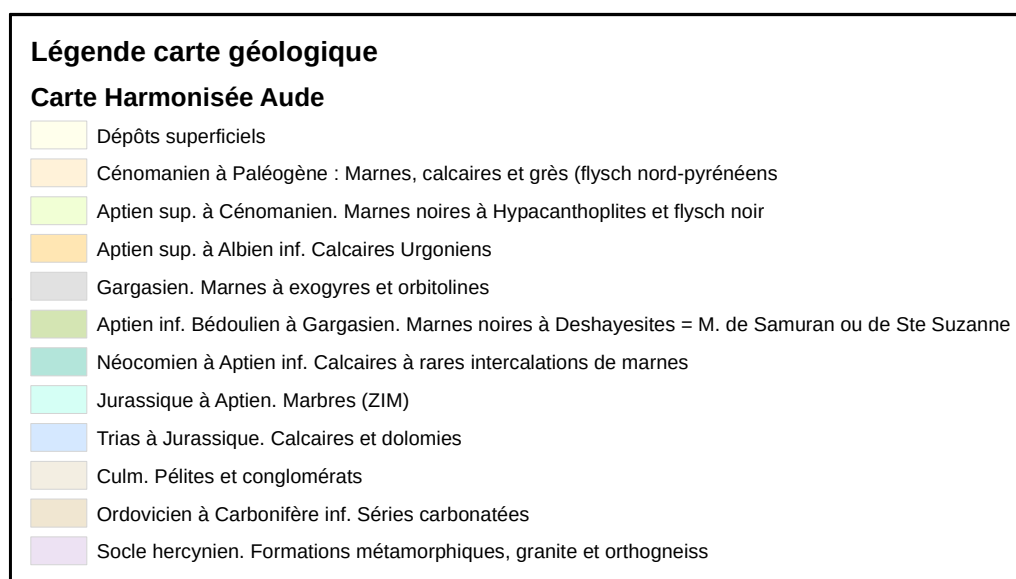


Illustration 87 : Légende géologique de la carte de l'illustration 86 (1/50 000).

Contexte hydrodynamique

Les données produites par EDF dans les années 1960 sur la source de Font Maure concernent la période du 27/03/1959 au 11/09/1962. La courbe de tarage est établie pour des débits compris entre 0,26 m³/s et 6 m³/s. Les débits supérieurs à 6 m³/s (cf. illustration en annexe 9) ont donc été extrapolés à partir de la courbe de tarage.

Dans le rapport de Salic (1985), l'analyse des débits classés sur des périodes allant du 30/09/59 au 17/10/61 (Illustration 89), semble confirmer l'existence d'une fuite d'une partie des écoulements vers la source du Blau qui fonctionne comme un trop-plein. Ce phénomène semble s'activer pour des débits à la source de Font Maure supérieurs à 1,2 à 1,4 m³/s. Les données hydrodynamiques ainsi que les essais de traçage artificiel réalisés semblent donc indiquer que le drainage souterrain dans la partie nord-est du Plateau de Sault tend à s'organiser de manière préférentielle vers la source de Font Maure. La source du Blau, exutoire temporaire du Plateau de Sault, ne serait alors qu'un trop plein du système, tarissant en été (Mangin, repris par Grévellec 1974).

A l'aide de l'analyse des débits classés, Salic (1985) souligne également qu'une rupture de la courbe des débits classés est observée pour les débits importants (autour de 3-4 m³/s) ce qui traduit l'existence d'apport au bassin d'alimentation de Font Maure. **Les résultats de cette analyse effectuée sur seulement deux cycles hydrologiques doivent néanmoins être considérés avec prudence car les données de débits en période de hautes eaux peuvent être entachées d'une importante incertitude.**

Par ailleurs, il est indiqué qu'en période de hautes eaux, les pertes situées au Sud de Camurac (au sein des calcaires métamorphisés de la ZIM) n'absorbent plus la totalité de l'écoulement du ruisseau du Balaguès (Illustration 64) et que le flux résiduel de surface va rejoindre l'Hers (près de Comus). Une partie de ces écoulements s'oriente alors vers le bassin d'alimentation de Fontestorbes en raison des pertes qui se produisent également sur l'Hers entre Comus et les gorges de la Frau, comme précédemment souligné lors de la description du système de Fontestorbes. La limite hydrogéologique entre les deux systèmes karstiques de Fontestorbes et de Font Maure serait donc fluctuante au cours du cycle hydrologique, en fonction de

l'importance de la recharge et de la répartition surface/souterrain des écoulements qui en dépend au droit de la perte de Camurac. **Le suivi des niveaux d'eau au sein de cette zone d'alimentation par l'intermédiaire d'un piézomètre apparaît indispensable pour mieux comprendre le fonctionnement hydrogéologique du karst de Font Maure et de Fontestorbes.**

L'analyse des courbes de récession (Illustration 88) par l'approche de Mangin indique que le temps d'infiltration est important (compris entre 46 et 74 jours), que les coefficients de vidange sont faibles et comparables à ceux de Fontestorbes (récession de 1961 excepté). Le volume dynamique⁹ est estimé en moyenne à $17 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Salic 1985). Cette valeur entachée d'une importante incertitude (Vd compris entre 7,9 et 22,3 millions de m^3) indiquerait l'existence de réserves significative voire importantes, mais inférieures à celles calculées pour Fontestorbes ($25 \times 10^6 \text{ m}^3$). Le pouvoir régulateur du karst noyé de Font Maure ($k=0,27$, valeur moyenne) serait situé entre celui du Baget et celui de Fontestorbes. Le paramètre d'infiltration moyen calculé est de 0,54 (Salic 1985). Le report des paramètres (i et k) dans la classification de Mangin indiquerait que le système karstique de Font Maure appartiendrait au domaine 1 de la classification (Illustration 76). Il s'agirait d'un système karstique complexe et de grande dimension dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes.

Récession	ti (j)	alpha(j-1)	Epsilon	Vdyn (10^6 m^3)
1960	70	0.0038	0.399	7.9
1961	74	0.0012	0.308	22.3
1962	46	0.0036	0.470	7.9

Illustration 88 : Récessions étudiées par Salic (1985) : du 20/04/1960 au 03/09/1960 ; du 09/06/1961 au 06/10/1961 ; du 02/06/1962 au 11/09/1962

⁹ Volume dynamique Vd : volume des réserves du karst noyé, dont l'écoulement détermine les variations de débit en régime non influencé

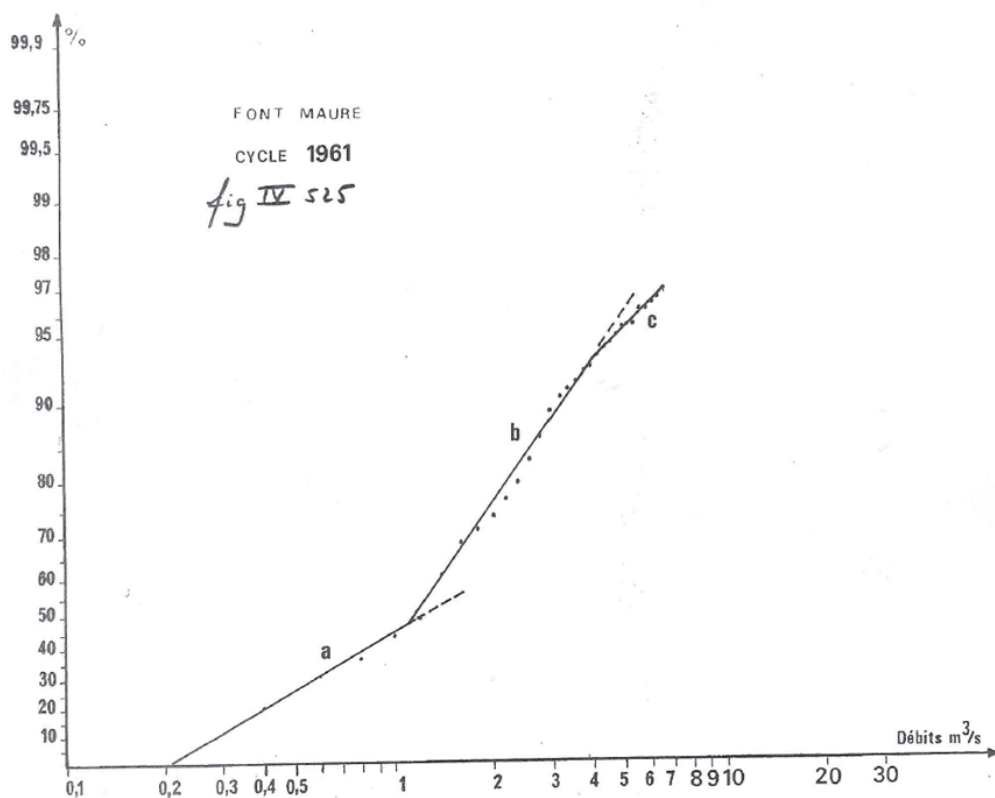
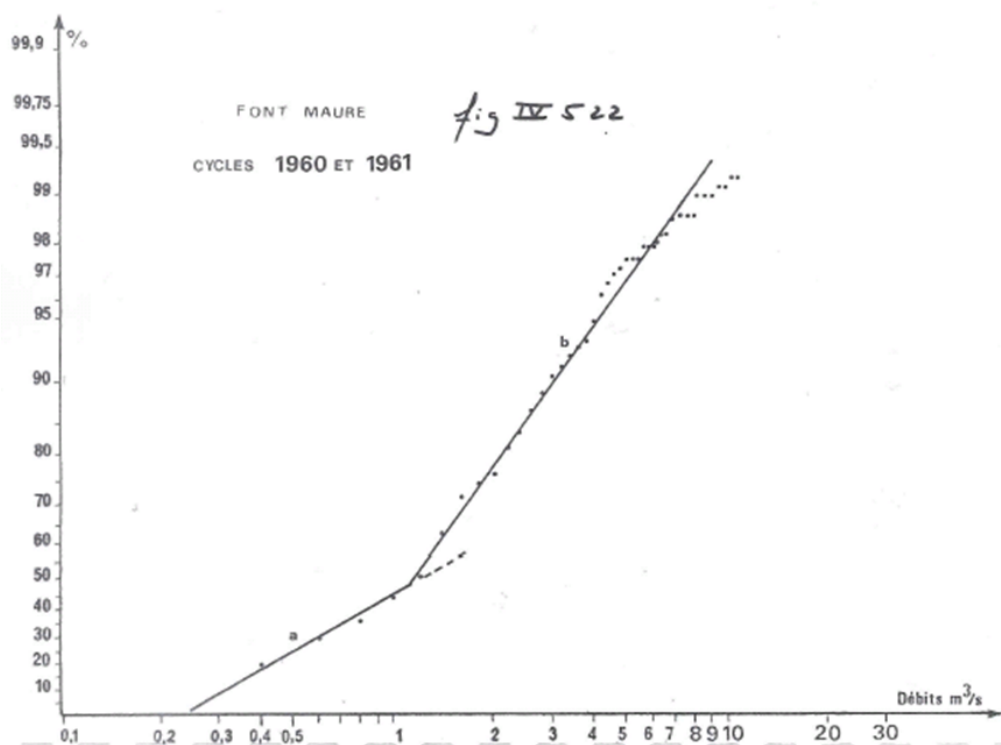


Illustration 89 : Courbe des débits classés de Font Maure (d'après Salic 1985).

D'après Salic (1985), les analyses corrélatoires et spectrales réalisées sur les données d'EDF montrent l'existence de deux aquifères aux comportements hydrodynamique différents. Le

premier aquifère, situé dans la partie orientale du système, serait assez mal drainé. Il présenterait toutefois un karst noyé possédant une zone très transmissive.

Le second aquifère serait localisé dans la partie occidentale du système. L'organisation du drainage serait beaucoup moins développée. Il serait susceptible de présenter des réserves importantes.

Salic (1985) a établi une carte des potentialités des réserves du karst entre la Neste et l'Aude. La zone à forte potentialité s'inscrit sur les bassins hydrogéologiques des sources de Fontestorbes et Font Maure. Les karsts situés au sein des calcaires primaires (zone axiale) apparaissent globalement pas ou peu renseignés vis-à-vis de l'importance des réserves.

N° sur carte	5	7	8	9	10	11	12	13
Origine Bibliographique	Grévélec 1974	EDF cité par Grévélec 1974	Grévélec 1974	EDF cité par Grévélec 1974	Grévélec 1974	EDF cité par Grévélec 1974	EDF cité par Grévélec 1974	EDF cité par Grévélec 1974
Point d'injection	Perte de Camurac	Perte de Bouychette (des Quirines)	Perte au nord du Sarrat de L'Etreuil	Perte du ruisseau de Courdons ou perte du ruisseau de Montmija	Perte de la Vernouze (Perte au nord de la Sarrat d'Aulis - Mouillères de Montplaisir)	Ruisseau de Belvis (Rébounédou)	Ruisseau de Belvis (Rébounédou)	Ruisseau des Mouillères (lieu dit Les Coumeilles)
X	611239	618573	620023	627210	620594	621952	621952	617802
Y	6189589	6192680	6198323	6196245	6194815	6195604	6195604	6196140
Z (m)	1230	895	870	854				869
date réalisation	24/03/1974	20/04/1959	28/06/1974	30/09/1959	15/05/1974	11/01/1958	11/01/1958	14/02/1958
Traceur utilisé	fluorescéine?	fluorescéine?	fluorescéine?	fluorescéine?	fluorescéine?	fluorescéine?	fluorescéine?	fluorescéine?
Quantité Injectée (kg)	10?	5	3	?	3	5	5	5
Débit injection (l/s)	?	?	?	10	?	50	50	50
Distance Linéaire (km)	24	15.6	15.5	4.65	14.5	12.75	12.25	16.6
Temps d'apparition (j)	15	9	25	17	<28	14	17	17
Pente (%)	3.7%	3.7	3.5%	11.6	3.8%	4.2%	4.3%	3.3%
Vitesse apparente (m/h)	67	72	26	11	<22	38	30	41
Résultat	POSITIF	POSITIF	POSITIF	POSITIF	POSITIF	POSITIF	POSITIF	POSITIF
Surveillance	Font Maure	Font Maure	Font Maure	Ginols	Font Maure	Font Maure	Sce de Cailla	Font Maure
Débit pt Surveillance	?	2.29 m3/s	?	?	?	?	150 l/s	?
Système Karstique	Fontmaure	Fontmaure	Fontmaure	Ginole et Fontmaure?	Fontmaure	Fontmaure	Cailla et Fontmaure?	Fontmaure

Illustration 90 : Tableau des caractéristiques des traçages pour la source de Font Maure

Informations complémentaires sur la source de trop plein du Blau

La source temporaire de trop plein du Blau (630 m NGF) est située à 500 mètres au Sud du hameau de l'Escale dans la reculée du même nom (Illustration 91). La source est également nommée Aigo-Neich, « l'eau naît » en occitan, et non Aigo-Niret comme reporté sur la carte IGN 2247OT (CDS-Aude 1985). La source, dont le comportement est caractérisé par des mises en charges brutales, peut atteindre des débits de crues de 4 à 5 m³/s.

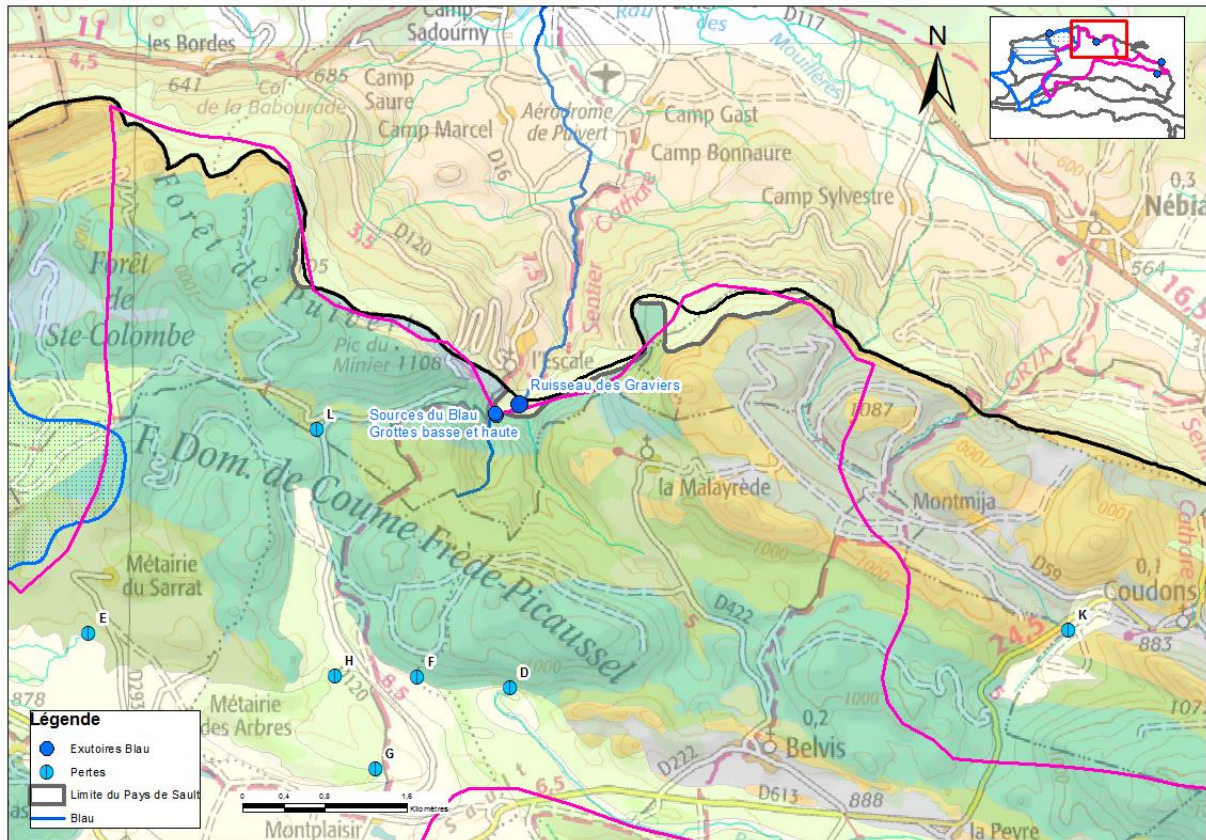


Illustration 91 : Carte de localisation des sources du Blau sur fond géologique 1/50 000.

La source de trop plein du Blau émerge d'une grotte à double entrée (grotte basse : 10767X0228/C ; grotte haute : 10767X0229/C) connectée à un siphon noyé (Illustration 92). A l'étiage, le plan d'eau du siphon est situé à -25 m de profondeur par rapport au porche d'entrée. La galerie principale se développe dans les brèches limites du Jurassique supérieur, probablement au contact des argiles du Trias. Une coupe géologique interprétative est présentée en Illustration 94.

Un troisième exutoire, la « résurgence des graviers », situé plus au Sud-Est, au pied du « Saut de la Bourrique » est en relation directe avec le réseau noyé de la source de trop plein (Hydrogéosphère 2004; Mangin et Yvroux 2009). De cette résurgence naît le ruisseau des Graviers (Illustration 93) qui rejoint le ruisseau du Blau en rive droite, à quelques centaines de mètres en aval des deux premiers exutoires. La localisation sur scan IGN (Illustration 91) correspond au lieu où a été prise la photo, et non à la résurgence.

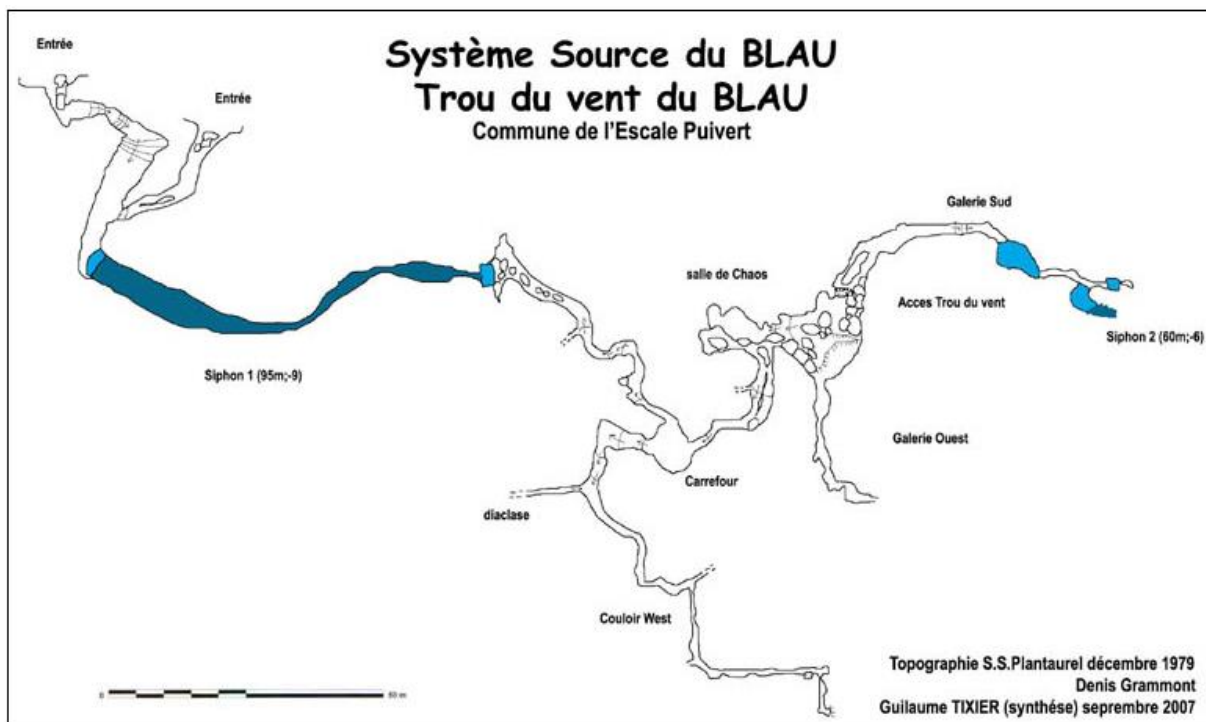


Illustration 92 : Topographie du réseau karstique exploré de la source du Blau.



Illustration 93 : Photographies du porche supérieur de la source du Blau (Tixier 2007) et du ruisseau des Gravieres à sec (24 avril 2014).

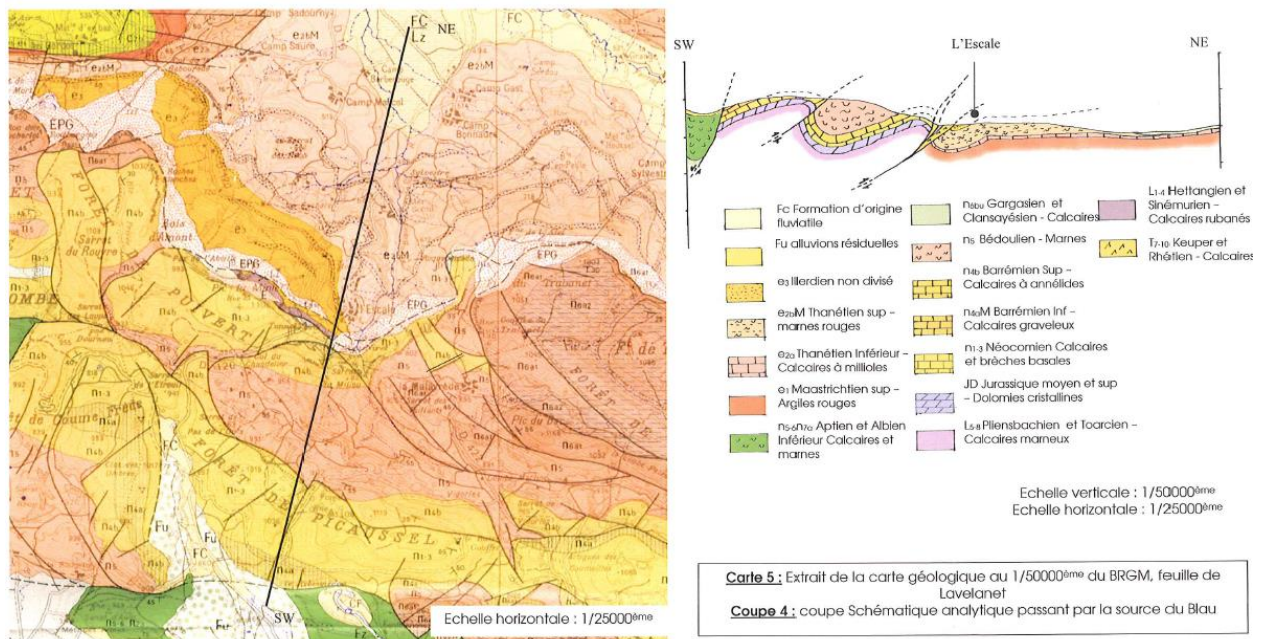


Illustration 94 : Contexte géologique et coupe interprétative au voisinage de la source du Blau (planche extraite du rapport Hydrogéosphère 2004)

Les débits de la source du Blau et de la résurgence des graviers (Trou du Vent) ont été suivis à l'aide d'un limnigraphe installé à Puivert en 1959 (Annexe 9). La localisation de la station de jaugeage n'est pas connue, nous supposons qu'elle permettait également de prendre en compte les débits de la résurgence des Graviers. A partir des suivis réalisés, il a été constaté que le débit du Blau s'annule lorsque le débit de Font Maure est inférieur à une valeur comprise entre 1,2 – 1,4 m³/s.

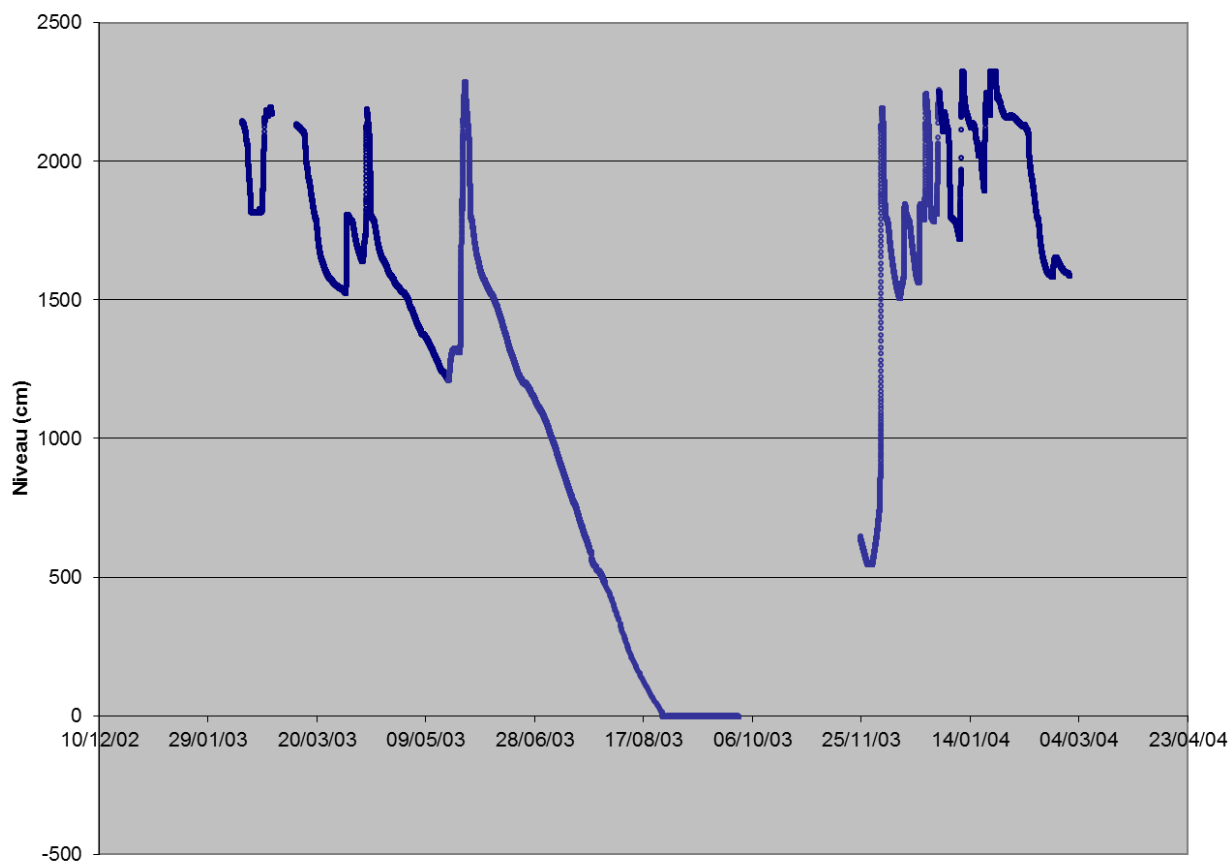


Illustration 95 : Evolution du plan d'eau mesuré dans le siphon du Blau (Hydrogéosphère 2004)

En 2003, les niveaux du plan d'eau du siphon du Blau ont été suivis par Hydrogéosphère (2004) ainsi que les débits, par mesures ponctuelles. Les variations piézométriques mesurées apparaissent supérieures à 25 m (Illustration 95), les débits mesurés lors d'une crue (27/02/03) sont estimés à 1,5 m³/s (Illustration 96).

Annexe 20: RESURGENCE du BLAU		
courbe de tarage		
Date	débit ruisseau	hauteur résurgence
25/03/2003	0,016	15,660
27/03/2003	0,028	15,490
23/12/2003	0,033	17,970
14/03/2003	0,136	20,780
15/01/2004	0,304	21,330
27/02/2003	1,507	21,570

Illustration 96 : Débits de la source temporaire du Blau (Hydrogéosphère 2004).

Informations Géochimiques

Source de Font Maure

La source de Font Maure fait l'objet d'un suivi globalement trimestriel par l'Agence de l'eau RMC depuis 1995. Les résultats des analyses chimiques réalisées sont reportés dans les tableaux ci-après (Illustration 97 et Illustration 98). Les eaux sulfatées calciques de Font Maure présentent des conductivités électriques globalement assez élevées (comprise entre 379 et 1075 $\mu\text{S}/\text{cm}$), des teneurs en bicarbonate élevées (comprise entre 379 et 1075 mg/l) et des teneurs en sulfates importantes de l'ordre de 168 mg/l en moyenne (valeurs comprises entre 11 mg/l et 292 mg/l). Les eaux de Font Maure apparaissent globalement nettement plus minéralisées que celles de Fontestorbes (Illustration 83).

Les mesures de Salic (1985), réalisées de juillet 1982 à septembre 1983 montrent également des teneurs en sulfates comparables comprises entre 200 et 250 mg/l lors de l'étiage. L'origine des teneurs élevées en SO_4 est liée à la présence des évaporites triasiques et à la dissolution du gypse. Une circulation des eaux semble donc s'opérer au contact des évaporites triasiques, présentes à la base de la série calcaire et au contact des principaux accidents chevauchants dont le chevauchement frontal nord-pyrénéen.

La température des eaux de Font Maure est également variable et comprise entre 7.1°C et 14.5°C. Les températures élevées sont observées en étiage. Les eaux de Font Maure présentent donc une petite anomalie thermique en comparaison avec les eaux de Fontestorbes. Les températures élevées sont bien corrélées aux teneurs élevées en sulfate ce qui corrobore l'idée de circulation profonde. La coupe interprétative d'Yvroux (1998) permet d'illustrer le type d'écoulement possible (Illustration 104).

Les teneurs en chlorures apparaissent globalement faibles (<5 mg/l), les teneurs apparaissent toutefois supérieures à celles mesurées à Fontestorbes, d'un facteur 1,6 si l'on considère les valeurs moyennes ($\text{Cl} = 3,1 \text{ mg}/\text{l}$ en moyenne à Font Maure contre 1,9 mg/l à Fontestorbes).

Les teneurs en nitrates (<16 mg/l) sont globalement variables au cours du cycle hydrologique. Il n'existe pas de déterminisme évident pour expliquer les valeurs élevées en nitrate.

Les fortes turbidités sont associées aux périodes de crues et de hautes eaux caractérisées par des baisses importantes de la minéralisation (conductivité). C'est également au cours de ces périodes que sont globalement observés les pics de pollutions bactériologiques.

		µS/cm	°C		mV	mg/l	mg/l	°F	°F	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Date prélèvement	C (25°C)	T	pH	Eh	O2dis	SiO2	TH	(T.A.C.)	HCO3	Ca	Mg	Na	SO4	Cl	
1995	28-mars	576	9.3	7.8			36.1								2.7
1995	10-mai	534	11.2	7.7			33.8								3.3
1995	05-déc	629	10	7.4			39.9								3.7
1996	05-mars	420	9.8	7.7			25.1								2.7
1996	21-mai	406	10.7	7.5			23.5								2
1996	04-sept	734	11.8	8			46.3								2.7
1997	01-oct	749	13	7.4			44	18.1	221	141	21	2.2	230		2.4
1997	08-déc	832	11.6	7.5			47.6	17.9	218	151	23.8	4.2	269	<2	
1998	18-mars	403	11.1	7.5			22.3	18	220	82	4.2	1.1	36		3.3
1998	26-mai	555	11	7.6			31.6	20	244	112	8.4	2.8	99		3
1998	20-oct	410	11.8	7.3			28.3	20.5	250	96.6	10	1.6	92		2.3
1998	16-déc	528	10.5	7.5			27.7	20.7	253	99.2	6.8	<1	75		3.4
1999	07-avr	579	11	7.4			31.4	19.3	236	109	9.9	1.8	106		3
1999	30-juin	764	11.4	7.4			41.9	18.6	227	136	19.1	2.6	227		2.8
1999	21-sept	623	12.1	7.5			34.5	18.9	231	117	12.5	2.3	151		2.5
1999	14-déc	698	11.5	7.5			32.5	19.7	240	115	9	2.2	126		2.8
2000	03-oct	819	11.6	7.2	150	8.5	46.5	18.4	225	149	21	1.8	269		2.8
2000	13-déc	595	14.5	7.2	122	5.1	31.9	19.7	240	104	10	2.4	110		2.8
2001	26-juin	804	11.5	7.3	246	9.1	40.5	19.2	234	166	23.2	5	275		4.7
2001	07-août	826	11.6	7.1	265	8.9	45.6	18.4	225	148	21	<1	244		3.5
2001	16-oct	861	12.8	7.2	260	7.9	47.5	18	220	153	24	1	269		3
2001	18-déc	591	9.1	7.1	228	10.5	31.2	18.4	225	113	11	1.8	131		3.6
2002	02-avr	705	11	7.5	34	9.5	58.3	19	232	134	15	2.4	184		3.8
2002	25-juin	406	12	7.5	48	0.6	4.5	25.6	19.4	237	95	5.6	1.7	50	3
2002	17-sept	702	12	7.7	48	0.4	6.2	43.5	19.4	237	129	16	1.8	184	3.1
2002	10-déc	395	10.1	7.4	4	11.1	3.4	20.9	19.5	238	84	2.6	1.5	11	2.8
2003	10-mars	379	10.3	7.3		11	4.1	21.5	17.7	216	79	2.8	1.3	24	2
2003	16-juin	557	12.1	8			5.4	30.3	20.4	249	112	6.6	1.3	92	2
2003	10-sept	854	11.8	7.4			6.6	48.6	18.4	225	156	24	2	287	3
2003	10-déc	707	11.3	7.2	46		5.3	39.2	20.4	249	130	15	2.1	169	3
2004	23-sept	800	12.1	7.6	214	10.4	6.6	49.2	18.5	225	146	21.8	2.3	283	3.1
2005	08-mars	726	10.3	7.7	91	9.4	2	40.1	18.8	230	128	16.3	2	182	3.4
2005	26-sept	887	11.5	7.5	53	8.6	6.7	48.6	18.1	220	157	25.5	2.2	281	3.2
2006	11-avr	567	11	7.4	6	10.7	5.2	33.8	18.8	230	116	11.9	2	137	3.3
2006	12-juil	797	14	7.1	212	8.9									
2006	24-oct	777	11.7	7.4	139	8.9	5.7	43.8	18.9	230	143	19.5	2.2	229	3.3
2007	26-avr	443	11.6	7.4	164	10.3	4	24	20.4	249	92	4.4	1.7	32.5	3.6
2007	29-oct	843	11.8	7.4	152	6.7	6.8	49.1	18.3	223	154	23.7	2	267	3.1
2008	07-avr	390	10.5	7.55	199	10.5		21.1	18.8	229	80	2.6	1.6	14.4	3.3
2008	06-oct	832	12	7.63	337	7.95		48.5	18.55	226	157	22.5	2	265	3
2009	20-avr	424	10.6	7.46	188	14.5		23.1	19.35	236	85	4.1	1.9	26.3	3.1
2009	12-oct	1015	11.8	7.13	155	8.3	7.2	49.6	18.15	222	161	23.3	1.9	276	5.1
2010	27-avr	498	12	7.7	189	9.9	4.5	26.3	19.2	234.2	94	6.9	1.9	76.3	3.2
2010	05-oct	810	14	7.4	100	9.1	6.4	47.8	18.5	225.7	154	22.8	2	279	3.3
2011	05-avr	610	10.2	7.4	198	10.9	5.1	32.8	19.6	239.1	115	10	1.9	138	3.3
2011	05-oct	778	12.4	7.5	197	9.4	5.8	43.1	20.2	246.4	143	18	3	227	2.6
2012	04-avr	645	10.8	7.6	148	10.2	5.6	37.7	20.4	248.9	128	14	2.9	150	3.3
2012	03-oct	848	13.3	8.1	191	8.8	7	48.6	19	231.8	157	23	3.5	286	3.2
2013	10-avr	465	11.5	7.7	164	10.1	4.5	27.8	19.7	240.3	100	6.6	1.9	64	2.9
2013	25-sept	822	14	7.5	190	9	7.7	47.6	19	231.8	152	23	2.1	292	3.3
Moy		652.4	11.5	7.5	152.8	8.9	5.5	37.1	19.1	232.8	124.9	14.5	2.1	167.8	3.1
Producteur de la données: Agence de l'eau RMC															

Illustration 97 : Synthèse des données physico-chimiques et de qualité (éléments majeurs) mesurées à la source de Font Maure (10775X0004/S, données ADES).

Date prélèvement		µS/cm C (25°C)	°C T	NTU Turb.	mg/l COD	mg/l NO3	mg/l NO2	mg/l NH4	nb/100ml C*	C.T*	E*	E.C*
1995	28-mars	576	9.3	1.5		5		0.1	14	7	4	
1995	10-mai	534	11.2	0.9		4.8		0.1	53	22	12	
1995	05-déc	629	10	9.7		5.6		0.1	150	60	34	
1996	05-mars	420	9.8	4.1		3.7		0.1	47	36	22	
1996	21-mai	406	10.7	4.3		2.7		0.1	85	11	129	
1996	04-sept	734	11.8	<0.5		4.8		0.1	40	2	13	
1997	01-oct	749	13	0.2		6	0.02	0.01	39	22	6	
1997	08-déc	832	11.6	0.5		7	0.02	0.01	3	3	0	
1998	18-mars	403	11.1	8.8		4	0.02	0.01	123	80	78	
1998	26-mai	555	11	0.3		4	0.02	0.01	21	9	6	
1998	20-oct	410	11.8	1.5		3	0.02	0.01	151	127	67	
1998	16-déc	528	10.5	1.6		4	0.02	0.01	40	29	17	
1999	07-avr	579	11	1.6		4	0.02	0.01	43	14	12	
1999	30-juin	764	11.4	0.6		7	0.02	0.01	16	11	2	
1999	21-sept	623	12.1	1		5	0.02	0.01	88	54	21	
1999	14-déc	698	11.5	0.7		5	0.02	0.01	27	25	12	
2000	03-oct	819	11.6	0.2		6.8	0.02	0.05	5	5	3	
2000	13-déc	595	14.5	1		4.2	0.02	0.05	34	19	26	
2001	26-juin	804	11.5	0.1	0.5	10.9	0.02	0.05	15	4	0	
2001	07-août	826	11.6	0.1	0.7	7.2	0.02	0.05	4	3	0	
2001	16-oct	861	12.8	0.2	0.5	6.6	0.02	0.05	7	0	0	
2001	18-déc	591	9.1	0.2	1.8	5	0.02	0.05	24	10	10	
2002	02-avr	705	11	0.4	0.9	5.6	0.02	0.05	110	14	1	
2002	25-juin	406	12	0.8	2	2.5	0.02	0.05	77	49	20	
2002	17-sept	702	12	0.7	0.8	6	0.02	0.05	45	29	9	
2002	10-déc	395	10.1	4.6	3.8	2.1	0.02	0.05	200	74	65	
2003	10-mars	379	10.3	14.4	2.7	2	0.02	0.05	200	150	148	
2003	16-juin	557	12.1	0.5	1.1	4	0.02	0.05	93	47	3	
2003	10-sept	854	11.8	0.4	0.5	6	0.02	0.05	30	6	5	
2003	10-déc	707	11.3	1.5	1.7	16	0.02	0.05	47	26	10	
2004	23-sept	800	12.1	0.26	0.3	7.1	0.02	0.05	4	4	0	
2005	08-mars	726	10.3	0.9	0.8	5.8	0.02	0.05	22	22	8	
2005	26-sept	887	11.5	0.1	0.3	7.2	0.02	0.05	30	30	10	
2006	11-avr	567	11	0.81	1	5.4	0.02	0.05	29	29	2	
2006	12-juil	797	14									
2006	24-oct	777	11.7	0.76	0.6	6.4	0.02	0.05	64	64	11	
2007	26-avr	443	11.6	1.7	2.8	3.3	0.02	0.17	1000	1000	64	
2007	29-oct	843	11.8	0.2	0.5	6.5	0.02	0.05	7	7	1	
2008	07-avr	390	10.5	4.1	2.9	3.3	0.02	0.05	34		1	34
2008	06-oct	832	12	0.45	0.5	6.1	0.02	0.05	26		1	4
2009	20-avr	424	10.6	2.8	1.7	2.9	0.02	0.05	65		21	65
2009	12-oct	1015	11.8	36	0.4	6.5	0.02	0.05	1		1	1
2010	27-avr	498	12	0.96	1.8				17		9	17
2010	05-oct	810	14	0.24	0.5	6.7	0.02	0.05	3		0	2
2011	05-avr	610	10.2	0.73	1.3	5	0.02	0.05	27		2	27
2011	05-oct	778	12.4	0.3	1	4.7	0.02	0.05	84		7	38
2012	04-avr	645	10.8	1.8	1.1	4.9	0.02	0.05	25		3	2
2012	03-oct	848	13.3	0.4	0.5	6.9	0.01	0.05	5		1	1
2013	10-avr	465	11.5	3.2	1.7	3.7	0.01	0.05	124		17	33
2013	25-sept	822	14	0.3	0.78	7.3	0.01	0.05	50		0	19
Moy		652.4	11.5	2.5	1.2	5.4	0.0	0.1	70.4	56.9	18.2	20.3
Producteur de la données: Agence de l'eau RMC												
C*=Coliformes; CT* = Coliformes thermotolérants;												
E* = Enterocoques; EC* = Escherichia coli (E. coli)												

Illustration 98 : Synthèse des données de turbidité, Carbone organique et bactériologique mesurées à la source de Font Maure (10775X0004/S, données ADES).

Source du Blau

Peu d'informations géochimiques sont disponibles sur la source de trop plein du Blau. Les données les plus détaillées ont été acquises par Hydrogéosphère (2004).

Les suivis physico-chimiques réalisés entre 2003 et 2004 révèlent que les eaux du Blau présentent des conductivités électriques variables au cours du cycle hydrologique (comprise entre 350 et 650 $\mu\text{S}/\text{cm}$), de même pour les températures (comprise entre 7,6 et 12,1°C) et les pH (compris entre 6,8 et 7,75). Les teneurs en oxygène dissous (>8,1 mg/l) indiquent que les eaux sont oxygénées.

Les fortes turbidités apparaissent associées aux périodes de crues et de hautes eaux. C'est également au cours de ces périodes que sont globalement observés les pics de pollutions bactériologiques.

La température moyenne des eaux est estimée à 9°C, la valeur maximale (12,1°C) a été mesurée en période de basses eaux, la conductivité associée étant de 580 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (08/07/2003). A l'exception de cette valeur ponctuelle, les températures de l'eau apparaissent globalement inférieures à 9,7°C.

Les caractéristiques chimiques des eaux suivies en 2003 sont rassemblées dans le tableau de l'illustration 99. Les eaux présentent un faciès bicarbonaté calcique et des teneurs faibles en sulfate (<25 mg/l), chlorures (<3 mg/l), nitrate (<3,5 mg/l). De manière globale, la minéralisation des eaux du Blau se rapproche d'avantage de celle de la source de Fontestorbes (Illustration 83) que de celle de Font Maure (Illustration 99).

10767X0228/C (BLAU)		mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	$\mu\text{g}/\text{l}$	mg/l	mg/l	mg/l	$\mu\text{g}/\text{l}$
Etude/référence	date	HCO3	Mg	K	Na	Ca	Cl	SiO2	SO4	Fe	NH4	NO2	NO3	Sr
Hydrogéosphère	06/02/2003		3.4	0.6	1.6	72	2	3.1	25	100	<0.05	<0.02	2.6	260
Hydrogéosphère	06/03/2003	220	2.5	0.42	1.7	77	2	3.2	5	190	<0.05	<0.02	2.1	160
Hydrogéosphère	10/04/2003	240	3.8	0.3	1.5	79	2	2.7	8	<20	<0.05	<0.02	1.9	240
Hydrogéosphère	17/07/2003					79	3	2.9		<20				160
Hydrogéosphère	06/08/2003	220	4.1	<1	<2	70	<5	3.4	8	28	<0.05	<0.02	2.1	130
Hydrogéosphère	23/10/2003	220	4.3	<1	<2	78	<5	2.7	8	<20	<0.05	<0.02	4	110
Hydrogéosphère	23/12/2003	230	4.7	<1	<2	82	<5	2.2	6	<20	<0.05	<0.02	3.5	100

Illustration 99 : Synthèse des suivis chimiques réalisés au Blau en 2003 par Hydrogéosphère.

4.3.4 Les systèmes karstiques des calcaires crétacés connexes à Fontestorbes et Font Maure

En dehors des exutoires des systèmes karstiques de Fontestorbes et Font Maure, il existe d'autres sources karstiques plus ou moins importantes, n'appartenant pas à ces systèmes karstiques, ou dont l'appartenance n'a pas encore été parfaitement démontrée. Les sources karstiques décrites dans cette partie correspondent à celles présentant les plus forts débits sur le Plateau de Sault, et ayant fait l'objet d'une observation directe sur le terrain. Elles sont localisées en Illustration 100. Il ne s'agit donc pas d'une liste exhaustive.

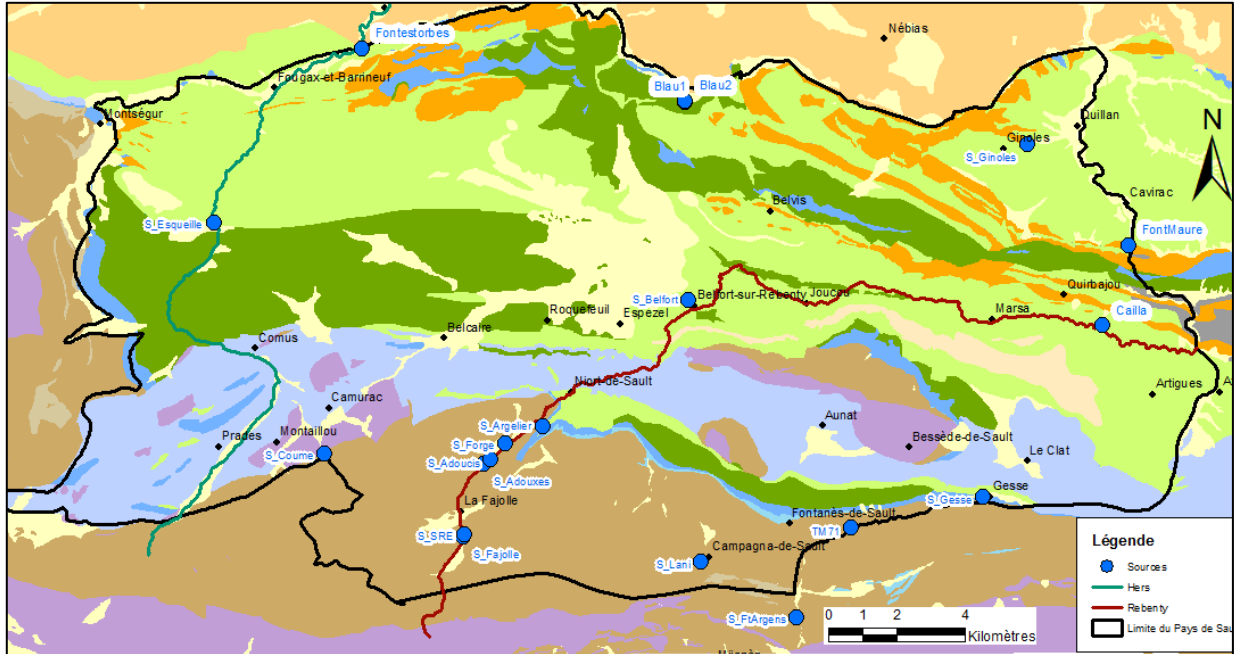


Illustration 100 : Carte de localisation des sources importantes sur fond lithostratigraphique.

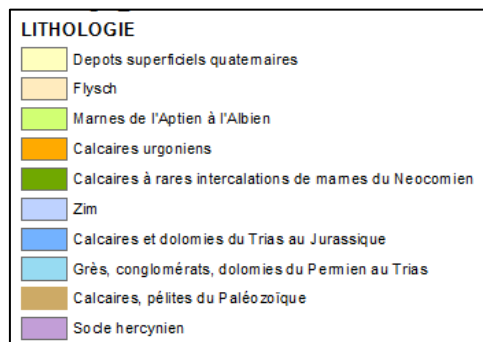


Illustration 101 : Légende du fond lithostratigraphique de l'illustration 100

Système karstique de la source de Ginoles

Sur la commune de Ginoles, située sur la terminaison orientale du bassin de Quillan, émergent des sources karstiques au sein des calcaires urgo-aptiens. Selon (Bousquet 1975), ce bassin correspond à un synclinorium complexe (voir coupe 2) d'allongement est-ouest, dans une zone de transition entre la zone sous pyrénéenne et le chevauchement frontal du pays de Sault.

Le secteur de Ginoules apparaît être un lieu de convergence entre des fluides d'origines profondes et des eaux karstiques froides :

- les circulations chaudes donnent naissance à des sources thermales (Rosita et Prosper) qui présentaient en 1907 des débits de l'ordre de 50 m³/h et des températures de 25°C ; la conductivité électrique est de l'ordre de 700 µS/cm et 500 µS/cm pour Rosita et Prosper, respectivement. Une coupe interprétative permet d'illustrer la nature des connexions hydrauliques (Illustration 104). Ces deux sources alimentaient un établissement thermal jusqu'en 1968. Elles alimentaient également une piscine prisée par les habitants de Quillan ;
- les circulations froides donnent naissance à une série de sources temporaires réparties le long du ruisseau du Coulent et dans le ruisseau des Canalettes entre 340 m NGF (lieu-dit l'Hiech) et 315 m d'altitude (Yvroux, mars 2015, extrait du dossier préparatoire à l'Avis Sanitaire de la source AEP Fontfroide). La source karstique dite de « Ginoules » (10775X0077/S) émerge au bord de la départementale D76 en rive gauche du ruisseau le Coulent (Illustration 102), en amont de la source AEP de Fontfroide (10775X0114/FROIDE, Illustration 103).

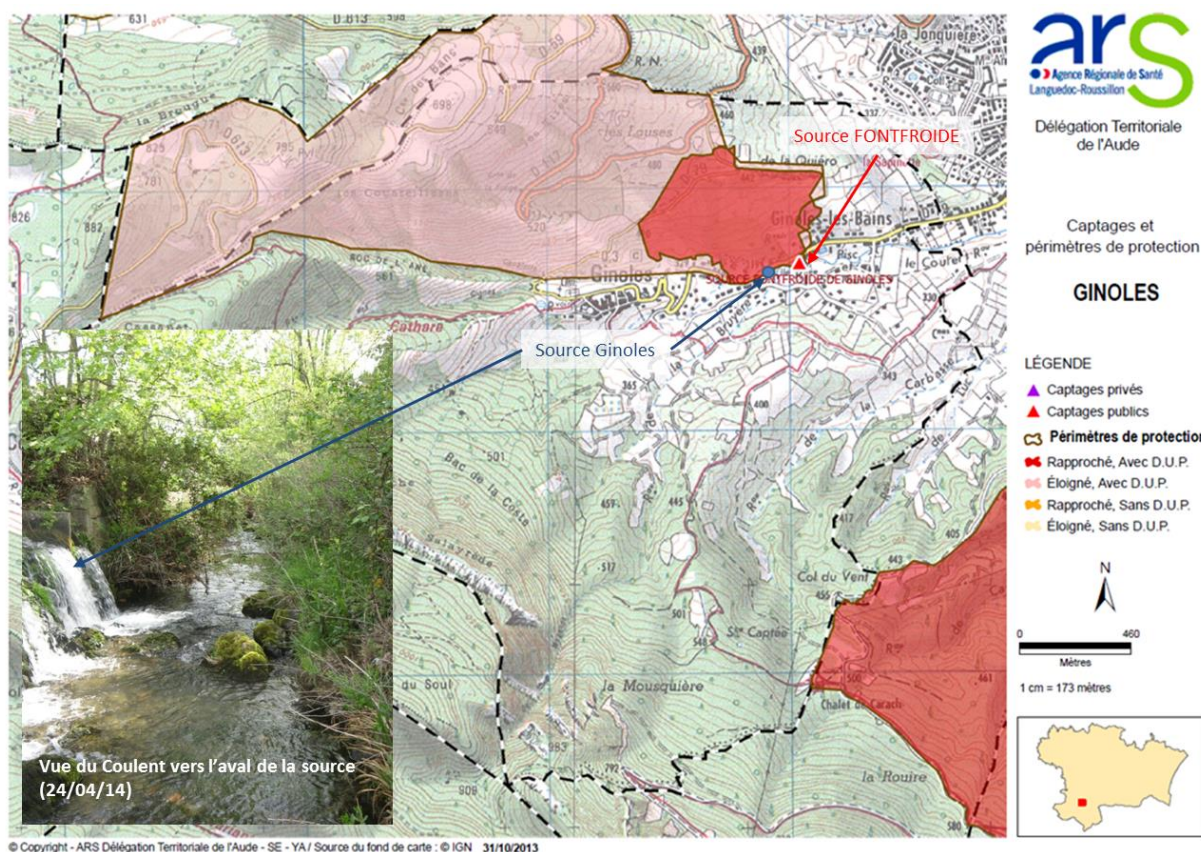


Illustration 102 : Localisation de la source karstique de Ginoules (modifié d'après ARS de l'Aude).

Les sources thermales et le captage communal correspondent à des puits peu profonds creusés dans les colluvions et alluvions du ruisseau du Coulent, les marnes très fracturées sur lesquelles se sont déposés les colluvions sont hydrauliquement connectées au réservoir des calcaires urgoniens sous-jacent. Deux forages de 35 m et 85 m de profondeur ont été réalisés en juin 1994 à proximité des sources pour tenter de re-capter en profondeur les eaux thermales. Ces forages donnent un débit artésien de l'ordre de 7 et 2 m³/h, respectivement. D'après les quelques données de la (CEMER 1994), les conductivités mesurées seraient de l'ordre de 650 µS/cm pour le forage de 35 m, et comprises entre 700 et 800 µS/cm pour le

forage de 80 m. Les températures seraient de 25°C pour le forage de 80 m et de 22°C pour le forage de 35 m.

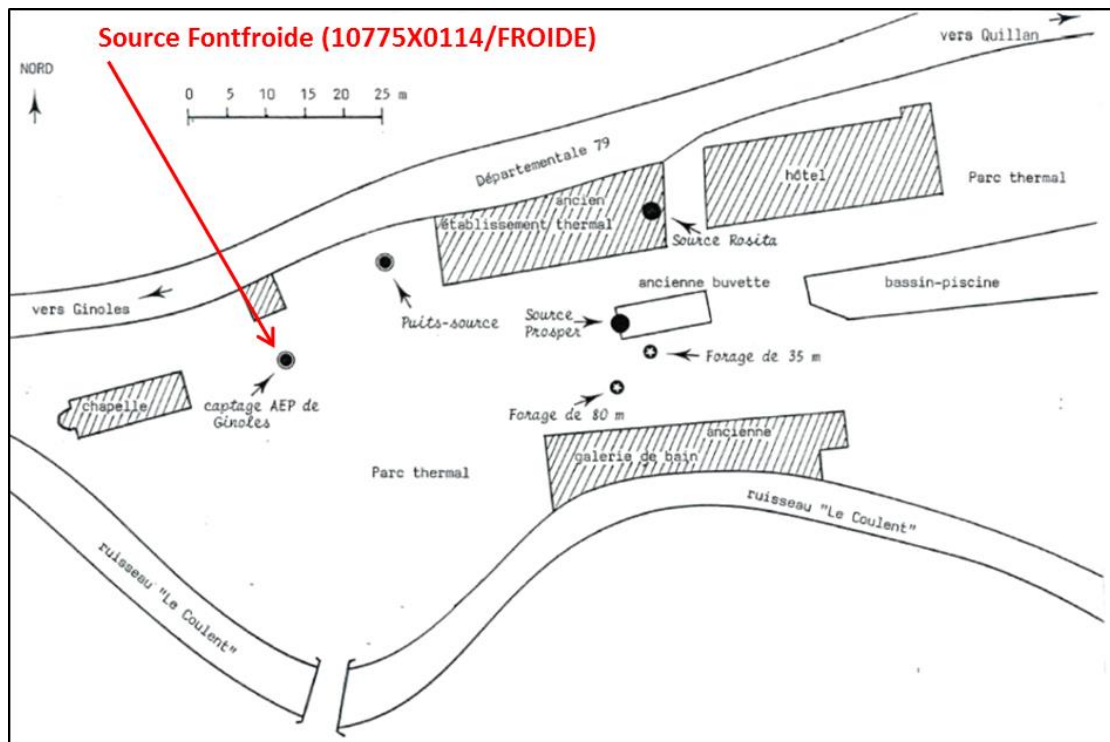


Illustration 103 : Schéma de localisation des sources dans le parc thermal de Ginoles-les-Bains (modifié d'après CEMER 1994).

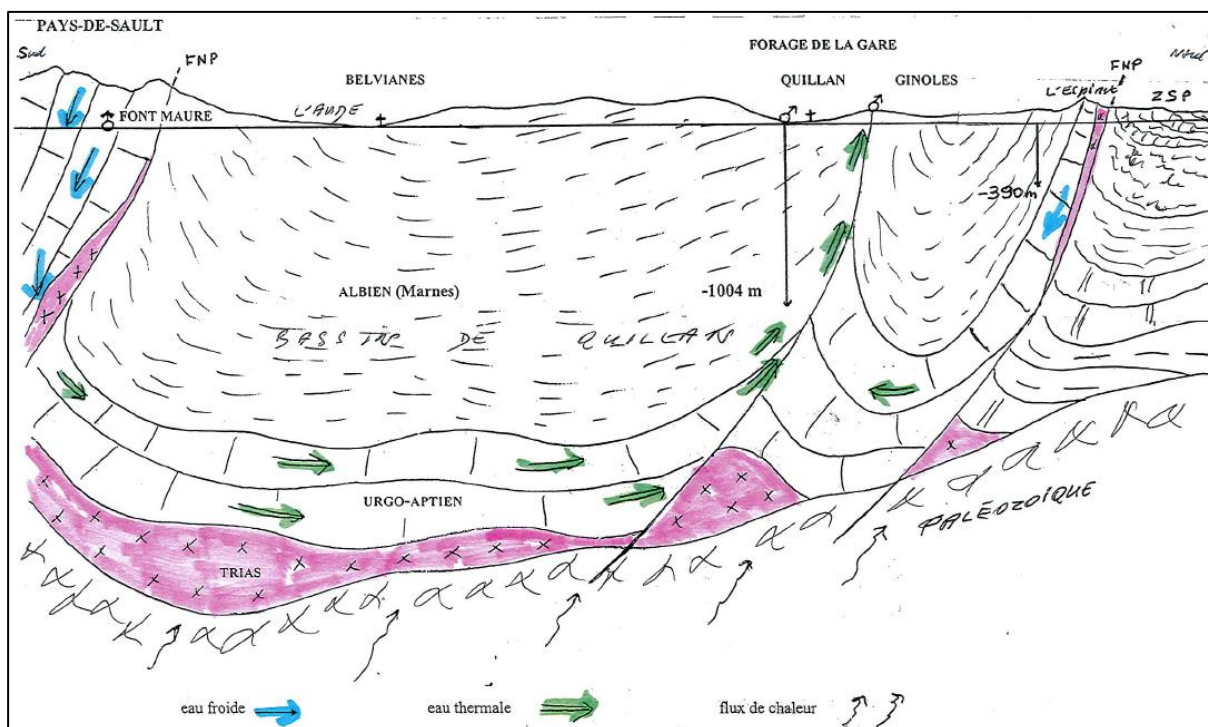


Illustration 104 : Coupe géologique schématisée passant par le forage de la Gare (Yvroux 1998).

D'après (Ballue 2008), en l'état actuel des connaissances, la zone de recharge de l'aquifère karstique pourrait correspondre à l'ensemble des affleurements des calcaires urgoniens de l'extrémité orientale du Pays de Sault comme le suggèrent les résultats de la coloration des pertes du ruisseau de Montmija dans le poljé de Coudons en octobre 1959 qui est ressortie au niveau du ruisseau des Canalettes en amont du village de Ginoles (vitesse apparente de 10,8 m/h, Illustration 105). Aucune information quantitative ne permet de juger de la qualité de restitution du traçage. Il est à noter que ce ruisseau présente par ailleurs un régime d'écoulement temporaire. La surface du bassin hydrogéologique de la source de Ginoles est estimée à 14 km².

Origine Bibliographique	Grévélec 1974
Nom	Perte du ruisseau de Coudons perte du ruisseau de Montmija
X	627210
Y	6196245
Z (m)	854
date réalisation	30/09/1959
Traceur utilisé	fluorescéine?
Quantité Injectée (kg)	?
Débit injection (l/s)	10
Distance Linéaire (km)	4.65
Temps d'apparition (j)	17
Pente (%)	11.6
Vitesse apparente (m/h)	11
Résultat	POSITIF
Surveillance	Sce de Ginole
Débit pt Surveillance	?
Système Karstique	Ginole et Fontmaure?

Illustration 105 : Tableau des caractéristiques du traçage pour la source dite de Ginoles.

La source Fontfroide (10775X0014/FROIDE) est actuellement captée pour l'AEP (DUP du 23/01/2013), par un puits dans les alluvions du Coulent, pour l'alimentation en eau potable de la commune de Ginoles. Le débit horaire maximum autorisé pour ce captage est de 21 m³/h, le volume moyen journalier prélevé est de 155 m³, le volume annuel est fixé à 56575 m³. Les eaux captées présenteraient des températures comprises entre 10.9 et 15.3 °C et des conductivités de l'ordre de 400 µS/cm (CEMER 1994). Dans ce captage, une arrivée d'eau chaude a bien été identifiée dont la température atteint 19,7°C, pour une conductivité de 564 µS/cm (Mangin et Yvroux 2009). Ce résultat témoignerait donc de l'existence d'une relation hydraulique avec le

réservoir karstique calcaire urgonien sous-jacent. Les données chimiques disponibles sur le captage sont présentées (Illustration 106). Les eaux, de type bicarbonaté calcique et sulfaté, présentent une minéralisation de l'ordre de 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, des teneurs très faibles en nitrates et une absence de pesticides et de contamination par des polluants. Les eaux présentent des teneurs significatives en sulfate (de l'ordre de 50 à 60 mg/l) vraisemblablement associées à la composante profonde du système.

Les eaux de la source de Ginoles (10775X0077/S) suivies en 2003 par Hydrogéosphère présentent globalement une minéralisation moins élevée que la source Fontfroide (10775X0014/FROIDE) et se distinguent notamment par des teneurs faibles en sulfates (<14 mg/l). Cette source permet à priori de qualifier la composante karstique froide de la source Fontfroide captée pour l'AEP. La présence de turbidité et de contaminations bactériologiques sur les deux sources semble corroborer cette interprétation. **Le suivi hydrodynamique et physico-chimique (CE et température) de cette source permettrait de mieux comprendre le fonctionnement de la composante karstique froide et d'étudier les interrelations possibles avec la source de Font Maure.**

10775X0014/FROIDE

date	C.E à 20°C	Temp	pH	O2dis	T.A.C	TH	HCO3	Ca	Mg	Na	K	SiO2	Cl	SO4
	µS/cm	°C		mg/l	°F	°F	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
28/07/2004	499	14	7.25		19.6	24.2	239.12	70.8	3.4	<5	<1	5.6	5.5	50.7
04/12/2009	500	12	7.3	7.5	22		270	100	7	5.7	<1	6.3	9	62

Étiquettes de Turbidité		COD	NH4	NO3	NO2	E*	CT*	EC*						
date	NTU	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	nb/100ml	nb/100ml	nb/100ml						
28/07/2004	0.7	0.91	<0.025	3.7	<0.025	1	20							
04/12/2009	1.2	0.85	<0.05	5.2	<0.05	100		100						

Producteur de la donnée : ARS de l'Aude

C* = Coliformes; CT* = Coliformes thermotolérants;

E* = Enterocoques; EC* = Escherichia coli (E. coli)

Illustration 106 : Synthèse des suivis chimiques et bactériologiques réalisés sur le captage AEP (10775X0014/FROIDE) par l'ARS de l'Aude (données ADES).

Annexe 17: GINOLES										
paramètres chimiques										
Paramètres microbiologiques			Equilibre Calco-Carbonique	Minéralisation						
dates	Coliformes thermotolérants /100ml (MS)	Streptocoques fécaux /100ML MS	Hydrogène-carbonates mg/l	Magnésium mg/l	Potassium mg/l	Sodium mg/l	Calcium mg/l	Chlorures mg/l	Silicates (SiO2) mg/l	Sulfates mg/l
20/06/2003	180	15	260	2,8	0,5	2,5	87	4	4,3	14
25/11/2003	-	-	260	2,9	<1	2,6	94	<5	4	11
Fer et Manganèse		Paramètres Azote et Phosphore			Oligo éléments et Micropolluants	caractéristiques organoleptiques				
dates	Fer Total $\mu\text{g/l}$	Ammonium (NH4) mg/l	Nitrites (NO2) mg/l	Nitrates (NO3) mg/l	Strontium $\mu\text{g/l}$	turbidité nephelométrique NTU				
20/06/2003	30	<0,05	<0,02	2,4	270	1,3				
25/11/2003	<20	<0,5	<0,05	4,8	270	0,61				

Illustration 107 : Synthèse des suivis bactériologiques et chimiques réalisés à la source karstique de Ginoles en 2003 par Hydrogéosphère.

Forage profond de reconnaissance de Quillan

En 1998, le Conseil Général de l'Aude (CG11) a fait réaliser un forage de reconnaissance de 1004 m dans le but de reconnaître les calcaires urgo-aptiens situés en profondeur sous les marnes albiennes du bassin de Quillan. Situé à Quillan à proximité de la gare (10775X0078/GARE), le forage a traversé une épaisse série (de 10 à 311 m de profondeur) de pélites gréseuses noirâtre (avec passages de marnes argileuses présentant des traces d'hydrocarbure), puis environ 200 m (311-512 m) d'alternance de calcaire argileux gris avec veines de calcites, pélites noires, passage de marnes argileuses, puis environ 130 m de pélites noires (512-643 m), puis une alternance de 100 m environ (643-750m) de calcaire argileux gris et de pélites noires, puis 200 m (750-950 m) de pélites noires avec passages calcaires, puis 54 m (950-1004 m) de calcaires gris, avec veines de calcite (Yvroux 1998). La coupe géologique interprétative de l'illustration 104 permet de replacer l'ouvrage dans le contexte géologique du bassin de Quillan.

Il est supposé que les calcaires de l'Urgonien sont atteints vers 1000 m de profondeur. Le débit air lift à 1000 m de profondeur est de 11 m³/h (durée 8 heures). La conductivité électrique des eaux est de 1956 µS/cm, la température de 22°C. Au repos le forage est artésien, le débit mesuré est de 1,7 m³/h.

Le forage partiellement éboulé à 132,8 m de profondeur n'a pas permis la réalisation d'une diagrapie sur l'ensemble de l'ouvrage. Sur la base des résultats de la diagrapie de température réalisée jusqu'à 132 m de profondeur (température de l'eau : 23,6°C), la température à 1000 m de profondeur a été estimée à 40°C.

Les eaux de l'ouvrage sont bicarbonatées sulfatées calciques (HCO₃ de l'ordre de 230 mg/l, Ca de l'ordre de 200 mg/l, SO₄ de l'ordre de 700 mg/l) avec des teneurs élevées en Mg (de l'ordre de 100 mg/l). L'origine de la minéralisation élevée est attribuée au trias sous-jacent (Illustration 104).

Le suivi piézométrique de cet ouvrage permettrait d'étudier les relations hydrauliques potentielles qui existent entre le bassin de Quillan et le système karstique de Font Maure voire celui de Ginoules et d'étudier le comportement hydrodynamique des calcaires urgoniens situés sous couverture albienne.

Source de la Fago

La source de la Fago est située à environ 1.7 km au Sud-Est de la source de Font Maure, au lieu-dit Fond de Fago sur la carte IGN2347OT. D'après le report sur la carte géologique harmonisée au 1/50^{ème}, cette source émerge au sein du Gargasien, calcaire à Faciès Urgonien. Cette source non captée n'est pas référencée dans la BSS, elle fera l'objet prochainement d'une procédure de renseignements suite à une reconnaissance terrain. D'après les informations fournies par les spéléologues du CDS 11, cette source présente un important débit en période de crue, elle fera l'objet d'un suivi lors des opérations de traçages de hautes eaux.

Système karstique de la source dite de Cailla

Cette source non captée n'était pas référencée dans la BSS. Cette source localisée en rive gauche du Rébenty à 450 m d'altitude environ est désormais référencée par le code BSS 10891X0043/S sous le nom source des Serclès, dite de Cailla. La localisation de la source est reportée sur l'illustration 100. Peu d'informations existent dans la littérature.

La source est localisée dans un talweg au sein des marnes albiennes (n5-6aF). Les eaux de la source sont supposées être issues du réservoir carbonaté [n5c(Ca)] situé au Nord (commune de Quirbajou). Lors de la reconnaissance de terrain (22/01/2015), le débit de la source a été estimé à 5 l/s, la conductivité électrique de l'eau était de 560 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (25°C), la température de 11,6°C. Les eaux apparaissent incrustantes comme le témoigne la présence de nombreux travertins.

Lors de l'essai de traçage réalisé en 1958 par EDF sur les pertes du Rébounédou (Illustration 90), il est indiqué une restitution positive à la source de Cailla, le débit de la source ayant été estimé à 150 l/s. Salic (1985) estime l'impluvium de cette source à 2,5 km² en précisant bien qu'il s'agit là d'une estimation peu fiable.

En 2003 (20/06/03), une analyse chimique a été réalisée sur les eaux de la source (Hydrogéosphère 2004). Les eaux ont un faciès bicarbonaté calcique ($\text{HCO}_3 = 340 \text{ mg/l}$, $\text{Ca} = 110 \text{ mg/l}$) et sont peu chargées en sulfate ($\text{SO}_4 < 18 \text{ mg/l}$), nitrate ($\text{NO}_3 = 3,1 \text{ mg/l}$), chlorure ($\text{Cl} = 5 \text{ mg/l}$), magnésium ($\text{Mg} = 4,2 \text{ mg/l}$) et sodium ($\text{Na} = 2,7 \text{ mg/l}$). Les teneurs en strontium sont élevées ($\text{Sr} = 430 \mu\text{g/l}$).

Des investigations complémentaires s'imposent pour mieux connaître ce point d'eau qui apparaît en connexion hydraulique avec le plateau d'Espezel-Belvis.

Système karstique de Belfort-sur-Rébenty

La source de Belfort-sur-Rébenty (10883X0212/BELFOR), située au Nord du village de Belfort-sur-Rébenty, est une source pérenne, captée pour les besoins en eau potable de la commune. La source est constituée d'une sortie principale temporaire formant un torrent lors des crues, dont l'entrée était pénétrable, désormais l'effritement des parois au-dessus de l'entrée, tend à combler l'accès (Illustration 108).



Illustration 108 : Photographies de la sortie temporaire de la source de Belfort-sur-Rébenty, et du trop-plein du captage.

Selon la carte géologique au 1/50 000 vecteur harmonisée (Illustration 109), la source est située au sein des formations marneuses du Bédoulien-Albien inférieur (n5-6aF). Hydrogéosphère indique que la source serait située sur une faille nord-sud mettant au contact les calcaires du Plateau de Sault situés à l'Ouest et les marnes de l'Albo-Aptien.

Les suivis hydrodynamiques mis en œuvre en 2003 (03/02/03 au 20/08/03) indiquent que les débits sont variables et compris entre 0,5 et 190 m³/h. La réponse hydrologique du système à la recharge est rapide, de l'ordre de la journée, d'après les informations collectées en 2003. La délimitation du bassin d'alimentation de la source n'est pas précisément connue. Salic (1985), en considérant un débit moyen de 10 l/s, estime la surface de d'impluvium à 3 km², la localisation sur le plateau d'Espezel étant impossible à faire en raison du trop peu d'éléments de contrainte.

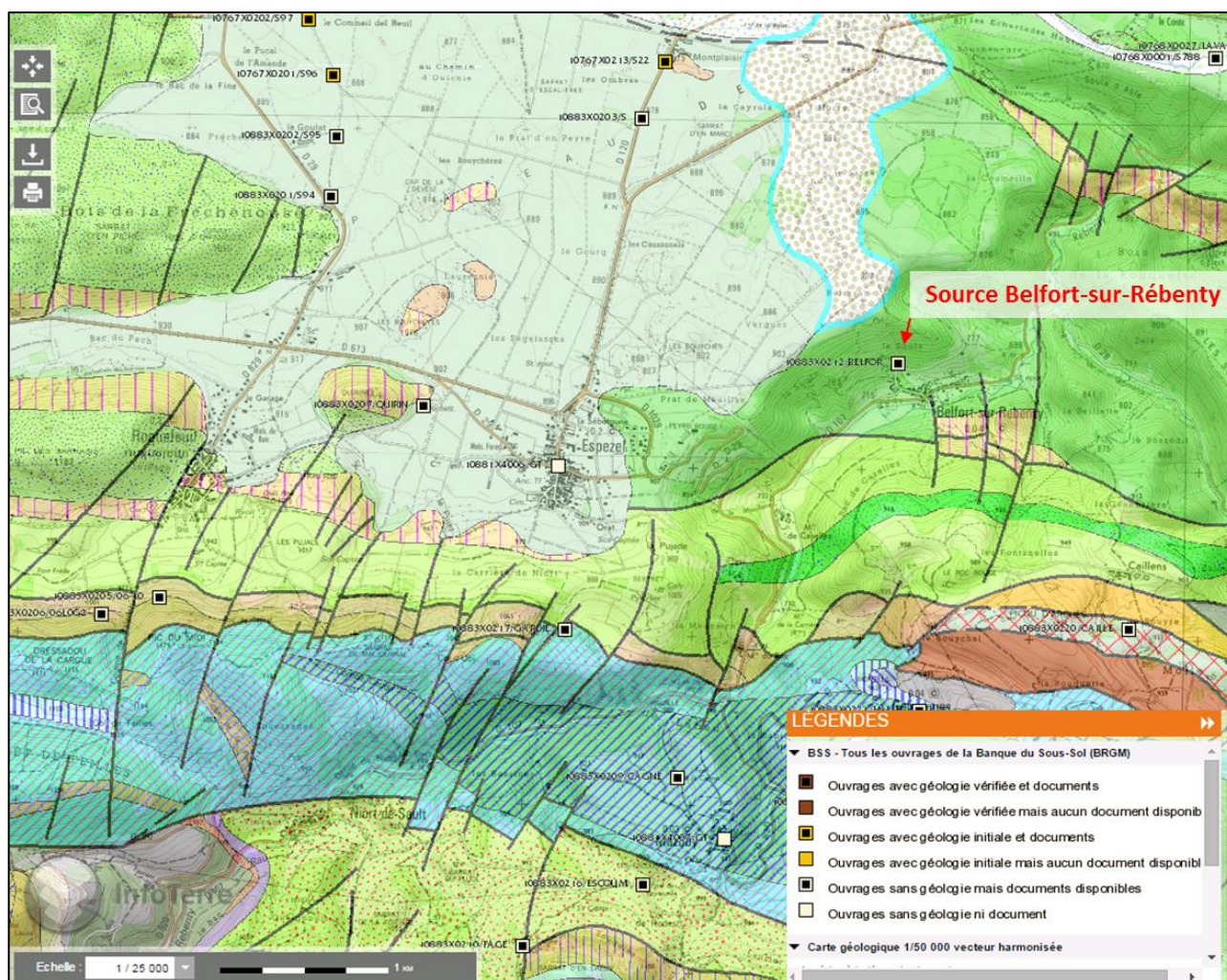


Illustration 109 : Contexte géologique au 1/50 000 autour de la source de Belfort-sur-Rébenty

Les résultats des suivis physico-chimiques réalisés en 2003 (Annexe 11) indiquent que les eaux ont des températures variables comprises entre 9°C (en hiver) et 12 °C et des conductivités électriques variables comprises entre 245 et 342 µS/cm. Les eaux apparaissent légèrement turbides en période de basses eaux (< 1 NTU) et turbides en périodes de crue (>> 2 NTU). Les eaux présentent (Illustration 110 et Annexe 11) un faciès bicarbonaté calcique (HCO₃ compris entre 100 et 170 mg/l, Ca compris entre 60 et 80 mg/l) et sont peu chargées en sulfates (SO₄ < 5 mg/l), chlorure (Cl < 2 mg/l), magnésium (Mg < 3mg/l) et sodium (Na < 1,7 mg/l). La source

présente des variations significatives de NO_3 au cours du cycle hydrologique (NO_3 compris entre 2.4 mg/l et 24 mg/l), la valeur moyenne étant de l'ordre de 15-20mg/l. Les suivis réalisés par l'ARS depuis 1997 (Illustration 110) ne permettent pas de mettre en évidence une tendance d'évolution à long terme, les teneurs mesurées entre 1997 et 2009 (7 valeurs) étant comprises entre 7 et 23 mg/l. Signalons également que la teneur en NO_3 mesurée en 1977 était de 2,5 mg/l (15/09/1977). Les teneurs en nitrate et la présence de germes microbiologiques sont attribuées aux pratiques agricoles du plateau d'Espezel. Il est également supposé que la source soit en connexion hydraulique avec les pertes des Quirines située à l'aval de la STEP Roquefeuille. **Il conviendrait de conduire une opération de traçage pour vérifier cette hypothèse.**

10883X0212/BELFOR			16/04/97	08/04/98	06/05/99	05/04/00	29/03/01	30/08/04	27/10/09
données produites par ARS 11/ SISE-Eaux		unité							
Conductivité à 20°C	Cond	μS/cm	214	280	257	232	258	237	200
Conductivité à 25°C	Cond	μS/cm							210
Température de l'Eau	Temp	°C							10
Potentiel en Hydrogène (pH)	pH		7.15	7.4	7.5	7.55	7.5	7.35	6.8
Oxygène dissous	O2	mg/l							10.3
Titre alcalimétrique complet (T.A.C.)	TAC	°F						9.1	9.4
Dureté totale	TH	°F	11.6		15.2		15	11.2	
Carbone Organique	COD	mg/l						<0.25	<0.5
Silice	SiO2	mg/l						5.8	7.3
Anhydride carbonique libre	CO2 libre	mg/l							37
Carbonates	CO3	mg/l							<12
Hydrogénocarbonates	HCO3	mg/l						111.02	120
Calcium	Ca	mg/l						30.7	39
Magnésium	Mg	mg/l						<2.5	1.7
Sodium	Na	mg/l						<1	1.4
Chlorures	Cl	mg/l				2.8		3.4	<5
Potassium	K	mg/l						<1	<1
Ammonium	NH4	mg/l	0	0.024	0	<0.04	<0.04	<0.025	<0.05
Sulfates	SO4	mg/l		3.5	3	2.7	8	2	<5
Nitrates	NO3-	mg/l	21	12.9	7	16	23	23.2	22
Nitrites	NO2-	mg/l	0	0	0	<0.01	<0.01	<0.025	<0.05
Orthophosphates (PO4)	PO4	mg/l						<0.1	
Phosphore total	P	mg/l							<0.1
Fluor	F	μg/l							<20
Antimoine		μg/l						<5	<1
Arsenic	As	μg/l						<5	<1
Bore	B	μg/l						<10	<25
Cadmium	Cd	μg/l						<1	<0.5
Nickel	Ni	μg/l						<5	<5
Fer	Fe	μg/l							<0
Manganèse	Mn	μg/l						<5	<1
Sélénium	Se	μg/l						5	<1
Turbidité Formazine Néphélométrique	Turbidité	NTU	0.75	0.8	7	0.85	0.74	0.82	0.18
Coliformes		nb/100ml	34	12	2800	14	80		
Coliformes thermotolérants		nb/100ml	0	2	500	1	2	0	
Entérocoques		nb/100ml	0	0	84	0	0	0	0
Escherichia coli (E. coli)		nb/100ml							0
Micro-organismes revivifiables à 20°C		nb/100ml	12	40	5200	54	75		
Micro-Organismes revivifiables à 37° C		nb/100ml	0	3	96	4	5		
Spores de micro-organismes anaérobies sulfito-réducteurs		nb/100ml	0	0	1	0	1		

Illustration 110 : Synthèse des suivis chimiques et bactériologiques réalisés sur la source de Belfort-sur Rébenty (Banque ADES).

4.3.5 Les principaux systèmes karstiques du Dévonien (zone axiale)

Les informations sur les systèmes karstiques du Dévonien apparaissent globalement moins fournies que celles acquises sur les systèmes karstiques crétacés du Plateau de Sault drainés principalement par les sources de Fontestorbes et de Font Maure. Pour la zone axiale, c'est l'étude de Hydrogéosphère menée en 2003 qui constitue la référence sur les principales sources karstiques de cette zone. La synthèse présentée ci-après s'appuie largement sur ces travaux (Hydrogéosphère 2004).

La localisation des sources étudiées par hydrogéosphère dans la zone axiale est reportée sur l'illustration 112. Il ne s'agit pas d'une liste exhaustive des sources du secteur puisque l'étude d'hydrogéosphère s'était focalisée uniquement sur les systèmes karstiques principaux, c'est-à-dire présentant à priori des débits intéressants.

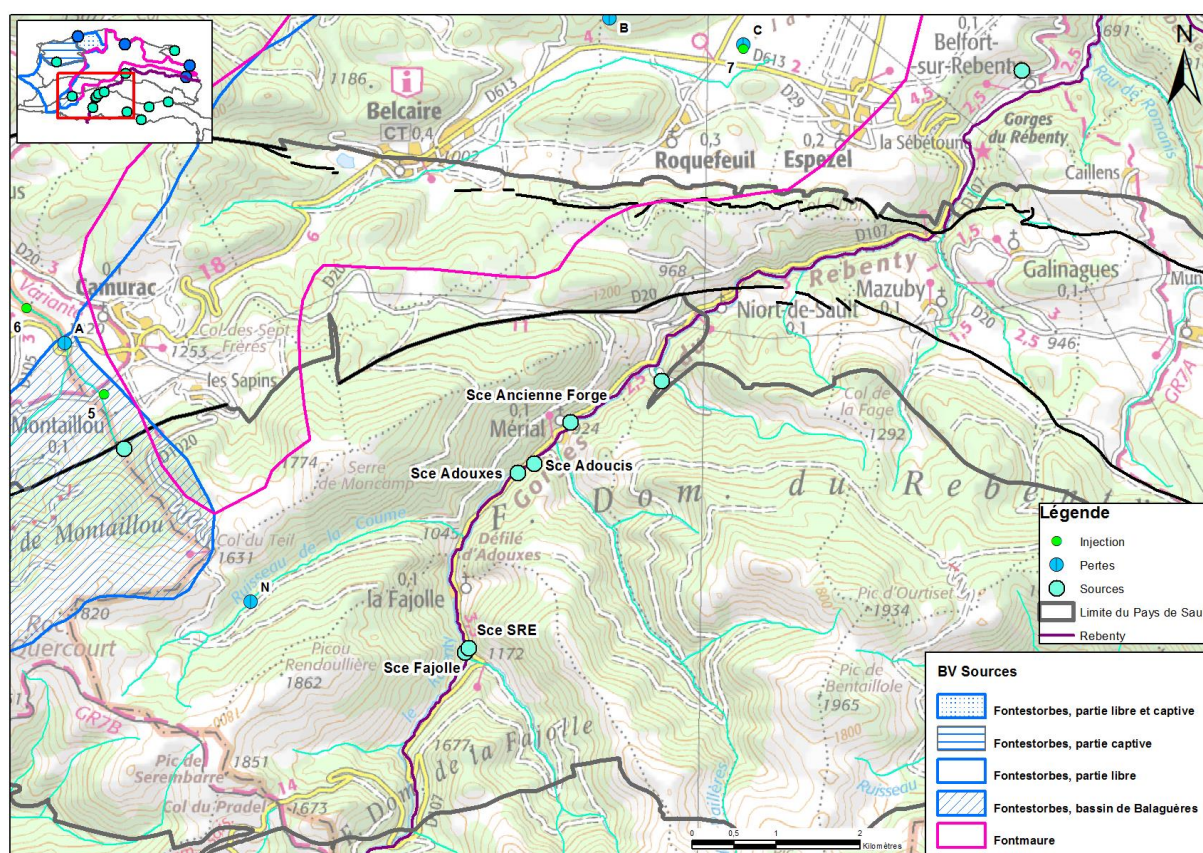


Illustration 111 : Localisation des principales sources karstiques étudiées par hydrogéosphère en 2003 dans la zone axiale (calcaires du Dévonien).

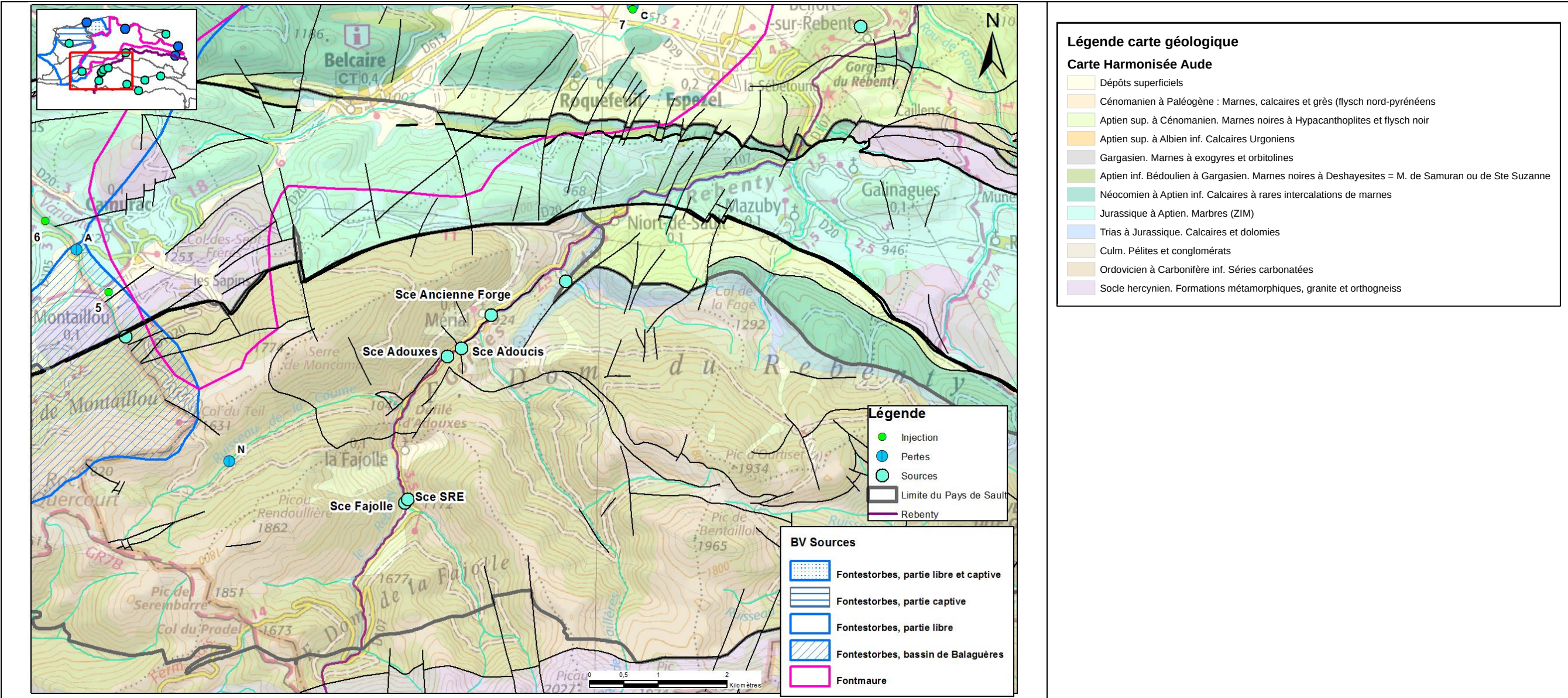


Illustration 112. Contexte géologique des principales sources karstiques étudiées par hydrogéophère en 2003 dans la zone axiale (fond géologique au 1/50 000).

Source SRE du Syndicat Roquefeuil-Espezel

Située en rive droite du Rébenty sur la commune de la Fajolle, la source dite « SRE » est constituée d'une source dite basse (10882X0214/BASSE) et d'une source dite haute (10882X0211/REBENT) située à quelques mètres de la précédente. Les sources sont captées par le syndicat Roquefeuil-Espezel, les chambres de captages étant bétonnées et maçonnées à même la roche, autour des cavités d'où jaillit l'eau. (Illustration 113). La DUP (02/04/10) fixe le volume maximal prélevé à 327 m³ par jour et le volume annuel à 56575 m³. Le débit moyen prélevé est de l'ordre de 6,5 m³/h.

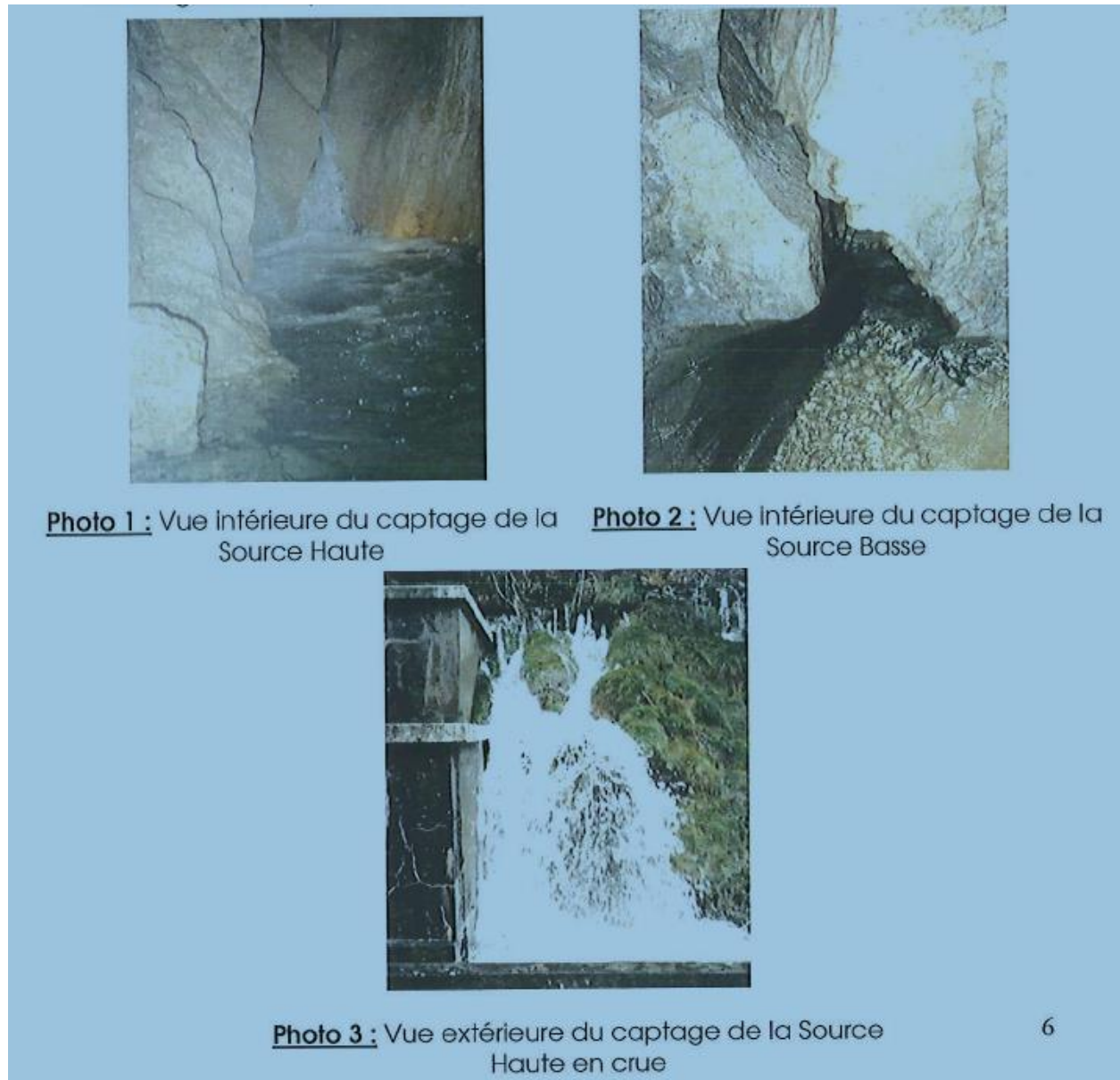


Illustration 113 : Photographies de la chambre de captage de la source haute de Roquefeuil.

Les deux sources émergent au sein du Givetien-Frasnien (Dévonien moyen) de la série de la Fajolle constituée de pélites multicolores et de calcaires micritiques à tentaculites, de brèches. Une coupe géologique interprétative permet également d'illustrer le contexte géologique des émergences (Illustration 114).

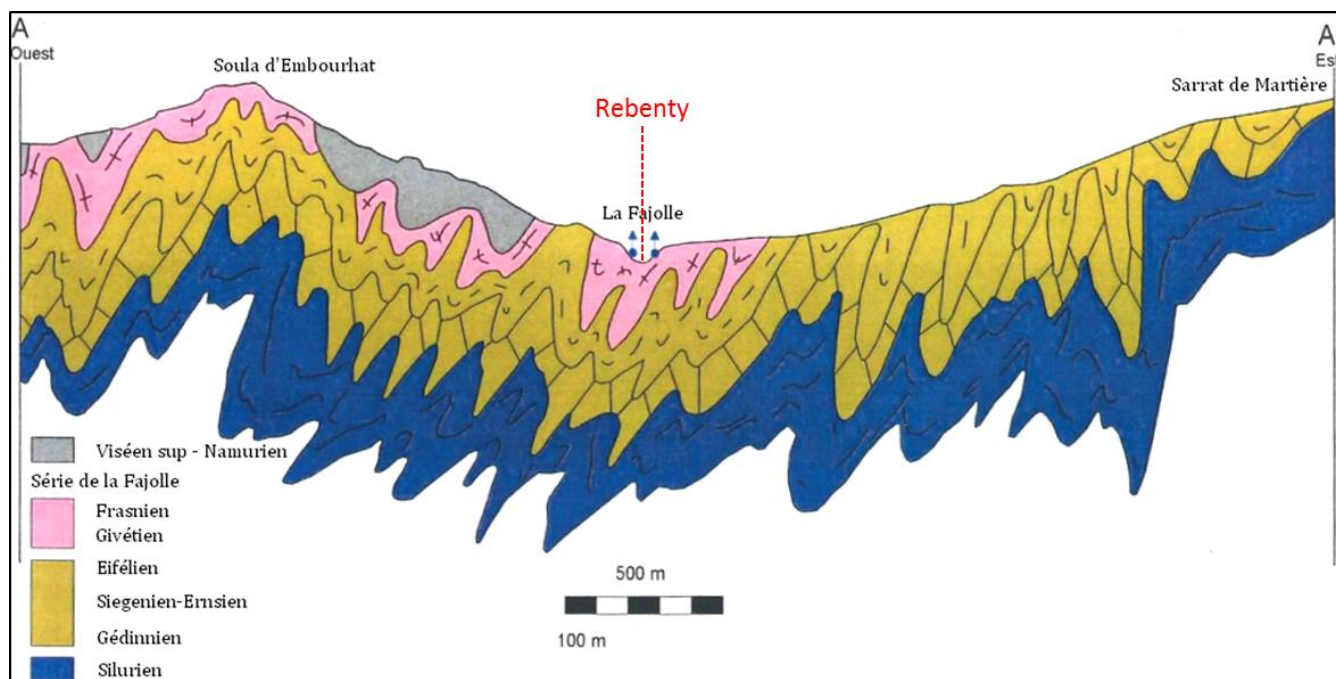


Illustration 114 : Coupe géologique interprétative au droit des sources de la Fajolle (d'après Hydrogéosphère 2004).

Les suivis hydrodynamiques réalisés par hydrogéosphère en 2003 indiquent que les débits de la source basse (10882X0214/BASSE) seraient compris entre 20 m³/h et 90 m³/h entre les périodes de basses et hautes eaux. Les débits de la source haute (10882X0211/REBENT) seraient compris entre 2 et 10 m³/h en période de basses eaux, les débits en crue sont inconnus en raison d'une mise en charge brutale et importante qui se traduit par un débordement de la chambre de captage (Illustration 113). La source haute semble constituer un trop-plein de la source basse.

Le bassin d'alimentation de ces sources apparaît assez peu étendu, les limites seraient constituées de la crête du Sarrat de Martière à l'Est, et de l'aquiclude du Silurien au Sud (Hydrogéosphère 2004). **La délimitation du bassin d'alimentation demande à être précisée sur la base d'un bilan hydrogéologique, notamment.** La délimitation du périmètre de protection rapproché du captage est présentée sur l'illustration 115, il reprend les contours d'un bassin d'alimentation défini par l'étude d'Hydrogéosphère.

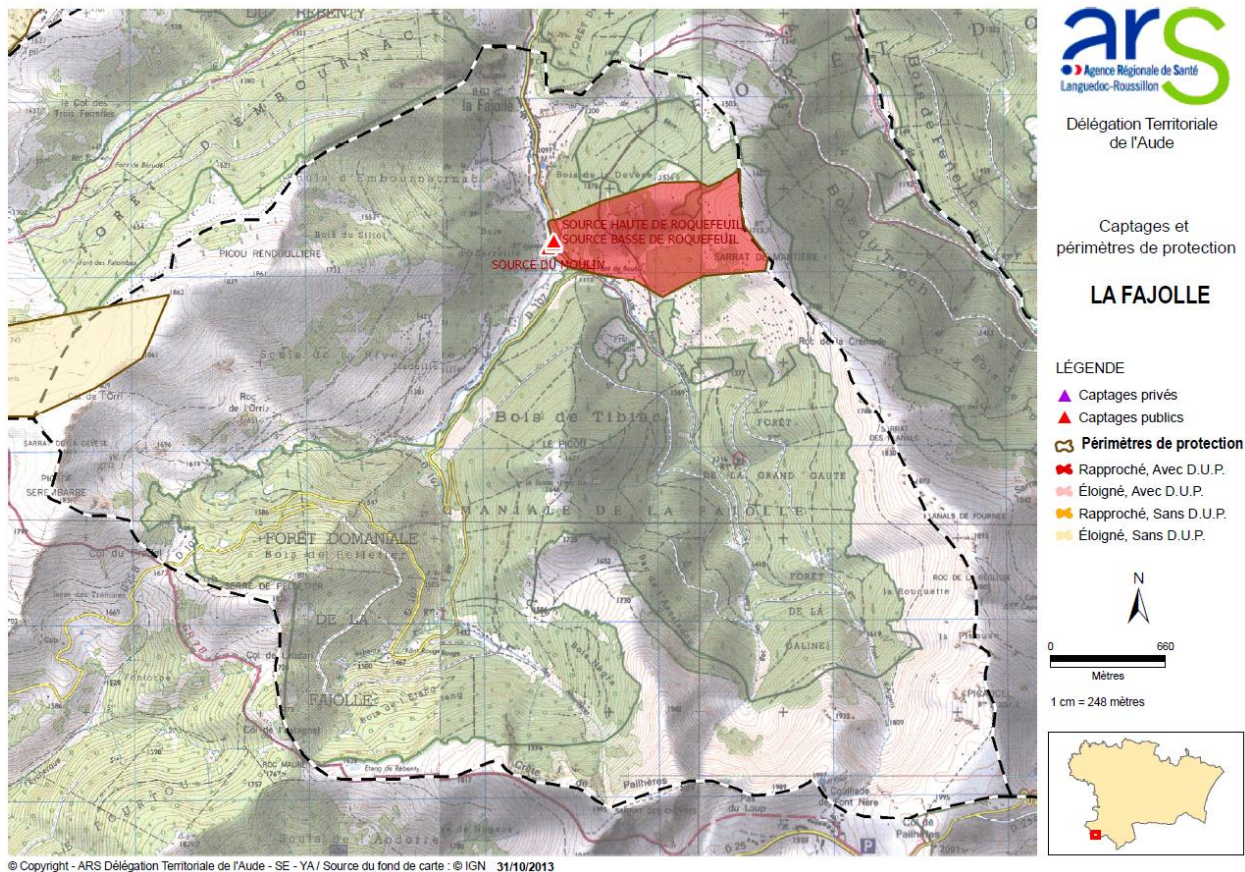


Illustration 115 : Périmètre de protection des captages du syndicat Roquefeuille-Espeset.

Les résultats des suivis physico-chimiques réalisés en 2003 indiquent que les eaux ont des températures basses comprises entre 7,4°C (en hiver) et 8,6 °C et des conductivités électriques variables comprises entre 256 et 330 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les eaux apparaissent peu turbides même en périodes de crue ($<0,5$ NTU). Les eaux présentent (Illustration 116) un faciès bicarbonaté calcique (HCO_3 de l'ordre de 175 mg/l, Ca compris entre 60 et 80 mg/l) et sont peu chargées en sulfates ($\text{SO}_4 < 7$ mg/l), nitrates ($\text{NO}_3 < 3,9$ mg/l), chlorures ($\text{Cl} = 2$ mg/l), magnésium ($\text{Mg} < 3,5$ mg/l) et sodium ($\text{Na} < 2$ mg/l). Il n'existe pas de relation évidente entre le débit et la minéralisation globale des eaux.

Annexe 5: Source du SRE										
paramètres chimiques										
	Paramètres microbiologiques		Equilibre Calco-Carbonique	Minéralisation						
dates	Coliformes thermotolérants /100ml (MS)	Streptocoques fécaux /100ML MS	Hydrogène-carbonates mg/l	Magnésium mg/l	Potassium mg/l	Sodium mg/l	Calcium mg/l	Chlorures mg/l	Silicates (SiO2) mg/l	Sulfates mg/l
06/02/2003	0	0	-	2,5	0,2	1,1	60	2	3,7	6
06/03/2003	-	-	180	1,4	<0,2	0,9	64	1	3,1	5
09/04/2003	0	0	180	2,3	0,2	0,8	63	1	3,5	5
14/05/2003	-	-	160	2,9	0,2	1	58	1	3,6	6
10/07/2003	-	-	170	3,5	<1	<2	58	<5	4,2	6
06/08/2003	0	0	180	3,4	<1	<2	56	<5	4,3	7
16/09/2003	-	-	170	3,4	<1	<2	63	1	4,3	7
23/10/2003	1	2	170	3	<1	<2	61	<5	4,3	7
24/11/2003	-	-	170	3,3	<1	<2	59	<5	3,9	7
23/12/2003	41	1	170	2,4	<1	<2	62	<5	3,6	5

	Fer et Manganèse	Paramètres Azote et Phosphore			Oligo éléments et Micropolluants
dates	Fer Total µg/l	Ammonium (NH4) mg/l	Nitrites (NO2) mg/l	Nitrates (NO3) mg/l	Strontium µg/l
06/02/2003	<20	<0,05	<0,02	2,6	110
06/03/2003	<20	<0,05	<0,02	2,5	65
09/04/2003	<20	<0,05	<0,02	3	81
14/05/2003	<20	<0,05	<0,02	3	110
10/07/2003	<20	<0,05	<0,05	2,6	120
06/08/2003	<20	<0,05	<0,05	2,4	130
16/09/2003	<20	<0,05	<0,05	2,4	150
23/10/2003	<20	<0,05	<0,05	2,2	110
24/11/2003	<20	<0,05	<0,05	2,4	120
23/12/2003	<20	<0,05	<0,05	3,9	100

Illustration 116 : Mesures bactériologiques et chimiques des eaux de la source du Syndicat Roquefeuil Espezel (d'après Hydrogéosphère 2004).

Source du Moulin (ou de la Fajolle)

Située en rive gauche du Rébenty, la source du Moulin (10882X0203/MOULIN) est captée pour alimenter la commune de la Fajolle.

La source émerge au sein du Givetien-Frasnien (Dévonien moyen) de la série de la Fajolle constitué de pélites multicolores et de calcaires micritiques à tentaculites, de brèches. L'émergence est située dans les pélites du Givetien. D'après les constatations de terrain (Hydrogéosphère 2004), à proximité de la source, au Sud, l'ensemble des formations du Dévonien est fortement déformé en un ensemble de plissements syn-schisteux, dont la schistosité a effacé en grande partie la stratification originelle. Au niveau de la source, celle-ci est très redressée, voire même subverticale. Deux directions principales de fracturation sont mesurées (N50-N80 et N110-N150), il est supposé que les écoulements s'organisent suivant ces directions de fracturation.

Les suivis hydrodynamiques réalisés par hydrogéosphère en 2003 indiquent que les débits de la source seraient compris entre 200 et 600 m³/h entre les périodes de basses et hautes eaux. La réponse hydrologique de la source à la pluie efficace apparaît très rapide, le maximum de réponse semble se produire dans les quelques heures qui suivent l'arrêt des précipitations efficaces (pluie, pluie+fonte de neige, fonte de neige ?). Le débit moyen estimé sur la période du 27/02/2003 au 27/12/2003 est de l'ordre de 250 m³/h.

D'après les conclusions de l'étude hydrogéosphère 2004, la zone noyée de l'aquifère de la source du Moulin est probablement vaste et profonde, les formations dévoniennes étant à la fois très fracturées voire karstiques du fait de la présence de formations tantôt calcaires, tantôt dolomitiques. Signalons que les températures de l'eau de la source, globalement froides (comprise entre 6.8°C et 8.4°C), ne permettent pas de soutenir l'hypothèse d'une contribution d'eau profonde, puisque les eaux ne présentent pas d'anomalie de température. D'après Hydrogéosphère, l'impluvium serait potentiellement très étendu. Les limites du bassin d'alimentation correspondraient à celles de la formation dévonnaise, à savoir l'aquiclude marneux du Silurien au Sud, les crêtes topographiques à l'Ouest et au Nord, et le Rébenty au Sud et à l'Est. **La délimitation du bassin d'alimentation demande à être précisée sur la base d'un bilan hydrogéologique, notamment.**

Les résultats des suivis chimiques réalisés en 2003 (Illustration 119) et par l'ARS (Illustration 120) indiquent que les eaux ont un faciès bicarbonaté calcique (HCO_3 de l'ordre de 140 mg/l, Ca compris entre 35 et 60 mg/l) et sont peu chargées en sulfate ($\text{SO}_4 < 7,5$ mg/l), nitrate ($\text{NO}_3 < 2,5$ mg/l), chlorure ($\text{Cl} = 2$ mg/l), magnésium ($\text{Mg} < 2,5$ mg/l) et sodium ($\text{Na} < 1$ mg/l). Il n'existe pas de relation évidente entre le débit et la minéralisation globale des eaux. Les eaux de la source du Moulin apparaissent globalement moins minéralisées que celles de la source basse 10882X0214/BASSE située en rive droite du Rébenty dans les mêmes formations géologiques. Si l'on admet l'hypothèse que la minéralisation de l'eau est contrôlée par l'intensité des interactions eau-roche et donc du temps de résidence de l'eau au sein de l'aquifère, les eaux moins minéralisées de la source du Moulin pourraient indiquer l'existence d'un transfert plus rapide que pour la source basse (SRE) au sein des formations du Dévonien moyen. **Ceci pourrait être confirmé ou infirmé au moyen d'analyses isotopiques complémentaires.**



Illustration 117 : Localisation de la source de la Fajole (ou dite du Moulin 10882X0203/MOULIN) sur fond IGN (n°2248 ET) et vue du trop plein de l'émergence.



Photo 6 : Vue d'ensemble de la source de la Fajole



Photo 7 : Vue intérieure du captage de la Fajole

Illustration 118 : Vue d'ensemble et vue de l'intérieur du captage (extrait d'Hydrogéophère 2014).

Annexe 2: Source de la FaJolle										
paramètres chimiques										
	Paramètres microbiologiques		Equilibre Calco-Carbonique	Minéralisation						
dates	Coliformes thermotolérants /100ml (MS)	Streptococcus fécaux /100ML MS	Hydrogène-carbonates mg/l	Magnésium mg/l	Potassium mg/l	Sodium mg/l	Calcium mg/l	Chlorures mg/l	Silicates (SiO2) mg/l	Sulfates mg/l
06/02/2003	0	0	-	1,5	<0,2	0,5	44	<1	3,1	3
06/03/2003	-	-	140	0,9	<0,2	0,6	49	<1	2,5	2
09/04/2003	2	0	180	2,2	0,2	0,8	62	1	3,5	5
14/05/2003	-	-	130	1,6	0,1	0,6	46	<1	2,7	3
10/07/2003	-	-	130	2,2	<1	<2	47	<5	3,2	6
06/08/2003	0	0	140	2,1	<1	<2	45	<5	3,2	6
16/09/2003	-	-	130	2,1	<1	<2	50	3	3,4	6
23/10/2003	0	0	140	<2	<1	<2	49	<5	3,2	6
24/11/2003	-	-	140	2	<1	<2	48	<5	3	6
23/12/2003	0	0	150	1,5	<1	<2	51	<5	2,7	6

	Fer et Manganèse	Paramètres Azote et Phosphore			Oligo éléments et Micropolluants
dates	Fer Total µg/l	Ammonium (NH4) mg/l	Nitrites (NO2) mg/l	Nitrates (NO3) mg/l	Strontium µg/l
06/02/2003	<20	<0,05	<0,02	1,8	72
06/03/2003	<20	<0,05	<0,02	2	44
09/04/2003	<20	<0,05	<0,02	3	85
14/05/2003	<20	<0,05	<0,02	1,9	68
10/07/2003	<20	<0,05	<0,05	1,9	84
06/08/2003	<20	<0,05	<0,05	2	100
16/09/2003	22	<0,05	<0,05	1,8	100
23/10/2003	<20	<0,05	<0,05	1,7	78
24/11/2003	23	<0,05	<0,05	1,7	86
23/12/2003	<20	<0,05	<0,05	2,5	61

Illustration 119 : Mesures bactériologiques et chimiques pour les eaux de la source du Moulin (10882X0203/MOULIN, d'après Hydrogéosphère 2004).

10882X0203/MOULIN									
Paramètre	unité	29/01/1997	06/01/1998	19/05/1999	03/05/2000	10/05/2001	30/08/2004	28/06/2006	11/05/2011
Cond	µS/cm	204	211	201	202	203	238	297	210
Temp	°C							8,4	8
pH		7.5	7.45	7.75	7.5	7.8	7.75	7.6	7.8
TH	°F	12.8		12		14	12.2	10	
TAC	°F						11.3	8	13
Turbidité	NTU	0.78	0.1	0.6	0.08	0.1	<0.1	0.31	0.36
COD	mg/l						<0.25	<0.25	<0.5
HCO3	mg/l						137.86	97.6	160
Ca	mg/l						37.9	35.2	48
Mg	mg/l						<2.5	2	2.4
K	mg/l						<1	<1	<1
Cl	mg/l				1		<1	1.1	<5
SO4	mg/l			3	3	3.1	3.8	7.5	<5
NO3	mg/l	1.4	1	1.5	1.7	1.8	1.8	2.2	1.9
NO2	mg/l	0	0	0	<0.01	<0.01	<0.025	<0.025	<0.05
NH4	mg/l	0	0	0	0.073	<0.04	<0.025	<0.025	<0.05
C*	nb/100ml	0	0	0	0	0			
CT*	nb/100ml	0	0	0	0	0	0	0	
E*	nb/100ml	0	0	0	0	0	0	0	0
EC*	nb/100ml								0

Producteur de la donnée : ARS de l'Aude

C* = Coliformes; CT* = Coliformes thermotolérants;

E* = Enterocoques; EC* = Escherichia coli (E. coli)

Illustration 120 : Suivis chimiques et bactériologiques des eaux de la source du Moulin (10882X0203/MOULIN) par l'ARS.

Source des Adouxes (ou des Adoux)

En rive gauche du Rébenty, la source des Adouxes (10882X0215/ADOUX) se situe en amont du défilé d'Adouxes, au Sud-Ouest du village de Merial (Illustration 121). Cette source pérenne n'est pas captée. La sortie principale est située dans une zone d'éboulis à proximité du Rébenty. A quelques mètres au-dessus de la zone d'émergence, il existe un barrenc au pied de la falaise qui surplombe la source. Cet orifice vertical est pénétrable sur les 15 premiers mètres, jusqu'au réseau karstique (Illustration 122). L'historique spéléologique fait état d'une plongée de ce siphon le 26 juillet 1978 par le G.S.Orions de Tourcoing, en collaboration avec la Société Spéléologique du Plantaurel (Hydrogéosphère 2004). Le plan d'eau fait actuellement (depuis mars 2010) l'objet d'un suivi limnigraphique dans le cadre du réseau départemental de suivi quantitatif des eaux souterraines de l'Aude (CG11). Les données journalières disponibles sur ADES sont présentées (Illustration 123).

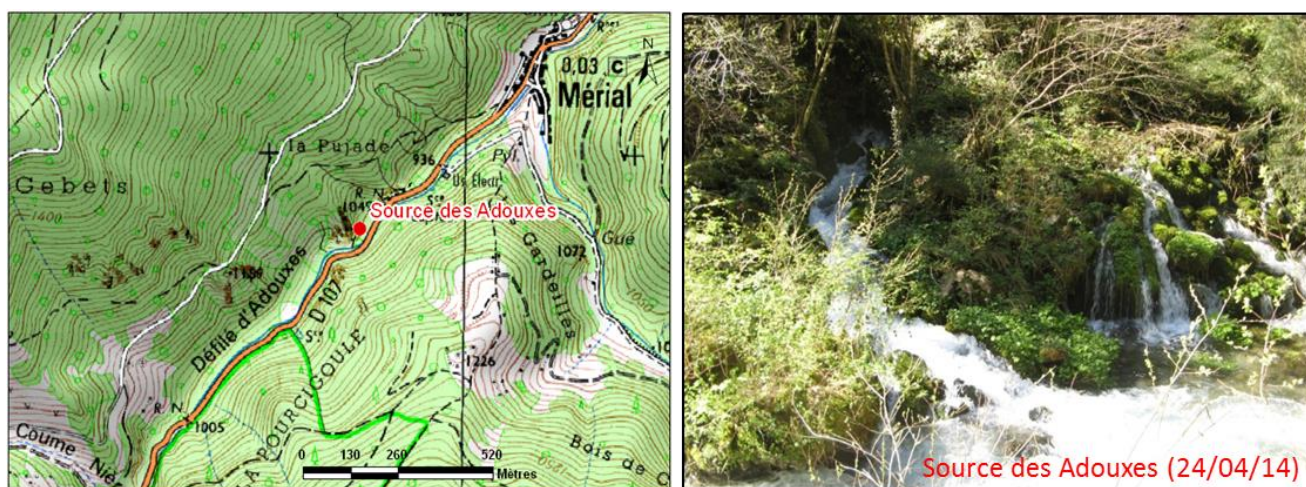


Illustration 121. Localisation de la sources des Adouxes sur fond IGN (n°2248 ET) et vue de l'émergence



Illustration 122 : Vue de l'entrée du Barenc situé au dessus de la source des Adouxes (10882X0215/ADOUX) et vue partielle de l'équipement mis en place par le CG11 dans la cavité (BRGM, 04/04/2014).

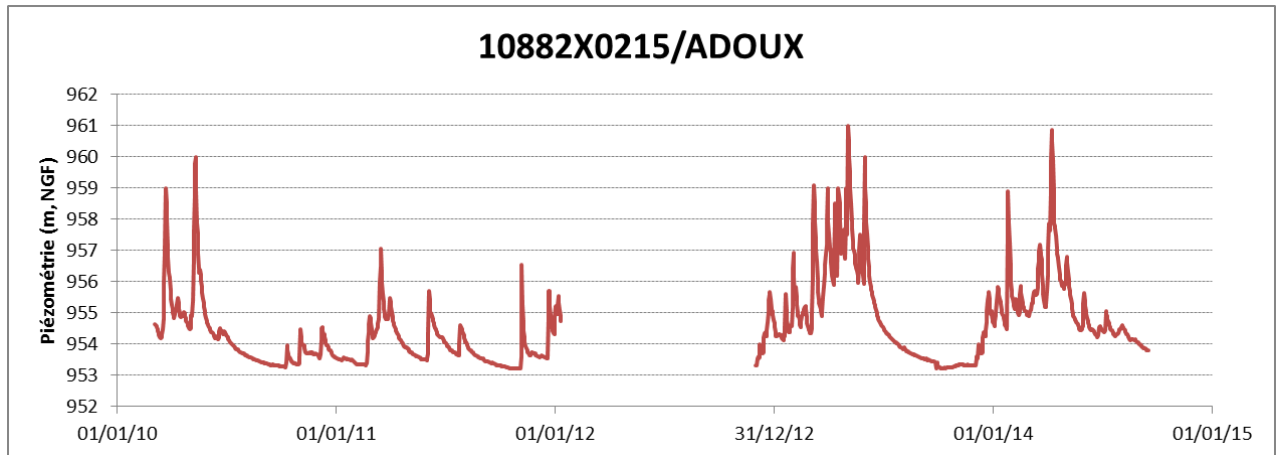


Illustration 123 : Evolution de la piézométrie du plan d'eau du barrenc de la source des Adoux (suivi CG11).

Du point de vue géologique, la source émerge au sein des calcaires dolomitiques du Praguien-Emsien de la série du Pic d'Ourtiset (Illustration 124). Cette série est chevauchante sur la série autochtone de la Fajolle comme l'illustre la coupe interprétative. Au niveau du ruisseau de la Coume (Illustration 121), les dolomies sont en discordance tectonique sur les formations du Dévonien moyen de la Fajolle, contenant des pélites et calcaires argileux. Il est supposé qu'il existe très probablement un continuum hydraulique entre ces deux unités, notamment par l'intermédiaire des pertes dans le ruisseau de la Coume observées à la frontière entre ces deux unités.

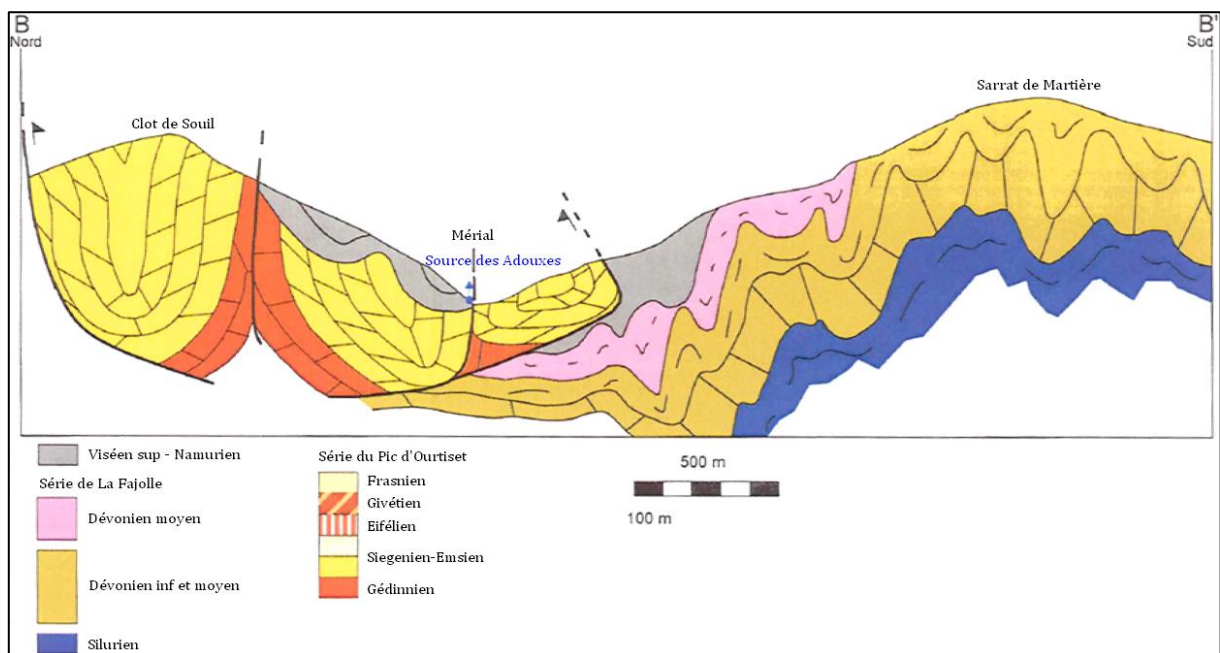


Illustration 124 : Coupe géologique au droit de la source des Adoux (d'après Hydrogéophère 2004).

En 2003 11 campagnes de jaugeages différentiels ont été réalisées sur le Rébenty dans le but d'estimer les apports de la source des Adoux (Hydrogéophère 2004). Les débits de la source seraient compris entre 60 (basses eaux) et plus de 3100 m³/h en période de crue. Les débits estimés sont entachés d'une importante incertitude (>10% au minimum) car les erreurs liées

aux jaugeages différentiels se cumulent. **Il conviendrait de réaliser de nouveaux jaugeages dans le but d'établir une courbe de tarage avec les hauteurs d'eau mesurées dans le barrenc par le CG11.** Le caractère karstique de la source se manifeste par d'importantes variations piézométriques en période de crue (+ de 6 m de variation), par une réponse à la recharge à priori rapide qu'il conviendra de préciser, suivie d'une vidange assez rapide (Illustration 123).

Les résultats des suivis physico-chimiques réalisés en 2003 indiquent que les eaux ont des températures basses comprises entre 7 °C (en hiver) et 8°C et des conductivités électriques variables comprises entre 257 et 315 µS/cm. Les eaux présentent (Illustration 125) un faciès bicarbonaté calcique (HCO_3 de l'ordre de 160 mg/l, Ca compris entre 50 et 57 mg/l) et sont peu chargées en sulfates ($\text{SO}_4 < 3$ mg/l), nitrates ($\text{NO}_3 < 2,6$ mg/l), chlorures ($\text{Cl} < 2$ mg/l), magnésium ($\text{Mg} < 5,3$ mg/l) et sodium ($\text{Na} < 1,2$ mg/l). Il n'existe pas de relation évidente entre le débit et la minéralisation globale des eaux. La nature dolomitique des formations ne semble pas se traduire par un enrichissement en Mg puisque les concentrations sont comparables à celles mesurées dans les sources de l'unité de la Fajolles (source Basse SRE et Source du Moulin). La signature chimique des éléments majeurs de l'eau des Adouxes apparaît assez comparable à celles de la source du Moulin. La source des Adouxes se distingue des sources Basse SRE (10882X0214/BASSE) et du Moulin (10882X0203/MOULIN) par des teneurs plus faibles en Sr (de l'ordre de 45 µg/l) contre environ 120 µg/l et 80 µg/l respectivement (Illustration 120 et Illustration 116).

Annexes 8: Source des ADOUXES										
paramètres chimiques										
	Paramètres microbiologiques		Equilibre Calco-Carbonique	Minéralisation						
dates	Coliformes thermotolérants /100ml (MS)	Streptocoques fécaux /100ML MS	Hydrogène-carbonates mg/l	Magnésium mg/l	Potassium mg/l	Sodium mg/l	Calcium mg/l	Chlorures mg/l	Silicates (SiO_2) mg/l	Sulfates mg/l
06/02/2003	4	0	-	5,3	0,2	1,2	57	2	3,3	3
06/03/2003	-	-	160	3,8	<0,2	0,8	55	1	2,7	3
09/04/2003	0	0	160	3,1	0,2	0,7	53	1	3,2	2
14/05/2003	-	-	150	3,1	0,6	1,1	51	1	3,6	3
10/07/2003	-	-	150	3,5	<1	<2	51	<5	3,7	<5
08/08/2003	0	0	160	3,3	<1	<2	50	<5	3,7	<5
23/10/2003	14	3	160	2,8	<1	<2	55	<5	3,9	<5
24/11/2003	-	-	150	3,3	<1	<2	50	<5	3,5	<5
23/12/2003	2	0	160	3,5	<1	<2	54	<5	3	<5

	Fer et Manganèse	Paramètres Azote et Phosphore			Oligo éléments et Micropolluants
dates	Fer Total µg/l	Ammonium (NH_4) mg/l	Nitrites (NO_2) mg/l	Nitrates (NO_3) mg/l	Strontium µg/l
06/02/2003	<20	<0,05	<0,02	2	42
06/03/2003	<20	<0,05	<0,02	1,8	33
09/04/2003	<20	<0,05	<0,02	2,2	37
14/05/2003	180	<0,05	<0,05	2,6	47
10/07/2003	56	<0,05	<0,05	2,6	44
08/08/2003	<20	<0,05	<0,05	2,6	51
23/10/2003	<20	<0,05	<0,05	2,2	46
24/11/2003	<20	<0,05	<0,05	2,3	49
23/12/2003	<20	<0,05	<0,05	2,6	41

Illustration 125 : Mesures bactériologiques et chimiques pour les eaux de la source des Adouxes (10882X0215/ADOUX, d'après Hydrogéosphère 2004).

Source des Adoucis

Située en rive droite du Rébenty, la source des Adoucis (10882X0212/ADOUCI), est actuellement captée pour l'alimentation en eau potable de la commune de Merial (Illustration 126).

La source émerge au sein de la formation du Viséen supérieur-Namurien (h2b-3, culm, grès, siltites greseuses, conglomérat) à proximité du contact (au Sud) avec le calcaire dolomitique (d2-30) de la série allochtone du Pic d'Ourtiset et du contact (au Nord) des calcaires du Emsien-Frasnien situés sous la zone d'éboulis.

En 2003, cette source n'a pas été étudiée par Hydrogéopère. En 2011, le trop-plein de la source a été équipé d'un seuil dans le but d'estimer les débits (Hydrogéosphère). Les données collectées sur cet ouvrage n'ont pas été publiées à la date de rédaction de ce rapport. Les premiers éléments d'information indiquent que les débits d'étiage sont importants, de l'ordre de 50 à 100 l/s, et que la source présente une réponse inertielle. Ces premiers éléments d'informations demandent à être complétés par l'analyse des courbes de récession notamment.

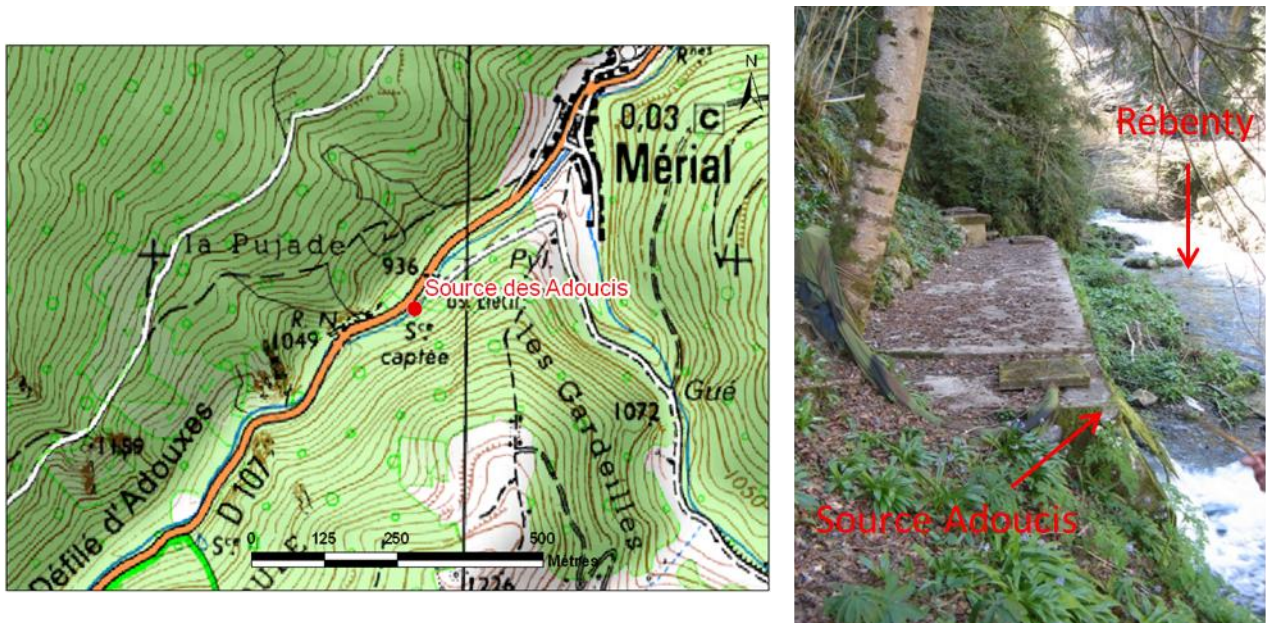


Illustration 126 : Localisation (Fond IGN) et vue du captage de la source des Adoucis (15/04/2014).

Les analyses chimiques et bactériologiques rassemblées dans la banque ADES sont présentées à l'illustration 127.

Les conductivités électriques sont globalement comprises entre 240 et 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$, une valeur (aberrante ?) de 650 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a été mesurée en 2012. Les températures de l'eau de la source seraient comprises entre 8 et 11,2°C (3 valeurs). Les résultats des suivis chimiques réalisés par l'ARS indiquent que les eaux ont un faciès bicarbonaté calcique (HCO_3 de l'ordre de 170 mg/l, Ca de l'ordre de 50 mg/l) et sont peu chargées en sulfate ($\text{SO}_4 < 5,2$ mg/l), nitrate ($\text{NO}_3 < 3$ mg/l), chlorure ($\text{Cl} = 1$ mg/l), magnésium ($\text{Mg} < 2,5$ mg/l) et sodium ($\text{Na} < 1$ mg/l). Les eaux de la source ne présentent pas de problème vis-à-vis des pollutions bactériologiques.

10882X0212/ADOUCI									
Paramètre	unité	10/07/1996	16/04/1997	08/04/1998	15/09/1999	05/04/2000	18/07/2005	21/04/2010	18/12/2012
Cond	µs/cm à 20°C	258	241	245	263	251	303	240	650
Temp	°C						11	8	11.2
pH		7.3	7.15	7.5	7.45	7.55	7.8	7.4	8.15
TH	°F	15	14		16		15.6		
TAC	°f						14.6	13	14
Turbidité	NTU	0.14	0.05	0.25	0.1	0.09	0.11	0.21	<0.1
COD	mg/l						0.4	1.5	
SiO ₂	mg/l						4.8	2.2	
HCO ₃	mg/l						178.12	160	
Ca	mg/l						60	47	
Mg	mg/l						<2	2.4	
NH ₄	mg/l	0.034	0.035	0.026	0	<0.04	<0.02	<0.05	
Na	mg/l						<5	<1	
SO ₄	mg/l			4	5.2	4.7	3.8	<5	
K	mg/l						<1	<1	
Cl	mg/l					1.2	1	<5	
NO ₃	mg/l	1.75	3	3	2.35	2.5	1.2	3	
NO ₂	mg/l	0	0	0	0	<0.01	<0.02	<0.05	
C*	nb/100 ml	16	0	2	20	0			7
CT*	nb/100 ml	12	0	2	6	0	6		
E*	nb/100 ml	0	0	0	2	0	1	0	1
EC*	nb/100 ml							0	0
Producteur de la donnée : ARS de l'Aude									
C* = Coliformes; CT* = Coliformes thermotolérants;									
E* = Enterocoques; EC* = Escherichia coli (E. coli)									

Illustration 127 : Suivis chimiques et bactériologiques des eaux de la source des Adouci (10882X0212/ADOUCI) par l'ARS de l'Aude.

Source de l'Ancienne Forge

Située en rive gauche du Rébenty sur la commune de Merial (cf. localisation Illustration 111), la source de l'Ancienne Forge (10883X0222/S) a fait l'objet d'un suivi physico-chimique et chimique par Hydrogéosphère. Le débit d'étiage en août 2003 a été estimé au moins égal à 2,5 l/s.

La source non captée émerge dans une zone d'éboulis vraisemblablement au contact entre les formations du Viséen supérieur-Namurien (Culm, grès, siltite gréseuse) et le calcaire dolomitique (d2-30) de la série allochtone du Pic d'Ourtiset.

Les suivis chimiques (8 valeurs ponctuelles au cours du cycle hydrologique 2003, Annexe 11) indiquent que les eaux ont un faciès bicarbonaté calcique (HCO₃ de l'ordre de 200 mg/l, Ca de l'ordre de 60 mg/l) et sont peu chargées en sulfate (SO₄ < 6 mg/l), nitrate (NO₃ < 3 mg/l), chlorure (Cl= 2 mg/l) et sodium (Na < 1 mg/l). Les teneurs en magnésium de l'ordre de 8 mg/l apparaissent significativement plus élevées que celles de la source des Adouxes (de l'ordre de 3-4 mg/l, Illustration 125), la formation aquifère des deux sources étant a priori attribuée au calcaire dolomitique de la série allochtone du Pic d'Ourtiset. Si l'on accepte cette hypothèse, les concentrations plus faibles en Mg mesurées à la source des Adouxes pourraient s'expliquer par la contribution des pertes dans le ruisseau de la Coume à priori peu chargées en Mg. A l'inverse, les concentrations en Mg plus élevées de la source de l'Ancienne Forge traduiraient donc une absence de connexion avec ces pertes. Une autre hypothèse peut également être évoquée pour expliquer ces différences de teneurs en Mg. Si l'on admet l'hypothèse que la minéralisation de l'eau est contrôlée par l'intensité des interactions eau-roche et donc par le

temps de résidence de l'eau au sein de l'aquifère, les teneurs en Mg plus faibles de la source des Adouxes par rapport à la source de l'ancienne Forge pourraient indiquer l'existence d'un transfert plus rapide au sein des formations des calcaires dolomitiques de la série allochtone du Pic d'Ourtiset. Des investigations chimiques et isotopiques notamment à l'aide des isotopes du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) permettraient de faire avancer la connaissance sur ces problématiques.

Source Argeliers

La source Argeliers (10883X0208/ARGELI) est située dans le thalweg du Coume de l'Oum. Le captage AEP est situé à 1,3 km au Sud-Ouest de Niort-de-Sault. Cette source apparaît située au contact du calcaire du Lias (indifférencié) et des formations dévoniennes (Viséen sup-Namurien), constitué de culm, grès, siltites gréseuses, conglomérat.

La source émerge quelques mètres au-dessus du thalweg (en rive droite) qui constitue un affluent en rive droite du Rébenty (Illustration 128). La délimitation de l'impluvium de cette source n'est pas connue. Lors de la reconnaissance terrain du 14/10/2014, le débit de trop plein de la source en contexte de basses eaux était de 5 l/s.

Les données de qualité bancarisée dans Ades indique l'existence d'une eau présentant un faciès bicarbonaté sulfaté-calcique : (27/10/2009 : $\text{HCO}_3 = 220 \text{ mg/l}$, $\text{Ca} = 64 \text{ mg/l}$, $\text{SO}_4 = 96 \text{ mg/l}$, $\text{NO}_3 = 1 \text{ mg/l}$, $\text{Cl} = 5 \text{ mg/l}$, $\text{Mg} = 20 \text{ mg/l}$, $\text{Na} = 1.5 \text{ mg/l}$ et $\text{K} = 1 \text{ mg/l}$).



Illustration 128 : Vue du captage de la source Argeliers

Grotte TM71

La réserve naturelle de la grotte du TM 71 constitue un réseau spéléologique dans les calcaires et dolomies du Dévonien situés en rive gauche de l'Aude (cf le bilan du plan de gestion 2004-

2008 du TM71, <http://www.reserve-tm71.fr/>). Des suivis hydrodynamiques (hauteur, débit) et physico chimiques (conductivité, température et oxygène dissous) des eaux de la grotte sont mis en œuvre depuis 2008 par Hydrogéosphère dans le but d'améliorer la connaissance sur le fonctionnement hydrogéologique des écoulements observés au sein du réseau spéléologique. Les débits mesurés apparaissent compris entre 30 l/s et 1800 l/s, la conductivité électrique varie entre 280 $\mu\text{S/cm}$ et 360 $\mu\text{S/cm}$ et la température de l'eau est comprise entre 8.16 et 9.25°C. Des opérations de traçages sont également envisagées pour préciser l'impluvium du réseau.

Récemment, une étude préliminaire hydrochimique et hydrodynamique des eaux d'infiltration de la Grotte du TM71 (Eduardo del Rio 2014) a été menée dans le but d'étudier la relation entre les eaux d'infiltration et la nature minéralogique des spéléothèmes. L'analyse géochimique des spéléothèmes prélevés dans le TM71 montre que les aragonites sont principalement enrichies en zinc, rubidium, strontium et baryum par rapport aux concrétions de calcite présentes dans la grotte. Les extraordinaires aragonites bleues sont de plus particulièrement enrichies en nickel, cuivre (plus de 1000g Cu/tonne d'aragonite), cadmium et plomb. Elles sont particulièrement appauvries en terres rares.

Questionnement sur les échanges entre le Rébenty et les systèmes karstiques

Le Rébenty draine un vaste bassin versant d'environ 240 km², au niveau de la confluence avec l'Aude et incise profondément le Plateau de Sault d'Ouest en Est (Illustration 3). Il est alimenté par 22 affluents répertoriés qui sont de petits ruisseaux de très faible débit, et possède deux principaux affluents, le ruisseau de Laval (en rive droite) sur la commune de Merial et le ruisseau de Munès-Romanis (en rive droite) au Nord-Est de Belfort-sur Rébenty. Dans la partie amont située dans la zone axiale, les calcaires dévonien contribuent largement au débit du Rébenty comme indiqué par l'étude d'Hydrogéosphère (2004). Jusqu'à la commune de Belfort-sur-Rébenty, l'écoulement se fait suivant une direction SO-NE, puis l'écoulement est orienté O-E parallèlement à la structure générale. Dans la partie aval du bassin versant, à partir de la commune de Marsa jusqu'à la confluence avec l'Aude, le Rébenty incise les formations imperméables de l'Albien supérieur (flysch noirs) ce qui permet d'exclure a priori l'existence de zones de pertes dans ce secteur.

La question des relations hydrauliques entre le Rébenty et les systèmes karstiques par l'intermédiaire d'une ou de zones de pertes n'est pas documentée dans la littérature. Sur la base du débit spécifique du Rébenty (6,7 l/s/km²) qui apparaît faible en comparaison de celui de Fontestorbes (24 l/s/km²) calculé sur les 85 km² de bassin hydrogéologique, il est supposé que des pertes sont probables sur le Rébenty et qu'elles pourraient contribuer à l'alimentation de Fontmaure. Les débits des pertes ne sont pas connus et les zones où elles pourraient se produire ne sont pas clairement précisées et ce, y compris dans les études de détermination des volumes prélevables menées sur le Rébenty (eaucéa 2013; eaucéa 2013).

Sur la base des informations de la carte géologique vectorielle au 1/50 000, une première zone de pertes potentiellement actives pourrait se situer dans les calcaires métamorphisés de la ZIM entre le défilé de Niort et les ruines du moulin de Ferrand puisque le Rébenty traverse suivant une direction SO-NE ces formations (Berriasien-Aptien).

Une seconde zone de pertes, située plus en aval, est potentiellement identifiée au sein des calcaires du Barrémien inférieur au niveau du défilé de Joucou et au pied du Roc de Taffine lorsque le Rébenty incise cette formation.

Il conviendrait de conduire des campagnes de jaugeages différentiels sur ces différents tronçons identifiés, en période de basses eaux, afin de vérifier la pertinence de ces hypothèses.

5 Synthèse et verrous scientifiques

Les éléments majeurs de compréhension collectés dans le cadre de la recherche bibliographique sont synthétisés dans la carte de l'illustration 129.

Les deux tableaux de l'illustration 130 et de l'illustration 131 mettent en évidence les principales hypothèses proposées sur les deux systèmes karstiques de Fontestorbes et Font Maure, avec les arguments permettant de les justifier. Les principaux questionnements restant en suspens sont également présentés, ainsi que les méthodes d'investigation permettant d'y répondre.

Géologie

La cartographie géologique aujourd'hui disponible sur le plateau de Sault permet d'expliquer l'organisation des terrains en surface et sur les premières centaines de mètres de profondeur. Elle a toutefois été réalisée par différentes personnes travaillant chacune sur un secteur précis. Ces études montrent bien la difficulté de corrélation Est-Ouest (donc la construction d'un modèle 3D) des formations géologiques présentant de fortes variations latérales de faciès telles que les séries néocomiennes et de formations synchrones déposées dans deux bassins dissociés : le bassin de Fougax et le bassin de Quillan. Une synthèse géologique régionale de l'ensemble de la zone d'étude doit donc être entreprise.

Il reste également des imprécisions importantes sur l'extension de la ZIM à l'ouest au niveau de la bordure avec le massif du Saint-Barthélemy, sur l'organisation interne de la ZIM, qui permettrait d'apprécier l'épaisseur des marbres, et sur la distinction entre les marnes aptiennes et les marnes de l'Albien inférieur dans le bassin de Fougax. Les coupes traversant la zone d'étude du Nord au Sud sont présentes uniquement dans la partie occidentale si bien que les relations entre la ZA, la ZIM et la ZNP ne sont pas clairement définies sur l'ensemble de la zone d'étude.

L'âge de la mise en place du karst actif est contraint par les sédiments alluviaux déposés par le paléo-Rébéty sur la surface d'Espezel, attribués au Plio-Quaternaire. Le développement du réseau karstique serait donc postérieur à deux millions d'années environ et pourrait être aussi récent que 20 000 ans.

La construction de coupes géologiques et d'un modèle 3D doit répondre aux questions géologiques de premier ordre pour le projet :

- Quelle est la géométrie des alternances de marnes et de calcaires dans la ZNP, ayant permis la mise en place de conduits karstiques depuis la ZIM jusqu'aux sources majeures de Fontestorbes et Fontmaure ? Le karst actif peut-il atteindre les formations du Néocomien voire du Jurassique ?
- Quel est le rôle de la FNP dans l'organisation des écoulements souterrains entre la ZA et la ZNP ?

Pour y parvenir, il est nécessaire d'interpréter les données structurales et sédimentologiques dans un modèle de déformation cohérent. Les interprétations seront testées et validées avec la construction du modèle 3D. Le modèle permettra d'apporter des éléments de réflexion par rapport à des questions géologiques fondamentales des Pyrénées, à savoir :

- Quelle était la géométrie et la position des bassins aptiens de Fougax et de Quillan au moment de leur formation ?

- Quelle était la position de la ZIM avant le raccourcissement pyrénéen et quel est l'extension latérale du métamorphisme ?
- Quelle est la nature du substratum présent sous les marbres de la ZIM : socle hercynien ou de manteau supérieur ?

Système karstique de Fontestorbes

Il conviendrait d'étudier plus précisément les variations des paramètres physico-chimiques (conductivité et température) au pas de temps fin (<1h) en lien avec le débit de la source et la qualité des eaux dans le but de mieux contraindre le fonctionnement du système karstique, notamment en période de crue.

Le suivi de la source de l'Esqueille permettrait de vérifier le fonctionnement en trop-plein de cette source et de définir précisément les conditions hydrodynamiques (niveau d'eau ou débit à Fontestorbes) de sa mise en charge.

Dans le but de mieux comprendre le fonctionnement de la zone noyée, il conviendrait de suivre les variations piézométriques au sein du piézomètre des Gorges de la Frau et d'étudier les interrelations avec la source de Fontestorbes et la source de trop plein de l'Esqueille.

Les coupes géologiques réalisées dans les écaillés du bassin de Fougax devront déterminer l'appartenance des marnes aux séries aptiennes ou de l'Albien inférieur.

Système karstique de Font Maure

En période de hautes eaux, la délimitation entre les impluviums de Font Maure et Fontestorbes n'est pas parfaitement définie notamment dans la partie sud au niveau de Camurac. Une zone de diffuence est suspectée qui fluctuerait au gré des conditions hydrodynamiques, au sein de laquelle une série d'essais de traçage devraient être réalisés en hautes eaux. La réalisation d'un piézomètre pourrait aider à mieux qualifier le fonctionnement hydrodynamique de ce secteur (zone d'alimentation de Camurac).

Le suivi hydrodynamique de la source du Blau permettrait par ailleurs de vérifier l'hypothèse selon laquelle il s'agit d'un trop-plein du système karstique de Font Maure.

Système karstique de Ginoles

Le suivi hydrodynamique et physico-chimique (CE et température) de cette source permettrait de mieux comprendre le fonctionnement de la composante karstique froide et d'étudier les interrelations possibles avec la source de Font Maure.

Forage profond du bassin de Quillan

Le suivi piézométrique de cet ouvrage permettrait d'étudier les relations hydrauliques potentielles qui existent entre le bassin de Quillan et le système karstique de Font Maure voire celui de Ginoles et d'étudier le comportement hydrodynamique des calcaires urgoniens situés sous couverture albienne.

Système karstique de la source dite de Cailla

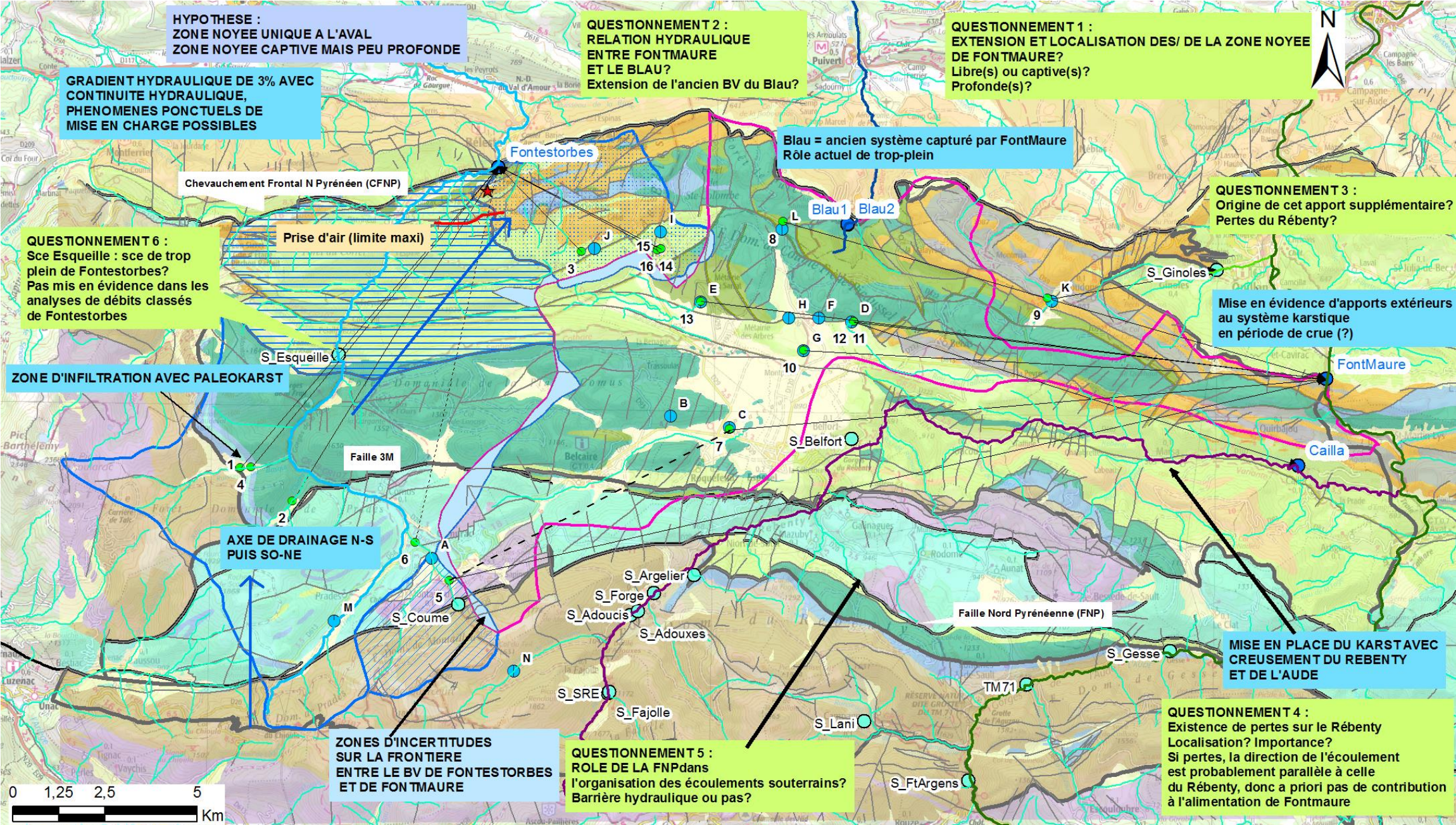
Des investigations complémentaires s'imposent pour mieux connaître ce point d'eau qui apparaît en connexion hydraulique avec le plateau d'Espezet-Belvis.

Calcaires du Dévonien

Peu de données et d'études sont disponibles sur l'hydrogéologie des aquifères karstiques du Dévonien dans la zone axiale. Un suivi hydrodynamique (hauteur-débit en continu), physico-chimique (température et CE) et hydrochimique (prélèvements pour analyses) des principales sources (SRE du Syndicat Roquefeuil-Espezel, Adouxes, Adoucis, du Moulin) est proposé.

Rébenty

Sur la base du débit spécifique du Rébenty qui apparaît faible en comparaison de celui de Fontestorbes, il est supposé que des pertes sont probables sur le Rébenty. Les débits des pertes ne sont pas connus et les zones où elles pourraient se produire ne sont pas clairement précisées. Il conviendrait de conduire des campagnes de jaugeages différentiels sur différents tronçons identifiés, en période de basses eaux, afin de vérifier l'existence de ces pertes.



BV Sources	
	Fontestorbes, partie libre et captive
	Fontestorbes, partie captive
	Fontestorbes, partie libre
	Fontestorbes, bassin de Balaguères
	Fontmaure

Carte géologique 1/50 000	
	Failles
	Dépôts superficiels
	Cénomaniens à Paléogène : Marnes, calcaires et grès (flysch nord-pyrénéens)
	Aptien sup. à Cénomaniens. Marnes noires à Hypacanthophiles et flysch noir
	Aptien sup. à Albien inf. Calcaires Urgoniens
	Gargasien. Marnes à exogyres et orbitolines
	Aptien inf. Bédoulien à Gargasien. Marnes noires à Deshayesites = M. de Samuran ou de Ste Suzanne
	Néocomien à Aptien inf. Calcaires à rares intercalations de marnes
	Jurassique à Aptien. Marbres (ZIM)
	Trias à Jurassique. Calcaires et dolomies
	Culm. Pélites et conglomérats
	Ordovicien à Carbonifère inf. Séries carbonatées
	Socle hercynien. Formations métamorphiques, granite et orthogneiss

Illustration 129 – Carte de synthèse sur les systèmes karstiques du Plateau de Sault

SYSTÈME FONTESTORBES								
HYPOTHESES				PROBLEMES POSES				
THEME	CARACTERISTIQUES	ARGUMENTS						
TAILLE DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE	Karst binaire							
	85 km² ± 5 km²	Bilan hydrologique et Tracages						
	Q moy=2.05 m3/s	Chronique de débits depuis 1965						
	Q min : 0.65 m3/s, Q max: 13.6 m3/s							
	Volume dynamique : 24.3.10 ⁶ m ³ (variant entre 20 et 35 10 ⁶ m3)	Analyses des courbes de récession						
TYPE DE SYSTÈME KARSTIQUE	Alimentation par des pertes (Ourza, Basqui et Hers en amont des gorges de la Frau)	Opérations de tracages						
	par les pertes du BV de Balaguès (Camurac) en période de fortes pluies							
	Système karstique plus développé à l'amont qu'à l'aval (comme le confirment les essais de traçage), appartient au domaine 2 de la classification de Mangin (K et I de l'ordre de 0.35) présentant des retards à l'infiltration (3 jours)	Analyses des courbes de récession						
NATURE DE LA ZONE NOYEE	Une seule zone noyée, probablement localisée dans les écaillies de Fougax et de Fontestorbes	Réponse unique dans l'analyse du signal (source Alain Mangin).						
	Zone noyée captive	Réponse très rapide induisant un transfert de pression (NB : observation de la marée terrestre dans le signal). Vr < Vdynamique -> indique une zone noyée captive. Enfin, le phénomène d'intermittence induit une absence de contact avec la pression atmosphérique (source Alain Mangin).					à confirmer au moyen de mesures dans le forage de l'Esquille	
	Zone noyée peu profonde	Pas d'anomalie thermique observée dans la température de l'eau (T moy = 9.3°C).					Rôle des marnes de Sainte Suzanne	
FONCTIONNEMENT DU KARST	Analyse des débits classés montre une rupture pour 5,4 m3/s qui est interprété comme un apport supplémentaire au système karstique (contribution du bassin versant du ruisseau de Balaguès en période de crue par l'intermédiaire des pertes de l'Hers)	Chronique de débits depuis 1965						
SOURCES DE TROP-PLEIN	Phénomène d'intermittence (lorsque Q <1.04 m3/s): la prise d'air se situe dans un secteur situé entre 1200 m au sud de la source de Fontestorbes et 2400 m.	Suite à l'étude de la propagation de l'onde créée par l'intermittence (Mangin), on estime que la prise d'air de la conduite nécessaire au mécanisme d'intermittence serait située en amont du gouffre Caoujous (où le phénomène d'intermittence est également observé) au sein des marnes imperméables de Saint Suzanne					Caractéristique du transfert au sein des marnes?, le long d'une faille?	
	Les calcaires de la ZIM semblent constituer une zone privilégiée pour la recharge de l'aquifère (présence de nombreuses pertes), serait caractérisée par de grands vides karstiques	Campagnes sismiques réalisées dans les années 1970 par une société pétrolière. Grands vides identifiés dans le secteur de Camurac.					Rôle joué dans le fonctionnement du système de Fontestorbes à préciser (=> réaliser piézomètre d'observation dans ce secteur)	
	Sources de l'Esquille. Activation lorsque le débit à Fontestorbes est > 3,6 à 4 m3/s (soit environ 19 jours/an). Source de l'Esquille serait également en partie alimentée par la fonte des puits à neige situés sur la Montagne de la Frau.	Pas de chronique hydrométrique disponible sur cette source temporaire					Pas de mise en évidence du fonctionnement de ce trop plein par l'analyse des débits classés de Fontestorbes	
	Âge du karst	Récent (20 000 à 30 000 ans).						
	MISE EN PLACE DU SYSTÈME KARSTIQUE	Lors de l'encaissement de l'Hers (à confirmer)						
AUTRE								
QUESTIONNEMENTS				OUTILS MIS EN ŒUVRE POUR REpondre				
LOCALISATION DE LA ZONE NOYÉE, PROFONDEUR, ÉPAISSEUR ET STRUCTURE DE LA ZONE NOYÉE.	Localisation de la zone noyée, profondeur, épaisseur et structure de la zone noyée.	Modèle géologique 3D. Géochimie, isotopie.						
	Localisation de la prise d'air du phénomène d'intermittence	Modèle géologique 3D.						
	Rôle joué par la structure. Quelle est l'origine des différents styles tectoniques entre l'Ouest et l'Est du Plateau de Sault	Modèle géologique 3D. Géochimie, isotopie. Tracages (?)						
	Fonctionnement global du système (zone infiltration et rôle joué par la ZIM, direction d'écoulement, localisation des principaux drains)	Modèle géologique 3D. Mesures de piézométrie au niveau du forage des gorges de la Frau, de la source de trop plein de l'Esquille. Géomorphologie karstique. Cartographie 3D des cavités karstiques.						
	Rôle joué par les grands accidents structuraux dans les directions d'écoulement	Modèle géologique 3D.						

	THEME	REPONSE	ARGUMENTS	PROBLEMES POSES
		Karst binaire		
HYPOTHESES	TAILLE DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE	100-110 km²	Traçages et chroniques de débit de 1959-1961	Importante incertitude sur la taille du bassin hydrogéologique
		Q moy=? m3/s Q min : 0.5 m3/s, Q max>: 12 m3/s	Chronique de débits depuis 1965	Débits mal contraints
		Alimentation par des pertes (Rébounédou, Bouychelette, Vernouze) et par les pertes du bassin versant de Balaguès (Calcaires métamorphisésde Camurac)	Opérations de traçages	Rôle des calcaires métamorphisés de la ZIM près de Camurac dans l'alimentation de FontMaure
		Volume dynamique : 17.10 ⁶ m ³ (moyenne 3 cycles, compris en 7 et 22 10 ⁶ m3) : Réserves importantes mais inférieures à celles de Fontestorbes.	Analyses des courbes de récession (Salic, 1985)	Chroniques trop courtes (3 recessions) entachées de fortes incertitudes pour Q>6 m3/s
	TYPE DE SYSTÈME KARSTIQUE	Il s'agirait d'un système karstique complexe et de grande dimension dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes, appartiendrait au domaine 1 de la classification de Mangin (K=0.27 et l de l'ordre de 0.54) présentant des retards à l'infiltration (3 jours ?)	Analyses des courbes de récession	
	FONCTIONNEMENT DU KARST	Analyse des débits classés montre une rupture pour des débits compris entre 1.2 et 1.4 m3/s qui est interprétée comme la mise en fonctionnement du trop plein du Blau. Une seconde rupture de la courbe des débits classés est observée pour les débits importants (autour de 3-4 m3/s) ce qui traduit l'existence d'apport (extérieur) au bassin d'alimentation de Font Maure	Analyse des débits classés de Fontmaure, chronique de débit du Blau en 1959	Forte incertitudes des débits de crue de la source de Font Maure L'origine des apports (extérieurs) au bassin d'alimentation de Font Maure (Q>5 m3/s) n'est pas connue
	NATURE DE LA ZONE NOYEE	Karst noyé avec réserves significative voire importantes. Zone noyée probablement non captive (à confirmer).	Analyses corrélatrices et spectrales (Salic 1985).	
		Karst noyé profond	Géochimie, petite anomalie thermique des eaux de la source en étiage (T de l'ordre de 12°C), importante teneur en SO4 (jusqu'à 290 mg/l) attribuée au Trias sous-jacent au calcaire Urgo-Aptien	
	SOURCES DE TROP-PLEIN	Selon Salic, présence de deux aquifères aux comportements différents : à l'est, un système mal drainé, avec karst noyé (Profond?) possédant une zone très transmissive. A l'ouest, organisation du drainage serait moins développée, mais avec réserves importantes	Analyses corrélatrices et spectrales (Salic 1985).	Nécessité de réaliser un ouvrage dans la zone "ouest" identifiée par Salic pour vérifier ces hypothèses
		Source du Blau pour débits à Font Maure > 1,2 à 1,4 m ³ /s	Analyse des débits classés (Salic - 1985), chronique de débit du Blau en 1959	Débits de crue inconnus (Q>4 m3/s), => débit du trop plein à suivre impérativement pour mieux contraindre le fonctionnement du karst
QUESTIONNEMENTS	AGE DU KARST	Karstification très récente (20 000 ans ?).		
	MISE EN PLACE DU SYSTÈME KARSTIQUE	Mise en place lors de l'encaissement de l'Aude et du Rebenty.		à confirmer
	THEME	OUTILS MIS EN ŒUVRE POUR REPONDRE		
	Localisation de la zone noyée, profondeur, épaisseur et structure de la zone noyée. Nature de la zone noyée (captive, libre).	Modèle géologique 3D. Géochimie, isotopie sur Font Maure et autres sources suivies. Suivi des hauteurs (et débits) sur Font Maure. Mesures de débits sur de nombreuses sources secondaires.		
	Rôle joué par la structure. Quelle est l'origine des différents styles tectoniques entre l'Ouest et l'Est du Plateau de Sault ? Rôle sur le fonctionnement karstique?	Modèle géologique 3D. Géochimie, isotopie. Traçages (?)		
	Fonctionnement global du système (zone infiltration et rôle joué par la ZIM, direction d'écoulement, localisation des principaux drains)	Modèle géologique 3D. Mesures de débits du trop plein du Blau . Suivi des hauteurs (et débits) sur Font Maure. Géomorphologie karstique.		
	Rôle joué par les grands accidents structuraux dans les directions d'écoulement	Modèle géologique 3D.		
	Localisaion des apports extérieurs au système et fonctionnement (débit d'activation etc)	Suivi des débits, géochimie, isotopie.		
	Relation entre la karstification et l'encaissement du Rebenty	Modèle géologique 3D.		
	Mécanismes d'écoulement en période d'étiage (contact avec évaporites triasiques).	Suivi des débits, géochimie, isotopie + modèle géologique 3D. physico-chimie.		
	Fonctionnement du système du Blau.	Modèle géologique 3D + mesures du débit du Blau + isotopie + physico-chimie.		
	Mécanisme de captation du système du Blau par le système de Font Maure.	Modèle géologique 3D + isotopie		
	Validation de l'hypothèse selon laquelle le système du Blau serait plus ancien que Font Maure et Fontestorbes	Modèle géologique 3D + isotopie		
	Lien avec les sources de Ginoules, sources de Beifort-sur-Rebenty, source Serclies dite de "Cailla"	Suivi des hauteurs, débits, physico-chimie et isotopie. Modèle géologie 3D. Analyse du signal.		

Illustration 131 : Hypothèses et questionnements mis en évidence sur le système karstique de Font Maure.

6 Conclusion

Il existe un certain nombre d'études sur le Plateau de Sault. Celles-ci ont permis de lever la carte géologique, d'identifier les principales structures géologiques de la zone, et de délimiter plus ou moins précisément les limites des systèmes karstiques importants que sont Fontestorbes et Font Maure. Les deux systèmes ont été caractérisés, tout comme la physico-chimie des eaux de sources importantes associées ou pouvant être associées à ces systèmes. Il a été également mis en évidence l'existence de réserves en eau importantes.

Cependant, les données existantes, parfois anciennes, sont en quantité relativement faible comparée à l'étendue de la zone d'étude dans cette région des Pyrénées où la géologie est complexe. Ainsi les cartes et les modèles géologiques existants concernent uniquement des secteurs partiels de la zone d'étude. Un modèle synthétisant les données sur l'ensemble du pays de Sault fait défaut. De plus, à l'exception des quelques zones proposées, il n'apparaît pas distinctement de zones propices à l'implantation de sondages de reconnaissance.

Il convient donc d'acquérir et de compléter les connaissances sur le secteur. Pour cela, il est prévu de suivre le débit, la conductivité et la température des sources importantes, d'effectuer des jaugeages différentiels sur quelques ruisseaux afin de caractériser les échanges diffus avec les aquifères, de réaliser un suivi hydrochimique, isotopique et parfois bactériologique de points d'eau (dont les principaux exutoires et les points d'eau de captage AEP), et de réaliser des traçages artificiels afin de préciser la limite des bassins d'alimentation des sources de Fontestorbes et Font Maure.

L'acquisition de nouvelles données contribuera à la meilleure caractérisation des aquifères karstiques du Pays de Sault. Couplée à l'élaboration d'un modèle géologique 3D, et d'un schéma de mise en place de la karstification, il sera alors possible d'identifier les zones potentielles, les plus favorables à l'implantation de sondages de reconnaissance de la ressource en eau.

7 Bibliographie

- Albarede F, Fourcade S (1969) Sur la presence de gneiss a orthopyroxene dans le socle hercynien du massif nord-pyreneen de Bessedes-de-Sault (Aude). Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles 269(19): 1823-1826
- Albarede F, Michard-Vitrac A (1978) Datation du metamorphisme des terrains secondaires des Pyrenees par les methodes (super 39) Ar- (super 40) Ar et (super 87) Rb- (super 87) Sr; ses relations avec les peridotites associees. Bulletin de la Societe Geologique de France 20(5): 681-687
- Astruc JG, Bakalowicz M, Biscaldi R, Mangin A (1988) Etude des possibilités de surexploitation des aquifères karstiques de Midi-Pyrénées. 88SGN781MPY,
- Aunay B, Le Strat P, Yvroux M, Mangin A, Dörfliger N (2003) Excursion dans la Haute Vallée de l'Aude et le Pays-de-Sault – Présentation géologique de la zone sous-pyrénéenne et des relations du thermalisme avec le massif de Mouthoumet. Traversée du Pays-de-Sault, exemple de karst de moyenne montagne. Livret-guide de l'excursion 56 p.
- Azambre B, Ravier J, Thiebaut J (1971) A propos du phenomene de dipyrisation des roches eruptives d'age secondaire des Pyrenees. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles 272(17): 2137-2139
- Azambre B, Sagon JP, Debroas EJ (1991) Le Metamorphisme cretace du Fosse des Baronniees (Hautes-Pyrenees, France), temoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyreneenne. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre 313(10): 1179-1185
- Bakalowicz M, Blavoux B, Mangin A (1974) Apports du traçage isotopique naturel a la connaissance du fonctionnement d'un systeme karstique - teneurs en oxygene-18 de trois systemes des Pyrenees, France. Journal of Hydrology 23(1–2): 141-158
- Ballue Y (2008) Avis hydrogéologique concernant : la protection du captage de la source Fontfroide. 21 p.
- Barnolas A, Chiron JC, Guérange B (1996) Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées - Volume 1 Introduction, géophysique, cycle hercynien
- Bernus-Maury C (1984) Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées. Thèse 3ème cycle Paris VI, 253 p.
- 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, 63 p.
- Bouhallier H, Choukroune P, Balleve M (1991) Evolution structurale de la croûte profonde hercynienne; exemple du massif de l'Agly (Pyrenees Orientales, France). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre 312(6): 647-654

- Boulvais P, Ruffet G, Cornichet J, Mermet M (2007) Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrenees). *Lithos* 93(1-2): 89-106
- Bousquet JP (1975) Étude géologique de la zone nord-pyrénéenne à l'articulation entre le pays de Sault et le bassin de Quillan (Ariège-Aude), 142 p.
- Burg JP, Leyreloup A (1976) Mise en évidence d'un socle precambrien granulitique de haute pression à noyaux eclogitiques dans un massif nord-pyrénéen à structure de dôme thermique; Bessède de Sault (Aude). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles* 283(4): 307-310
- Calvet M (1996) Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales. Documents du BRGM 255, 367 p.
- Casteras M (1933) Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *B. S. C. G. F.* 37(189)
- Casteras M (1974) L'accident frontal de la zone axiale sur le versant nord des Pyrénées. *Comptes Rendus du Congrès National des Sociétés Savantes. Section des Sciences* (96, Tome 2): 195-204
- Casteras M, Cuvillier J, Arnould M, Burollet P, Clavier B, Dufaure P (1957) Sur la présence du Jurassique supérieur et du Néocomien dans les Pyrénées orientales et centrales françaises. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse* 92: 297-334
- Casteras M, Frey M, Galharague J (1967) Sur les terrains paléozoïques et sur la structure du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles* 264(13): 1677-1682
- Cau A (1980) Fontestorbes: La Fontaine intermittente 44 p.
- CDS-Aude (1985) L'opération "Blau" 1985
- CEMER (1994) Étude hydrogéologique du secteur thermal de Ginoles-Les-Bains. 15 p.
- CEMER (1995) Prospection géophysique par méthode électrique du secteur thermal de Ginoles-Les-Bains (Commune de Ginoles) et du secteur de Gourgaoura (commune de Quillan). 13 p.
- Chevalier-Lemire G, Ricard J (1989) Synthèse hydrogéologique de la région Midi-Pyrénées – catalogue des systèmes aquifères et des domaines hydrogéologiques. RP/BRGM 89 MPY 43, 55 p.
- Choukroune P (1976) Strain patterns in the Pyrenean Chain. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences* 283(1312): 271-280
- Choukroune P (1989) The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics* 8(1): 23-39

- Choukroune P, Mattauer M (1978) Tectonique des plaques et Pyrenees; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne; comparaisons avec des modeles actuels. Bulletin de la Societe Geologique de France 20(5): 689-700
- Choukroune P, Meurisse M (1970) Phases de deformation superposees dans le mesozoque de la zone nord-pyreneenne sur la transversale du massif de Salvezines (Aude). Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles 270(1): 14-17
- Clerc C (2012) Structural evolution of the North Pyrenean realm during mid--Cretaceous rifting event. Extreme crustal thinning and high thermicity: an analog for passive margins. Thèse de doctorat Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 248 p.
- Clerc C, Boulvais P, Lagabriele Y, de Saint Blanquat M (2014) Ophicalcites from the northern Pyrenean belt; a field, petrographic and stable isotope study. International Journal of Earth Sciences = Geologische Rundschau 103(1): 141-163
- Clerc C, Lagabriele Y, Neumaier M, Reynaud J, De Saint Blanquat M (2013) Reply to Debroas et al.'s comment. Bull. Soc. Géol. France 184(6): 631-632
- Dauteuil O (1988) Le comportement de noyaux de socle dans un couloir décrochant; les massifs de Bessede et de Salvezines (Pyrenees orientales, France). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre 307(4): 423-428
- Dauteuil O, Ricou LE (1989) Une circulation de fluides de haute température à l'origine du métamorphisme crétacé nord-Pyrénéen. Geo 3: 237-250
- de Saint Blanquat M (1989) La Faille normale ductile du massif du Saint Barthelemy; age et signification de l'extension crustale dans la Zone Nord Pyreneenne. 272 p.
- Debroas EJ (1976) Les flyschs crétacés pyrénéens de la Ballongue, du Castillonais et de la région d'Arbas (Ariège, Haute-Garonne) Thèse de 3e cycle Toulouse, 84 p.
- Debroas EJ (2008) La zone nord-pyrénéenne en Pays de Sault. Sédimentation, métamorphisme et tectonique entre Europe et Ibérie au cours du Crétacé moyen et supérieur (107 à 65 Ma). In: l'Aude Ad (ed) Itinéraire géologique dans les Pyrénées audoises, 19 p.
- Delaperriere E, de Saint Blanquat M, Brunel M, Lancelot JR (1994) Geochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint Barthelemy (Pyrenees, France); discussion des ages des evenements varisques et pre-varisques. Bulletin de la Societe Geologique de France 165(2): 101-112
- Denele Y, Olivier P, Gleizes G, Barbey P (2009) Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). Tectonophysics 477(3-4): 244-261
- Deramond J, Souquet P, Fondecave-Wallez M-J, Specht M, Williams GD, Dobb A (1993) Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps; model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). Geological Society Special Publications 71: 193-219

- eaucéa (2013) Gestion quantitative de la ressource en eau du bassin versant de l'AUDE Etude de détermination des volumes prélevables - Rapport phase 3 - Consommations et ressources disponibles
- eaucéa (2013) Gestion quantitative de la ressource en eau du bassin versant de l'AUDE Etude de détermination des volumes prélevables - Rapport phases 1 & 2 - Les prélèvements en eau
- Fabries J, Lorand JP, Bodinier JL (1998) Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. *Tectonophysics* 292(1-2): 145-167
- Fabries J, Lorand JP, Bodinier JL, Dupuy C (1991) Evolution of the Upper Mantle beneath the Pyrenees: Evidence from Orogenic Spinel Lherzolite Massifs. *Journal of Petrology* : 55-76
- Fallourd S, Poujol M, Boulvais P, Paquette J-L, de Saint Blanquat M, Remy P (2014) In situ LA-ICP-MS U-Pb titanite dating of Na-Ca metasomatism in orogenic belts; the North Pyrenean example. *International Journal of Earth Sciences = Geologische Rundschau* 103(3): 667-682
- Fédération-Aude-Claire (2010) Pays de la Haute Vallée de l'Aude : ses milieux naturels - Le plateau de Sault, p.
- Golberg J (1987) Le méamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées: relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé. *Doc Trav Centre Geol Geophys Montpellier* 14: 235 p.
- Golberg JM, Leyreloup AF (1990) High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104(2): 194-207
- Golberg JM, Maluski H (1988) Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre* 306(6): 429-435
- Golberg JM, Maluski H, Leyreloup AF (1986) Age de 95 Ma (méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar) d'une shonkinite des Corbieres, de la brèche magmatique du col d'Agnes, et du métamorphisme statique dans la zone nord-pyréenne. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2(4): 623-628
- Golberg JM, Maluski H, Leyreloup AF (1986) Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone. *Tectonophysics* 129(1-4): 275-290
- Gong Z, Langereis CG, Mullender TAT (2008) The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters* 273(1-2): 80-93
- 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
- Goujou JC, Golberg JM, Leyreloup A (1988) Reactions de decarbonatation dans les roches calcareopelitiques de la Ballongue (Zone Nord Pyrénéenne); I, Formation de biotite et de

- plagioclase. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre 307(1): 39-44
- Grévellec J (1974) Etude du bassin versant de la source de Font Maure (Aude). 28 p.
- Hartevelt JJA (1970) Geology of the upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. Leidse Geol. Meded. 45: 167-236
- Hennebois J (2009) Document interne du BRGM - Synthèse hydrogéologique du pays de Sault
- Hydrogéosphère (2004) Etude hydrogéologique du Plateau de Sault. 89 p.
- Jammes S, Manatschal G, Lavier L, Masini E (2009) Tectono-sedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean; example of the western Pyrenees. Tectonics 28(4): TC4012
- Jeanbourquin P (1986) Les corinieuses polymictes des Préalpes internes et de l'Autochtone helvétique en Suisse romande. Thèse de doctorat., p.
- Lacroix A (1895) Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. Bull. Carte Géol. Fr. 6: 181-186
- Lagabrielle Y, Bodinier J-L (2008) Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. Terra Nova 20(1): 11-21
- Lagabrielle Y, Labaume P, de Saint Blanquat M (2010) Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. Tectonics 29(4)
- Lagasque J (1963) Le relief calcaire du plateau de Sault. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest 34: 11-32
- Languedoc-Roussillon-CPRF (2001) Orientations régionales de production - Schéma régional de gestion sylvicole - Languedoc-Roussillon - tome 2, p.
- Le Goff E (2013) Inventaire du Patrimoine Géologique en Languedoc-Roussillon – Phase 2 : l'Aude. BRGM/RP-61621-FR,
- Le Pichon X, Bonnin J, Sibuet JC (1970) La faille nord-pyréenne; faille transformante liée à l'ouverture de Golfe de Gascogne. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles 271(22): 1941-1944
- Longchambon M (1913) Sur les brèches du Complexe marmoréen ariégeois, conséquences qu'on peut en tirer au sujet de l'âge et de la localisation de la lherzolite C. R. Acad. Sci. Paris CLVII: 612-615
- Mangin A (1967) Données hydrogéologiques acquises sur le territoire de la feuille topographique au 1/50 000 – Lavelanet (partie Ariège). Rapport BRGM DSGR67A25, 86 p.
- Mangin A (1969) Etude hydraulique du mécanisme d'intermittence de Fontestorbes (Belesta - Ariège). Annales de Spéléologie 24(2): 253-298

- 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 A (1975) Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat Université de Dijon, 267 p.
- Mangin A (1978) Karst du Pays de Sault, excursion sur le karst ariégeois, 35-44 p.
- Mangin A, Roche J (1986) Evaluation des potentiels en eau des karsts situés entre les vallées de la Garonne et de l'Aude. Rapport BRGM 86SGN096MPY, 32 p.
- Mangin A, Yvroux M (2009) Document de sortie technique du 4 novembre, « Pays de Sault Cathare ! » - document inédit
- Marsaud B (1997) Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts a partir des resultats experimentaux. Structure and behaviour of the saturated zone of aquifers from experimental results. Thèse de doctorat 306 p.
- Marty F (1976) Relations géologiques entre le massif de Saint-Barthélémy et les séries post-hercyniennes du Pays de Sault. Thèse de doctorat. 147 p.
- Mattauer M, Henry J (1974) Pyrenees. Special Publication - Geological Society of London 4: 3-21
- Mattauer M, Suguret M (1966) Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. C. R. somm. Soc. Géol. Fr. : 10-11
- Meurisse M (1970) Existence du cretace superieur dans la zone nord-pyreneenne orientale. Compte Rendu Sommaire des Seances de la Societe Geologique de France 7: 245-246
- Meurisse M (1973) Etude structurale de la zone Nord-Pyrénéenne orientale. Thèse de doctorat. 325 p.
- Montigny R, Azambre B, Rossy M, Thuizat R (1986) K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees - Age and length of rotation of the Iberian Peninsula. Tectonophysics 129(1-4): 257-273
- Muñoz J (1992) Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay KR (ed) Thrust Tectonics, 235-246
- Olivet J-L (1996) La cinématique de la plaque Iberique. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine 20(1): 131-195
- Passchier CW (1984) Mylonite-dominated footwall geometry in a shear zone, central Pyrenees. Geological Magazine 121(5): 429-436
- Pin C, Monchoux P, Paquette J-L, Azambre B, Wang Ru C, Martin RF (2006) Igneous albitite dikes in orogenic Iherzolites, western Pyrenees, France; a possible source for corundum and alkali feldspar xenocrysts in basaltic terranes; II, Geochemical and petrogenetic considerations. The Canadian Mineralogist 44, Part 4: 843-856

- Pin C, Paquette JL, Monchoux P, Hammouda T (2001) First field-scale occurrence of Si-Al-Na-rich low-degree partial melts from the upper mantle. *Geology (Boulder)* 29(5): 451-454
- Postaire B (1983) Systématique PB commun et U-Pb sur zircons. Application aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de laponie (Finlande). *Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne* 15(1): 29-72
- Poujol M, Boulvais P, Kosler J (2010) Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees; evidence from in situ U-Th-Pb dating of monazite, titanite and zircon. *Journal of the Geological Society of London* 167(4): 751-767
- Puigdefabregas C, Souquet P (1986) Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics* 129(1-4): 173-203
- Ravier J (1959) Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrenees Societe Geologique de France, Paris
- Ravier J, Thiebaut J (1982) Sur l'origine lagunaire des marbres et cornéenne mésozoïques du col d'Agnes (Ariège). *C. R. Acad. Sci. Paris* 294: 127-130
- Respaut JP, Lancelot JR (1983) Datation de la mise en place synmétamorphe de la charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly) par la methode U/Pb sur zircons et monazites. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Abhandlungen* 147(1): 21-34
- Roche J (1976) Captage de Fontestorbes pour l'alimentation en eau potable des communes de Belesta et l'Aiguillon (Ariège)
- Roure F, Choukroune P (1998) Contribution of the ECORS seismic data to the Pyrenean geology; crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. *Memoires de la Societe Geologique de France, Nouvelle Serie* 173: 37-52
- SAGE-Haute-Vallée-de-l'Aude (2010) Présentation générale du bassin versant de la Haute Vallée de l'Aude, p.
- Salic C (1985) Evaluation du potentiel en eau du karst pyrénéen entre les vallées de la Neste et l'Aude. Rapport, Université Pierre et Marie Curie Paris. , 213 p.
- Saplaïroles M, Monod B (2012) Actualisation de la synthèse hydrogéologique du département de l'Ariège. Rapport BRGM RP-60406-FR, 143 p.
- Soulé JC, Guérangé J, Mangin A (1996) Projet de captage d'eau potable dans le système karstique de Fontestorbes. Rapport ANTEA A 07767,
- Souquet P, Bilotte M, Canerot J, Debroas EJ, Peybernes B, Rey J (1975) Nouvelle interpretation de la structure des Pyrenees. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles* 281(10): 609-612
- Souquet P, Peybernes B, Bilotte M, Debroas E-J (1977) *Géologie Alpine*: 193-216
- Thiebaut J, Debeaux M, Durandwackenheim C, Souquet P, Gourinard Y, Bandet Y, Fondecavewallez MJ (1988) CRETACEOUS METAMORPHISM AND SALT TECTONICS IN THE BETCHAT EVAPORITES ALONG THE NORTH PYRENEAN

FRONTAL THRUST (HAUTE-GARONNE AND ARIEGE, FRANCE). Comptes Rendus de L'Academie Des Sciences Serie II 307(13): 1535-1540

Vauchez A, Clerc C, Bestani L, Lagabrielle Y, Chauvet A, Lahfid A, Mainprice D (2013) Pre-orogenic exhumation of the north Pyrenean Agly Massif (eastern Pyrenees, France). Tectonics 32(2): 95-106

Verdeil P (1959) Les phénomènes d'intermittence dans les réseaux karstiques. Mémoires de l'Association Internationale des Hydrogéologues 2: 79-84

Verdeil P (1967) Introduction à l'étude de l'hydrologie superficielle et souterraine des bassins de l'Aude, de l'Agly et du haut bassin de l'Hers. Thèse de doctorat, 603 p.

Verges J, Garcia-Senz J (2001) Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift. Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle 186: 187-212

Verges J, Millan H, Roca E, Munoz JA, Marzo M, Cires J, Den Bezemer T, Zoetemeijer R, Cloetingh S, Durand B, Puigdefabregas C (1995) Eastern Pyrenees and related foreland basins; pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. Marine and Petroleum Geology 12(8): 903-915

Vielzeuf D, Kornprobst J (1984) Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean Iherzolites and granulites. Earth and Planetary Science Letters 67(1): 87-96

Wallez JP (1974) Stratigraphie et structure de la partie méridionale du Pays de Sault (Aude). . Thèse de 3e cycle, 133 p.

Yvroux M (1998) Forage de la Gare - Quillan (Aude). Rapport de fin de travaux.

Webographie

Site Banque Hydro

<http://www.hydro.eaufrance.fr/>

Site Belcaire-Pyrénées (visité le 22/03/14)

<http://www.belcaire-pyrenees.com/>

Site Banque de données Cavités (BRGM) (visité le 25/08/14)

<http://www.bdcavite.net/>

Site de la Grotte de l'Aguzou

<http://www.grotte-aguzou.com/>

Site de la Grotte du TM71

<http://www.reserve-tm71.fr/>

Portail d'accès aux données pétrolières nationales – Guichet Hydrocarbures BEPH (BRGM) (visité le 19/07/14)

<http://www.beph.net/contexte.asp>

Site Infoterre - Banque de données du Soul-Sol (BRGM) (visité le 21/08/14)

<http://infoterre.brgm.fr/>

Site Plongée souterraine – Article Source du Blau (Tixier) (visité le 28/04/14)

<http://www.plongeesout.com/sites/roussillon-pyrenees/aude/blau%20source.htm>

Inventaire du patrimoine géologique du Languedoc-Roussillon

<http://irlr-app.dreal-languedoc-roussillon.fr/~addsd/preinvgeologie/11/LRO1031.pdf>

Annexe 1

Fiches du Pays de Sault (Inventaire du patrimoine géologique du Languedoc-Roussillon)

Edition juin 2013

Public

LRO-1031

Géomorphologie

Hydrogéologie

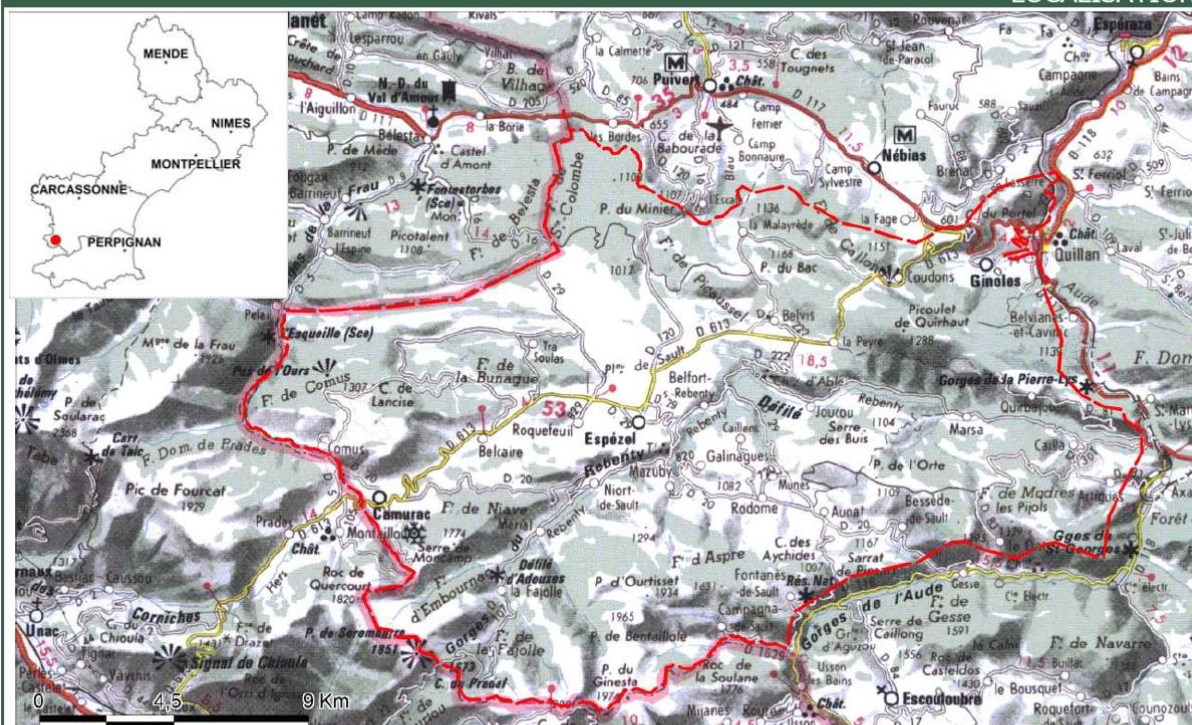
Site naturel de surface :

Géosite

Pays de Sault

intérêt patrimonial

LOCALISATION



Département(s) :

11 Aude

Lieu-dit :

Commune(s) :

11028 BELCAIRE
11036 BELVIS
11062 CAMPAGNA-DE-SAULT
11096 COMUS
11135 FAJOLLE(LA)
11219 MARSÀ
11230 MERIAL
11265 NIORT-DE-SAULT
11320 ROUEFEUIL

Coordonnées des noeuds

d'emprise du site :

Ordre	X(Lambert2e)	Y(Lambert2e)
1	560863	1747845
2	560863	1767812
3	590815	1767812
4	590815	1747845

Précision : Métrique

Origine : carte au 1/100 000

Superficie : 335,62 km²

Cartes concernées (Cartes topographiques ©IGN / Cartes géologiques ©BRGM) :

23470T OUILLAN.ALET-LES-BAINS
2148ET AX-LES-THERMES
22470T LAVELANET.MONTSEGUR.LAC DE MONTBEL
2248ET AXAT.QUERIGUT.GORGES DE L'AUDE

1088 AX-LES-THERMES
1089 ST-PAUL-DE-FENOUILLET
1076 LAVELANET
1077 OUILLAN

CONDITION D'ACCES

Accessibilité : Facile et Libre

Payant : Non

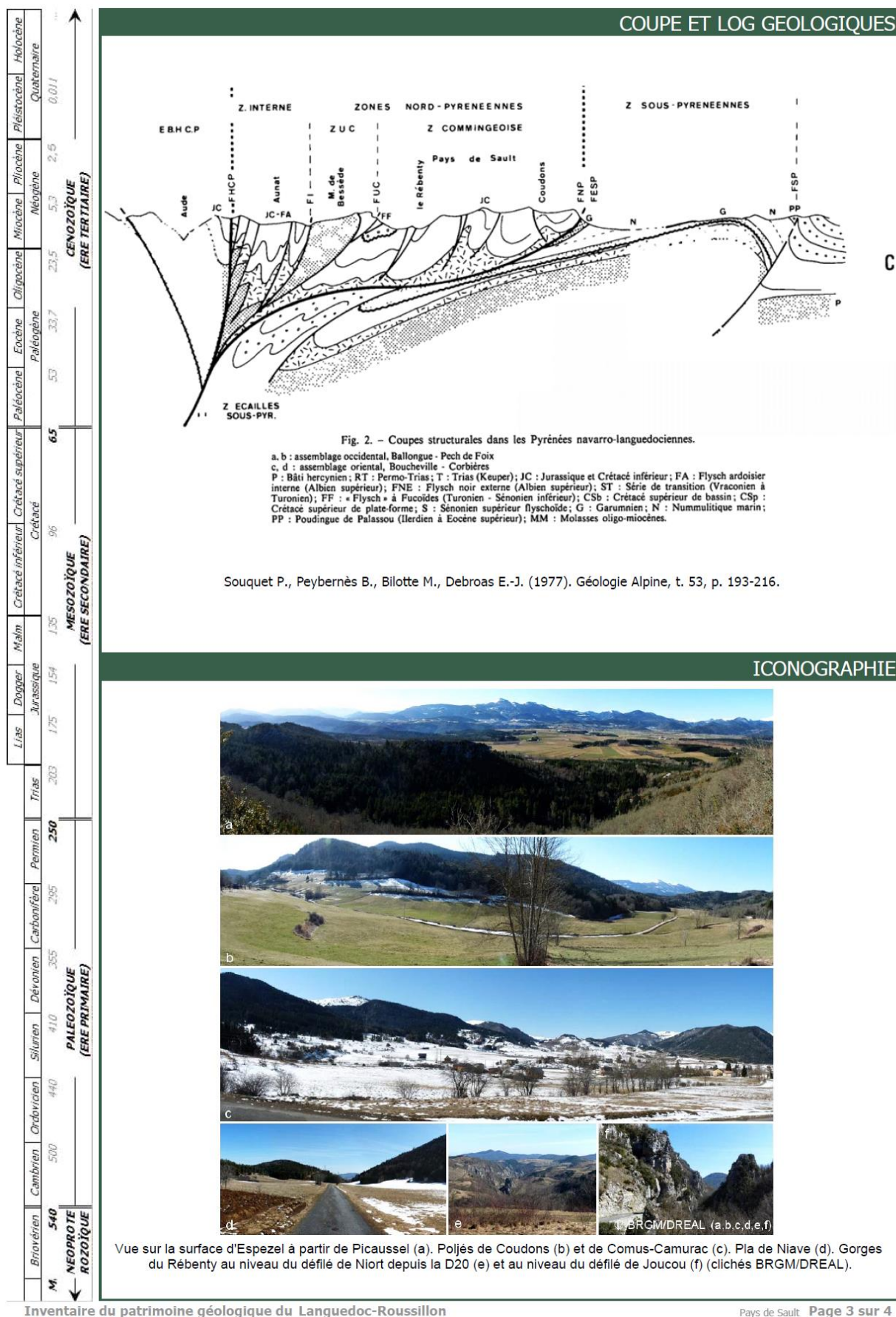
Autorisation préalable : Non

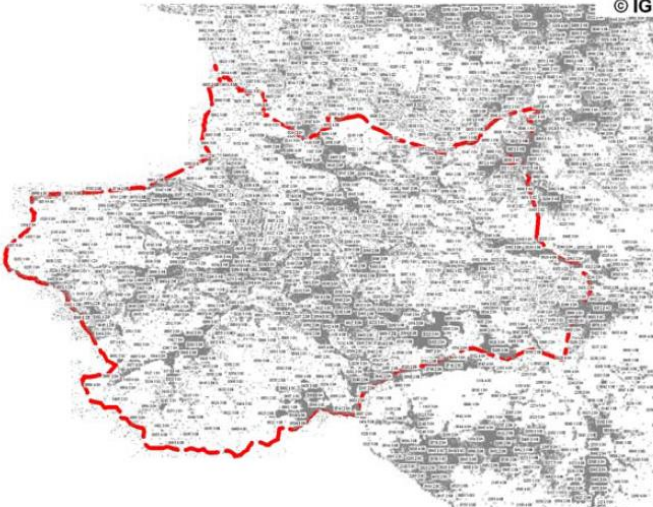
Ouverture : Annuelle

Itinéraires : Depuis Carcassonne, suivre la D118 jusqu'à Quillan puis la D117 vers Foix et depuis Foix ou St-Paul-de-Fenouillet, suivre la D117, direction Quillan. Bifurquer sur la D613 qui traverse le plateau du NE au SW, entre Coudons et Camurac. Depuis Ax-les-Thermes prendre la D613, direction Belcaire. La D107 longe les gorges du Rébenty entaillant le plateau du pont d'Aliès au col du Pradel.

Description physique : Le Pays de Sault, au sens strict, est un haut plateau (près de 1 000 m d'altitude) qui s'étend sur environ 330 km² dans l'Aude et empiète largement sur l'Ariège à l'Ouest. Il est limité à l'Ouest par le massif du Saint-Barthélémy, au Sud par la zone axiale pyrénéenne, à l'Est par la vallée de l'Aude et il chevauche, au Nord, les formations mésozoïques. Au delà de la zone axiale, on trouve des formations paléozoïques qui s'étendent jusqu'aux gorges de l'Aude.

GEOLOGIE	
Code GILGES: B	<i>Géomorphologique, Grotte, Volcans, Cascades, Paysage, Forme d'érosion, Fijords, Karst</i>
Unité litho-tectonique : Pays de Sault	
Phénomène géologique : Karstification	
Niveau stratigraphique du phénomène	M Années :
<i>Voir échelle stratigraphique page 3</i>	
Le plus ancien : Eocène supérieur 37	
Le plus récent : Actuel 0	
Niveau stratigraphique du terrain :	M Années :
<i>Voir échelle stratigraphique page 3</i>	
Le plus ancien : Ordovicien supérieur 450	
Le plus récent : Quaternaire 0	
Description géologique : Le Pays de Sault s'inscrit dans la zone nord-pyrénéenne, caractérisée par l'importance des formations carbonatées du Jurassique-Crétacé inférieur. Il repose par l'intermédiaire d'un contact anormal majeur (front nord-pyrénéen) sur les formations crétacé-tertiaires de la zone sous-pyrénéenne. Il est limité à l'Ouest par le massif du Saint-Barthélémy, à l'Est par l'Aude et au Sud par la faille nord-pyrénéenne. Ont été rajoutées, à ce premier ensemble, les formations à matériel dévono-carbonifère de la zone axiale, limitées au sud par les gorges de l'Aude. Le métamorphisme affecte les terrains proches de la faille nord-pyrénéenne; il se traduit principalement par la marmorisation des termes carbonatés. Le karst du Pays de Sault au sens strict (230 km ²) constitue un karst de moyenne montagne, de type slovène, le plus étendu des Pyrénées françaises. Le modelé de surface est marqué par la présence de formes variées, poljé (Espezel, Coudons), dolines, pertes, gorges (La Frau), lapiaz, hums, etc.. La présence de plusieurs surfaces d'érosion, dont celle d'Espezel (900 m) recoupée par le Rébenty, attestent d'une histoire démarrée à l'Eocène. Le drainage karstique est assuré par trois sources : Fontestorbes à l'ouest, Le Blau au nord et Font Maure à l'est, au débouché des gorges de la Pierre-Lys. Le karst se développe également dans le Dévonien de la zone axiale (grotte de l'Aguzou, TM 71).	
INTERET PATRIMONIAL	
Total : 33 /48	
Intérêt(s) géologique(s) principal(aux) : Fort intérêt 3*4	
Hydrogéologie	Géomorphologie
<i>Magnifique exemple de karst de moyenne montagne où l'on retrouve des témoins de karstification de la fin de l'Eocène à nos jours. C'est un des plus grands karsts des Pyrénées françaises.</i>	<i>Spéculaire modelé de surface, karstique et non karstique, avec surfaces d'érosion, anciennes vallées, grandes dépressions, poljés, dolines et lapiaz.</i>
Intérêts géologiques secondaires : Certain intérêt 2*3 Sédimentologie Tectonique	Intérêts pédagogiques : Fort intérêt 3*3 Pour les étudiants Pour les géologues Pour tous publics
Intérêts annexes : Préhistoire	
Intérêt pour l'histoire de la géologie : Pas d'intérêt 0*2 Pas d'intérêt pour l'histoire de la géologie évident.	
Conservation : Bien conservé 2*2 Bon état général	
Rareté Régionale 1*2	
Intérêt touristique et économique : Plateau de moyenne montagne et vallée du Rébenty offrant de multiples activités de pleine nature et de loisirs. Seule station de ski audoise (Camurac). Nombreux villages et terres cultivées. Sylviculture et élevage bovin.	



VULNERABILITE		Total : 3 / 9
Vulnérabilité naturelle :	Aucune 0 *1	Protection effective : Aucune 3 *1
Menaces anthropiques :	Aucune 0 *1	
BESOIN EN PROTECTION		** Total : 6 / 12
Statut :	Protection physique : Non	Protection juridique : Non
Nom du propriétaire :	Propriétaires multiples	Nom du gestionnaire : Gestionnaires multiples
Statut :	Anonyme	Statut : Anonyme
	Anonyme	Anonyme
Commentaire sur la protection :	Réserve naturelle nationale de la grotte du TM.71 créée le 17 août 1987. Site inscrit du Rebenty (arrêté ministériel du 16/09/1963), Natura 2000 (FR9112009), nombreuses Znieff de type 1 et Znieff de type 2.	
Cadastre :		
REFERENCES CHOISIES		
Bibliographie (voir la liste bibliographique pour les références complètes) :		
LRO-0864B	Ambert P.	Recherches sur les canyons de l'Aude et le Plateau de Sault
LRO-0064B	Aunay B., Le Strat P., Yvroux M. et	Excursion dans la haute vallée de l'Aude et le Pays-de-Sault
LRO-0865B	Bousquet J.-P.	Étude géologique de la zone nord-pyrénéenne à l'articulation entre le pays de S
LRO-0301B	Casteras M.	Recherche sur la structure du versant nord des Pyrénées Centrales et Orientale
LRO-0870B	Grévellec J.	Etude du bassin versant de la source de Font Maure - commune Belvianes (Au
LRO-0866B	Lagasque J.-J.	Le relief calcaire du plateau de Sault
LRO-0867B	Mangin A.	Karst du Pays de Sault
LRO-0869B	Marty F.	Relations géologiques entre le massif du Saint-Barthélémy et les séries posther
LRO-0863B	Souquet P., Peybernès B., Bilotte M	La Chaîne Alpine des Pyrénées
Sites du pré-inventaire en relation :		
LRO-1022	Gorges du Rébenty	Public Géosite
LRO-1023	Barrenc de Picaussel	Public Géosite
LRO-1061	Bassins granitiques : Roquefort-de-Sault et Escouloubre	Non défini Géosite
LRO-1059	Poljé de Coudons	Public Géosite
LRO-1072	Pla du Boum, Comus	Public Géosite
LRO-1073	Poljé de Comus	Public Géosite
LRO-1024	Grotte de l'Homme mort	Public Grotte
LRO-1071	Gorges de la Frau	Public Géosite
LRO-1113	Serre des Buis	Public Point de vue
AUTEUR(S) DES RENSEIGNEMENTS		Date de création de la fiche : 03/03/2009
M. YVROUX	Michel	LRO0013A
Organisme :	Retraité Conseil général de l'Aude	Qualité : Géologue
Mlle BAILLET	Laura	LRO0023A
Organisme :	BRGM	Qualité : Géologue
M. BAKALOWICZ	Michel	LRO0018A
Organisme :	Retraité	Qualité : Professeur Université

Annexe 2

Fiches de synthèse des stations hydrométriques du Plateau de Sault (source Banque HYDRO)

L'HERS VIF à BELESTA

Code station : O1432910

Bassin versant : 150 km²

Producteur : DREAL Midi-Pyrénées

E-mail : hydrometrie.dreal-midi-pyrenees@developpement-durable.gouv.fr

Département : 09

Altitude : 487 m

Bassin-versant topographique : 150 Km²

Mise en service le : 30/05/1972 12:00

Mise hors service :

Type : station à une échelle

Statut : station avec signification hydrologique

Régime : pas ou faiblement

Coordonnées : LAMBERT II étendu

du 30/05/1972 12:00 au X = 567267 m Y = 1766968 m

Commentaires :

Le bassin versant topographique de cette station ne prend pas en compte le bassin versant de la
résurgence de Fontestorbes.

Finalité : Annonce de crue

Année hydrologique : septembre-août

Année d'étiage : janvier-décembre

Loi utilisée pour le module : Gauss

Loi utilisée pour les étiages : Galton

Loi utilisée pour les crues : Gumbel

Qualité globale des mesures

En basses eaux : bonne

En moyennes eaux : bonne

En hautes eaux : bonne

Altitude du zéro de l'échelle : 485.00 NGF 1884 du 30/05/1972 12:00

L'HERS VIF à BELESTA

Code station : O1432910 Bassin versant : 150 km²

Producteur : DREAL Midi-Pyrénées

E-mail : hydrometrie.dreal-midi-pyrenees@developpement-durable.gouv.fr

Date & Evénement :

Station remplacée : néant Station de remplacement : néant

Données constituées à partir de :

Producteur associé :

Données disponibles

Légende :

Débits :

☐ Inconnus dans HYDRO

☒ Validés douteux

☐ Provisoires

☐ Validés bons

☐ Invalidés

Hauteurs :

☐ Inconnus dans HYDRO

☒ Disponibles

Années	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988
Débits																
Hauteurs																

Années	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004
Débits																
Hauteurs																

Années	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Débits											
Hauteurs											

LE REBENTY à SAINT-MARTIN-LYS

Code station : Y1105010

Bassin versant : 241 km²

Producteur : DREAL Languedoc-Roussillon

E-mail : hydro.spcmo@developpement-durable.gouv.fr

Département : 11

Altitude : 373 m

Bassin-versant topographique : 151 Km²

Mise en service le : 01/01/1953 00:00

Mise hors service :

Type : station à une échelle

Statut : station avec signification hydrologique

Régime : pas ou faiblement

Coordonnées : LAMBERT II étendu

du 01/01/1953 00:00 au X = 591106 m Y = 1756903 m

Commentaires :

STATION REPRISE AU SHC ADOUR GARONNE PAR LE SRAE LR LE 01.01.1988

Finalité : Hydrométrie générale

Année hydrologique : septembre-août

Année d'étiage : janvier-décembre

Loi utilisée pour le module : Galton

Loi utilisée pour les étiages : Galton

Loi utilisée pour les crues : Gumbel

Qualité globale des mesures

En basses eaux : bonne

En moyennes eaux : bonne

En hautes eaux : bonne

Altitude du zéro de l'échelle : 373.42 IGN 69 du 19/02/2013 00:00

LE REBENTY à SAINT-MARTIN-LYS

Code station : Y1105010 Bassin versant : 241 km²

Producteur : DREAL Languedoc-Roussillon

E-mail : hydro.spcmo@developpement-durable.gouv.fr

Date & Evénement :

Station remplacée : néant Station de remplacement : néant

Données constituées à partir de :

Producteur associé :

Données disponibles

Légende :

Débits :

☐ Inconnus dans HYDRO

☒ Validés douteux

☒ Provisoires

☒ Validés bons

☐ Invalidés

Hauteurs :

☐ Inconnus dans HYDRO

☒ Disponibles

Années	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988
Débits																XXX
Hauteurs																XXX

Années	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004
Débits															XXX	
Hauteurs						XXX									XXX	

Années	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Débits					XXX	XXX	XXX	XXX	XXX	XXX	XXX
Hauteurs											

LE REBENTY à SAINT-MARTIN-LYS

Code station : Y1105010

Bassin versant : 241 km²

Producteur : DREAL Languedoc-Roussillon

E-mail : hydro.spcmo@developpement-durable.gouv.fr

SYNTHESE : données hydrologiques de synthèse (1934 - 2015)
Calculées le 08/03/2015 - Intervalle de confiance : 95 %

écoulements mensuels (naturels)

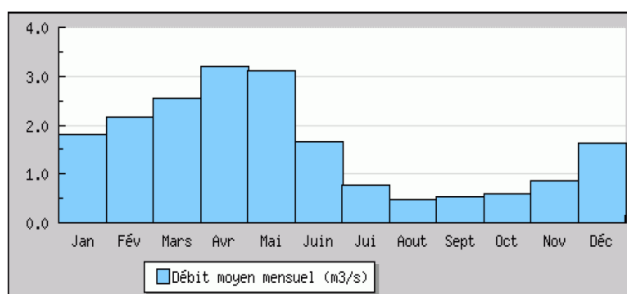
données calculées sur 81 ans

	janv.	fév.	mars	avr.	mai	juin	juil.	août	sept.	oct.	nov.	déc.	Année
Débits (m3/s)	1.800 #	2.150 #	2.560 #	3.210 #	3.110 #	1.670 #	0.763 #	0.484 #	0.521 #	0.586 #	0.851 #	1.640 #	1.610
Qsp (l/s/km2)	7.5 #	8.9 #	10.6 #	13.3 #	12.9 #	6.9 #	3.2 #	2.0 #	2.2 #	2.4 #	3.5 #	6.8 #	6.7
Lame d'eau (mm)	19 #	22 #	28 #	34 #	34 #	18 #	8 #	5 #	5 #	6 #	9 #	18 #	211

Qsp : débits spécifiques

Codes de validité :

- (espace) : valeur bonne
- ! : valeur reconstituée par le gestionnaire et jugée bonne
- # : valeur estimée (mesurée ou reconstituée) que le gestionnaire juge incertaine



modules interannuels (loi de Galton - septembre à août)

données calculées sur 81 ans

module (moyenne)	fréquence	quinquennale sèche	médiane	quinquennale humide
1.610 [1.450;1.790]	débits (m3/s)	1.000 [0.900;1.200]	1.600 [1.400;1.900]	2.200 [2.000;2.500]

basses eaux (loi de Galton - janvier à décembre)

données calculées sur 81 ans

fréquence	VCN3 (m3/s)	VCN10 (m3/s)	QMNA (m3/s)
biennale	0.240 [0.220;0.260]	0.260 [0.230;0.280]	0.320 [0.290;0.360]
quinquennale sèche	0.170 [0.160;0.190]	0.190 [0.170;0.210]	0.220 [0.200;0.250]

crues (loi de Gumbel - septembre à août)

données calculées sur 79 ans

fréquence	QJ (m3/s)	QIX (m3/s)
biennale	14.00 [13.00;16.00]	24.00 [21.00;27.00]
quinquennale	22.00 [20.00;25.00]	40.00 [35.00;46.00]
décennale	27.00 [24.00;32.00]	50.00 [44.00;58.00]
vicennale	32.00 [29.00;38.00]	60.00 [53.00;71.00]
cinquantennale	39.00 [34.00;46.00]	72.00 [64.00;86.00]
centennale	non calculé	non calculé

maximums connus (par la banque HYDRO)

hauteur maximale instantanée (cm)	215	8 décembre 1996 13:00
débit instantané maximal (m3/s)	100.0 #	1 septembre 1963 00:00
débit journalier maximal (m3/s)	45.20	19 mai 1977

débits classés

données calculées sur 21814 jours

fréquence	0.99	0.98	0.95	0.90	0.80	0.70	0.60	0.50	0.40	0.30	0.20	0.10	0.05	0.02	0.01
débit (m3/s)	8.980	6.950	4.980	3.560	2.410	1.760	1.310	0.930	0.675	0.510	0.375	0.250	0.222	0.190	0.163

LE BLAU à CHALABRE

Code station : O1464010 Bassin versant : 67 km²

Producteur : DREAL Midi-Pyrénées

E-mail : hydrometrie.dreal-midi-pyrenees@developpement-durable.gouv.fr

Département : 11

Altitude : 375 m

Bassin-versant topographique : 67 Km²

Mise en service le : 01/01/1961 00:00

Mise hors service :

Type : station à une échelle

Statut : station avec signification hydrologique

Régime : pas ou faiblement

Coordonnées : LAMBERT II étendu

du 01/01/1961 00:00 au X = 573783 m Y = 1775037 m

Commentaires :

Débits naturels

Finalité : Hydrométrie générale

Année hydrologique : septembre-août

Année d'étiage : janvier-décembre

Loi utilisée pour le module : Gauss

Loi utilisée pour les étiages : Galton

Loi utilisée pour les crues : Gumbel

Qualité globale des mesures

En basses eaux : bonne

En moyennes eaux : bonne

En hautes eaux : bonne

Altitude du zéro de l'échelle : 375.00 NGF 1884 du 01/01/1961 00:00

LE BLAU à CHALABRE

Code station : O1464010 Bassin versant : 67 km²

Producteur : DREAL Midi-Pyrénées

E-mail : hydrometrie.dreal-midi-pyrenees@developpement-durable.gouv.fr

Date & Evénement :

Station remplacée : néant Station de remplacement : néant

Données constituées à partir de :

Producteur associé :

Données disponibles

Légende :

Débits :

☐ Inconnus dans HYDRO☐ Validés douteux☐ Provisoires☐ Validés bons☐ Invalidés

Hauteurs :

☐ Inconnus dans HYDRO☐ Disponibles

Années	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988
Débits																
Hauteurs																

Années	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004
Débits																
Hauteurs																

Années	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Débits		xxx	xxx								xxx
Hauteurs		xxx	xxx								

LE BLAU à CHALABRE

Code station : O1464010 Bassin versant : 67 km²

Producteur : DREAL Midi-Pyrénées

E-mail : hydrometrie.dreal-midi-pyrenees@developpement-durable.gouv.fr

SYNTHESE : données hydrologiques de synthèse (1961 - 2015)**Calculées le 08/03/2015 - Intervalle de confiance : 95 %**

écoulements mensuels (naturels)

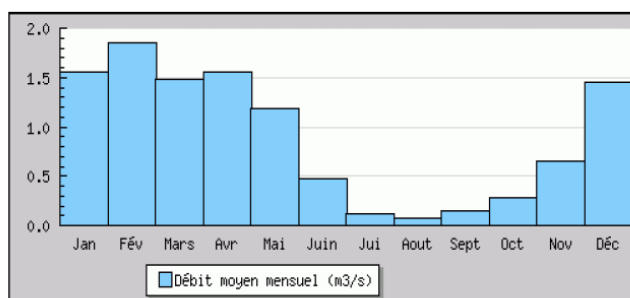
données calculées sur 55 ans

	janv.	fév.	mars	avr.	mai	juin	juil.	août	sept.	oct.	nov.	déc.	Année
Débits (m3/s)	1.550 #	1.850 #	1.480 #	1.560 #	1.190 #	0.475 #	0.123 #	0.071 #	0.141 #	0.279 #	0.652 #	1.450 #	0.896
Qsp (l/s/km2)	23.2 #	27.6 #	22.0 #	23.3 #	17.7 #	7.1 #	1.8 #	1.1 #	2.1 #	4.2 #	9.7 #	21.7 #	13.4
Lame d'eau (mm)	62 #	69 #	59 #	60 #	47 #	18 #	4 #	2 #	5 #	11 #	25 #	58 #	424

Qsp : débits spécifiques

Codes de validité :

- (espace) : valeur bonne
- ! : valeur reconstituée par le gestionnaire et jugée bonne
- # : valeur estimée (mesurée ou reconstituée) que le gestionnaire juge incertaine



modules interannuels (loi de Gauss - septembre à août)

données calculées sur 55 ans

module (moyenne)	fréquence	quinquennale sèche	médiane	quinquennale humide
0.896 [0.802;0.990]	débits (m3/s)	0.580 [0.460;0.680]	0.900 [0.710;1.200]	1.200 [1.100;1.400]

basses eaux (loi de Galton - janvier à décembre)

données calculées sur 55 ans

fréquence	VCN3 (m3/s)	VCN10 (m3/s)	QMNA (m3/s)
biennale	0.022 [0.019;0.026]	0.025 [0.021;0.029]	0.036 [0.031;0.042]
quinquennale sèche	0.012 [0.010;0.015]	0.014 [0.012;0.017]	0.020 [0.016;0.024]

crues (loi de Gumbel - septembre à août)

données calculées sur 53 ans

fréquence	QJ (m3/s)	QIX (m3/s)
biennale	20.00 [18.00;22.00]	36.00 [33.00;40.00]
quinquennale	30.00 [27.00;34.00]	55.00 [50.00;62.00]
décennale	37.00 [33.00;42.00]	67.00 [60.00;77.00]
vicennale	43.00 [39.00;50.00]	78.00 [70.00;91.00]
cinquantennale	51.00 [46.00;60.00]	93.00 [83.00;110.0]
centennale	non calculé	non calculé

maximums connus (par la banque HYDRO)

hauteur maximale instantanée (cm)	274	1 décembre 1996 01:43
débit instantané maximal (m3/s)	84.00 #	1 décembre 1996 01:43
débit journalier maximal (m3/s)	55.50 #	21 mars 1974

débits classés

données calculées sur 19488 jours

fréquence	0.99	0.98	0.95	0.90	0.80	0.70	0.60	0.50	0.40	0.30	0.20	0.10	0.05	0.02	0.01
débit (m3/s)	10.50	7.050	3.890	2.110	1.000	0.605	0.387	0.250	0.150	0.085	0.051	0.033	0.020	0.013	0.010

L'HERS à BELESTA [SOURCE DE FONTESTORBES]

Code station : O1432930

Bassin versant : 85 km²

Producteur : BRGM SGR Midi-Pyrénées

E-mail : f.tilloloy@brgm.fr

Département : 09

Altitude : 100 m

Bassin-versant topographique : 85 Km²

Mise en service le : 01/01/1965 00:00

Mise hors service :

Type : station à une échelle

Statut : station avec signification hydrologique

Régime :

Coordonnées : LAMBERT II étendu

du 01/01/1965 00:00 au X = 566485 m Y = 1765485 m

Commentaires :

CNRS Laboratoire de Moulis. Fédération de Recherche en Ecologie de Toulouse.(FRET) 09200 Saint

Girons Dominique.dhulst@ism.cnrs.fr Tél.0.561.040.367. Fax: 0.561.960.851 25-11-09 : Le BRGM

remplace la Diren Midi Pyrénées en tant que producteur principal

Finalité : Hydrométrie générale

Année hydrologique : septembre-août

Année d'étiage : janvier-décembre

Loi utilisée pour le module : Gauss

Loi utilisée pour les étiages : Galton

Loi utilisée pour les crues : Gumbel

Qualité globale des mesures

En basses eaux : bonne

En moyennes eaux : bonne

En hautes eaux : bonne

Altitude du zéro de l'échelle : du

L'HERS à BELESTA [SOURCE DE FONTESTORBES]

Code station : O1432930

Bassin versant : 85 km²

Producteur : BRGM SGR Midi-Pyrénées

E-mail : f.tilloloy@brgm.fr

Date & Evénement :

Station remplacée : néant Station de remplacement : néant

Données constituées à partir de :

Producteur associé : CNRS

Données disponibles

Légende :

Débits :

☐ Inconnus dans HYDRO ☒ Validés douteux ☒ Provisoires ☒ Validés bons ☒ Invalidés

Hauteurs :

☐ Inconnus dans HYDRO ☒ Disponibles

Années	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988
Débits																
Hauteurs																

Années	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004
Débits																
Hauteurs																

Années	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Débits				xxx	xxx					xxx	
Hauteurs				xxx							

L'HERS à BELESTA [SOURCE DE FONTESTORBES]

Code station : O1432930

Bassin versant : 85 km²

Producteur : BRGM SGR Midi-Pyrénées

E-mail : f.tilloloy@brgm.fr

SYNTHESE : données hydrologiques de synthèse (1965 - 2014)**Calculées le 08/03/2015 - Intervalle de confiance : 95 %**

écoulements mensuels (naturels)

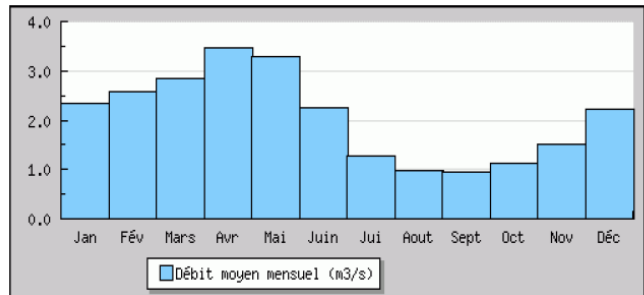
données calculées sur 50 ans

	janv.	fév.	mars	avr.	mai	juin	juil.	août	sept.	oct.	nov.	déc.	Année
Débits (m3/s)	2.340 #	2.580 #	2.850	3.460	3.280	2.250	1.270	0.988 #	0.944 #	1.140 #	1.500 #	2.220 #	2.070
Qsp (l/s/km2)	27.6 #	30.4 #	33.6	40.7	38.6	26.4	15.0	11.6 #	11.1 #	13.4 #	17.7 #	26.2 #	24.3
Lame d'eau (mm)	73 #	76 #	89	105	103	68	40	31 #	28 #	35 #	45 #	70 #	769

Qsp : débits spécifiques

Codes de validité :

- (espace) : valeur bonne
- ! : valeur reconstituée par le gestionnaire et jugée bonne
- # : valeur estimée (mesurée ou reconstituée) que le gestionnaire juge incertaine



modules interannuels (loi de Gauss - septembre à août)

données calculées sur 50 ans

module (moyenne)	fréquence	quinquennale sèche	médiane	quinquennale humide
2.070 [1.950;2.180]	débits (m3/s)	1.700 [1.500;1.800]	2.100 [1.900;2.300]	2.500 [2.300;2.600]

basses eaux (loi de Galton - janvier à décembre)

données calculées sur 50 ans

fréquence	VCN3 (m3/s)	VCN10 (m3/s)	QMNA (m3/s)
biennale	0.750 [0.700;0.790]	0.760 [0.720;0.800]	0.820 [0.780;0.860]
quinquennale sèche	0.610 [0.560;0.650]	0.630 [0.590;0.670]	0.690 [0.650;0.730]

crues (loi de Gumbel - septembre à août)

données calculées sur 49 ans

fréquence	QJ (m3/s)	QIX (m3/s)
biennale	9.300 [8.800;9.900]	11.00 [11.00;12.00]
quinquennale	12.00 [11.00;13.00]	14.00 [13.00;15.00]
décennale	14.00 [13.00;15.00]	15.00 [14.00;17.00]
vicennale	15.00 [14.00;17.00]	17.00 [16.00;19.00]
cinquantennale	17.00 [16.00;20.00]	19.00 [17.00;21.00]
centennale	non calculé	non calculé

maximums connus (par la banque HYDRO)

hauteur maximale instantanée (cm)	93.5	7 novembre 2011 05:21
débit instantané maximal (m3/s)	14.10	7 novembre 2011 05:21
débit journalier maximal (m3/s)	13.60	22 mars 1974

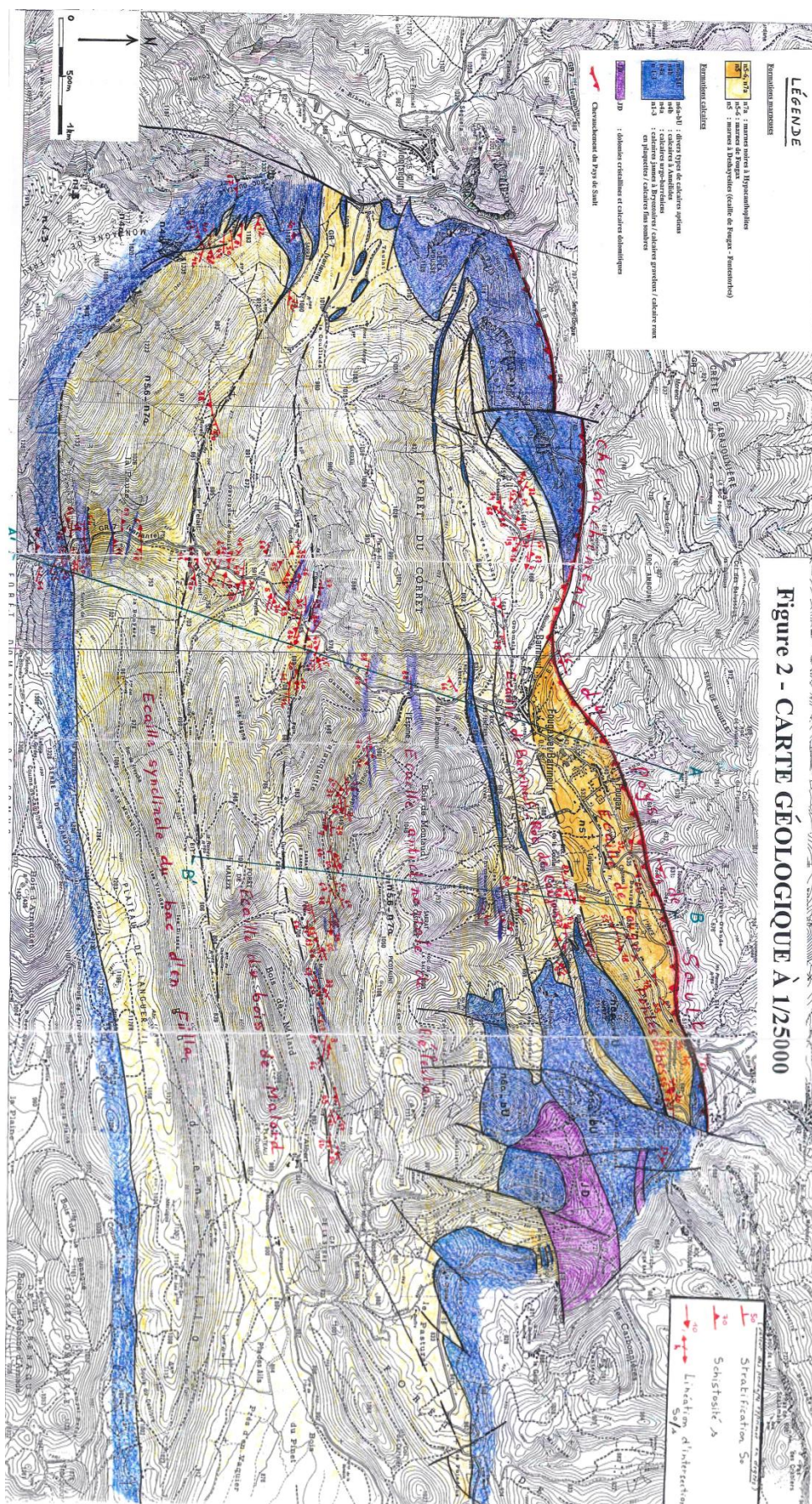
débits classés

données calculées sur 17990 jours

fréquence	0.99	0.98	0.95	0.90	0.80	0.70	0.60	0.50	0.40	0.30	0.20	0.10	0.05	0.02	0.01
débit (m3/s)	7.200	5.910	4.710	4.010	3.250	2.530	2.020	1.490	1.100	0.977	0.907	0.858	0.685	0.550	0.501

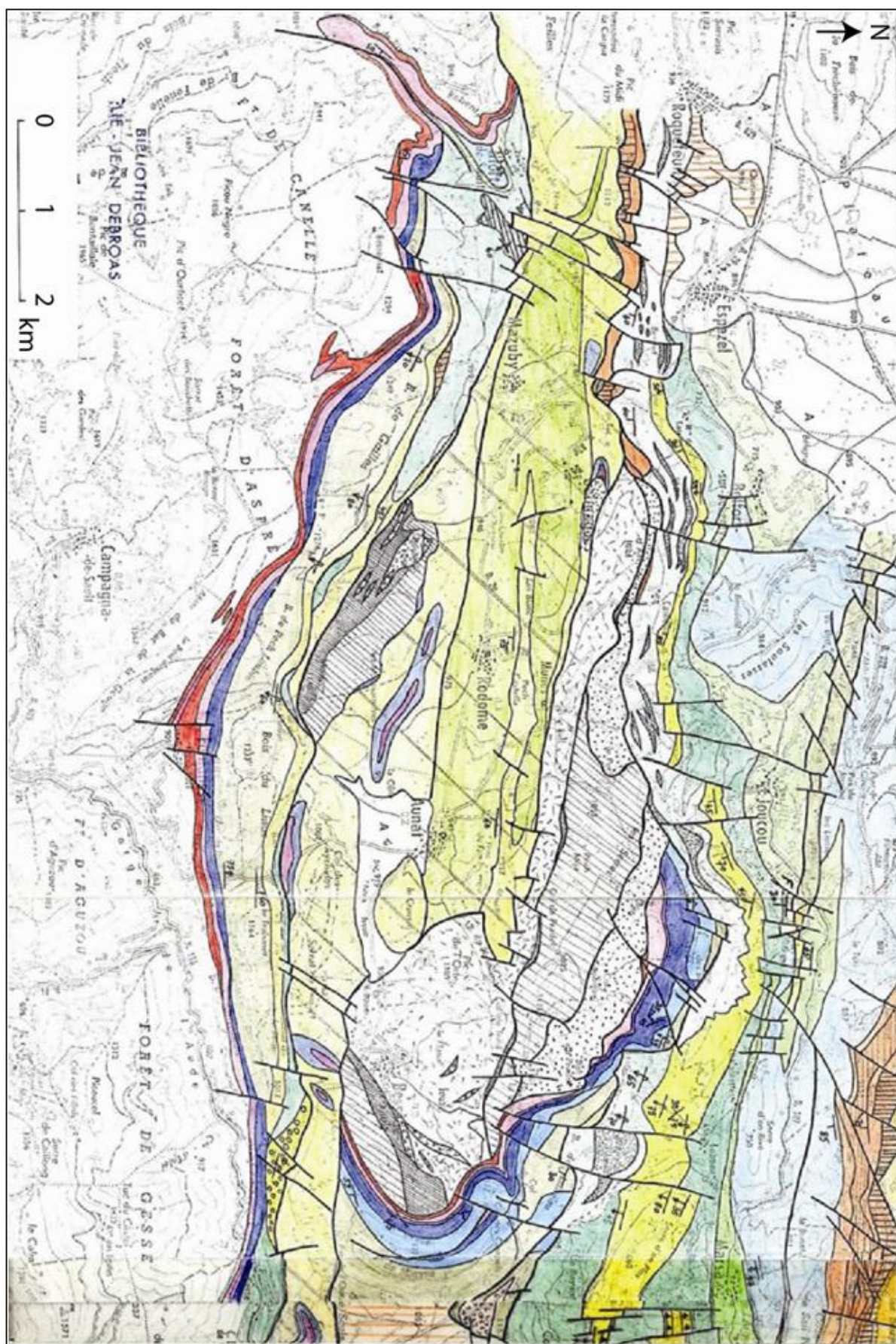
Annexe 3

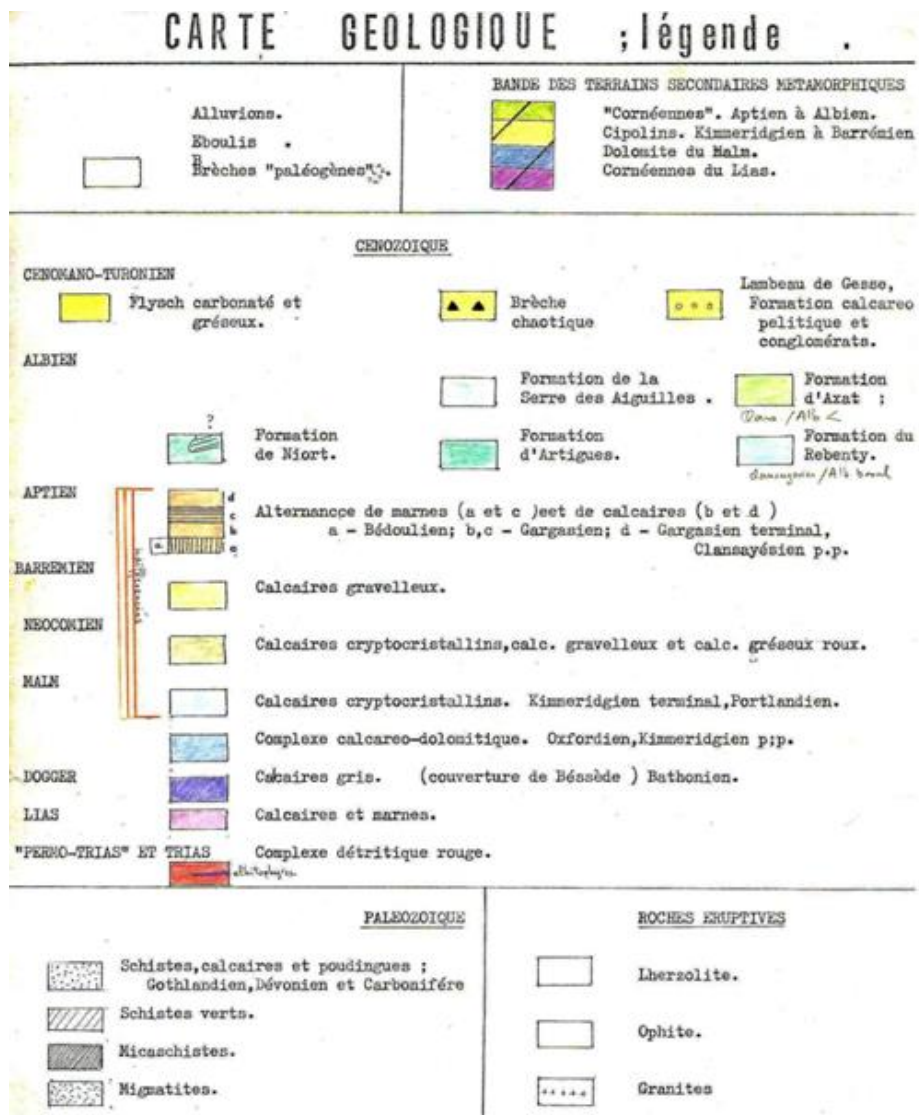
Carte géologique au 1/25 000 de la partie septentrionale du Plateau de Sault (Soulé et al. 1996)



Annexe 4

Carte géologique de la partie méridionale du Pays de Sault (Wallez 1974)





Annexe 5

Proposition d'implantation de forage (Astruc et al. 1988)

6.3 - Système karstique de Fontestorbes (réalimentation de l'HERS-vif, affluent de l'ARIEGE)

- . **Aménagement proposé** : pompage à fort débit à l'amont du karst noyé ; le forage sera implanté un peu en aval du trop-plein de Lesqueille, situé au contact des calcaires et de leur couverture de marnes albiennes.
- . **Justification de l'aménagement** : exploitation des très importantes réserves de ce système (réserves dynamiques de l'ordre de 23 millions de m³).
- . **Mise en oeuvre de l'aménagement** : dans la vallée de l'Hers, au débouché des gorges de la Frau ; le forage devra recouper 200 à 300 m de marnes albiennes pour atteindre les calcaires ; plusieurs forages de reconnaissance pourraient être nécessaires. Les eaux pompées pourront être directement rejetées dans le lit de l'Hers, situé jusqu'à Fontestorbes sur des formations imperméables.

En fonction des résultats des essais, il y a possibilité d'exploiter, par 1 forage en grand diamètre, les réserves avec un débit de 500 à 1000 m³/h (130 à 260 l/s), sans influence notable sur le débit naturel de la source (qui est classée). Un pompage pendant 1 mois correspondrait en effet (en l'absence totale de réalimentation naturelle) à une réserve inférieure à 1 million de m³ soit moins de 4 % de la réserve dynamique.

- . **Coût d'investissement*** : il est estimé à 2 400 000 F H.T. (2 000 000 F pour l'essai + 400 000 F pour les pompes) ; ce coût comprend donc la réalisation de 3 sondages de reconnaissance dont l'un en grand diamètre qui sera équipé de 3 pompes Ø 10" (débit 300 m³/h) avec HMT de 120 m, câble immergé, coffret électrique, colonne de refoulement Ø 200 mm, amenée et pose ; ce coût ne comprend pas le coût du foncier.
- . **Coût de fonctionnement*** : il est estimé à 900 000 F H.T. pour 3 mois de pompage/an (énergie, surveillance et entretien du matériel des 3 pompes).
- . **Coût du m³ d'eau fourni** :
Bases de l'estimation :
 - 3 mois de pompage/an
 - débit de pompage : 900 m³/h (250 l/s)
 - volume pompé en 3 mois : 1 950 000 m³

En investissement : $\frac{2\,400\,000}{1\,950\,000} = 1,23 \text{ F HT/m}^3$

En fonctionnement : $\frac{900\,000}{1\,950\,000} = 0,46 \text{ F HT/m}^3/\text{an}$

* en exploitation, celle-ci devant être décidée au vu des résultats de l'essai proposé ci-après chapitre 7.

Annexe 6

Proposition d'implantation de forage (Soulé et al. 1996)

*Projet de captage d'eau potable dans le système karstique de Fontestorbes
Phase I - Etude de faisabilité*

3.2. Programme de recaptage par forage proposé

Compte tenu :

- ◇ de l'importance des débits demandés (360 m³/h pour les seuls besoins en eau potable et environ 100 m³/h pour la Touyre). Les ouvrages de production devraient fournir chacun un débit de l'ordre de 100 à 300 m³/h. Pour de tels débits, il faut des pompes immergées de gros diamètre (de l'ordre de 350 mm), ce qui impose des forages de production de gros diamètre, donc de prix élevé ;
- ◇ de l'incertitude élevée sur les chances de succès d'un forage en milieu calcaire karstifié, même en site favorable ;
- ◇ de la méconnaissance de l'état réel de la fracturation et de la karstification sous la vallée de l'Hers ;
- ◇ du découpage en écaïles qui rendrait plus aléatoire les résultats d'études géophysiques éventuelles ;

nous proposons de procéder en deux étapes distinctes :

- ◇ 1ère étape : campagne de forages de reconnaissance ;
- ◇ 2ème étape : en fonction des résultats obtenus par la campagne de forages de reconnaissance, établissement d'un projet de forages d'exploitation.

Les deux zones favorables pour des forages sont mentionnées sur la carte de l'Annexe 1. Nous ne disposons d'aucun indice particulier pour implanter précisément les forages dans ces zones ; en conséquence, l'emplacement exact sera choisi en fonction des contraintes foncières, des accès et de la topographie des lieux pour installer la plate-forme de travail.

La profondeur à atteindre en reconnaissance est évaluée à 500 m, avec une possibilité d'extension à 700 m, en cas de forage sec à 500 m.

Deux forages de reconnaissance sont à programmer :

- ◇ le premier pourrait être situé à la confluence de la vallée de l'Ourme (zone 1) ;
- ◇ le deuxième pourrait être dans la même zone ou dans la zone 2 (près du hameau de l'Espine).

3.3. Coupe technique du forage de reconnaissance

Méthode de foration préconisée : battage à l'air comprimé, technique du "marteau fond de trou".

Cette méthode est la plus adaptée à ce type de terrain et elle offre des conditions de prix intéressantes. Le forage de reconnaissance pourrait être conçu ainsi :

- ◊ traversée des alluvions de 0 à 10 m :
 - creusement en diamètre 559 mm (22") ;
 - tubage en 450 x 458 mm (18") ;l'espace annulaire trou tube est à remplir de ciment pour arrêter toute venue d'eau dans la partie supérieure ;
- ◊ traversée des calcaires de 10 à 500 m :
diamètre de creusement : 216 mm (8" ½).

Le travail à l'air comprimé permet une observation des venues d'eau de façon précise au fur et à mesure de l'avancement du forage, aussi bien en débit qu'en qualité d'eau. En cas de succès, le forage serait arrêté si les débits étaient importants. En cas de forage sec à 500 m, il pourrait être poursuivi jusqu'à 700 m.

En cas de succès, des tests de productivité seront exécutés par "air-lift" de façon à connaître l'ordre de grandeur de la productivité de l'ouvrage.

En fonction des résultats obtenus en débit et qualité, le trou sera abandonné et fermé en tête ou il sera établi un programme de forage de production sur le même emplacement. Le gros diamètre de l'avant-trou (de 0 à 10 m de profondeur) offre en effet la possibilité d'aléser le trou pour obtenir un forage de production pouvant recevoir une pompe puissante.

3.4. Evaluation financière du programme de forages de reconnaissance.

Contraintes de l'aquifère :

- ◊ débits possibles : 0 à 300 m³/h ;
- ◊ pression possible : ± 50 m par rapport au sol ;
- ◊ température attendue : 8 à 15° C.

Contraintes d'accès :

- ◊ site accessible pour un camion, avec terrassement de la plate-forme de travail.

*Projet de captage d'eau potable dans le système karstique de Fontestorbes
Phase I - Etude de faisabilité*

Programme technique et coût des forages de reconnaissance

- ♦ Exécution d'un forage de reconnaissance de 500 m de profondeur dans les conditions techniques décrites en 3.3.

Cas d'un résultat positif :

Coût total pour un forage de 500 m comprenant les travaux, les essais, les mesures, les interprétations et la Maîtrise d'oeuvre 850 000 F HT

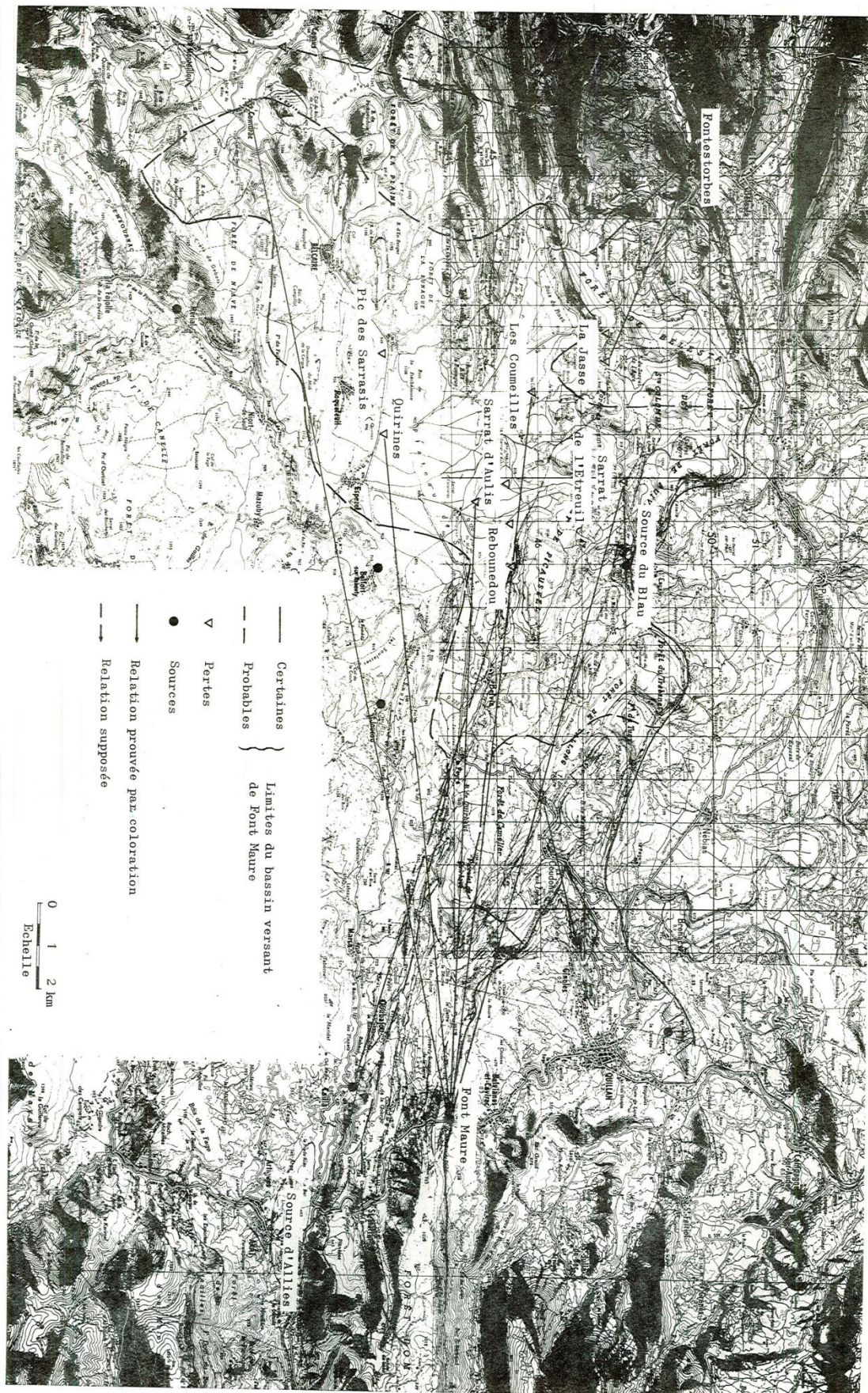
- ♦ Au cas où le premier forage serait sec et qu'un deuxième forage serait entrepris, le coût total serait :
 - coût du premier forage sec 700 000 F HT
 - coût du deuxième forage avec toutes les mesures nécessaires 750 000 F HT

TOTAL	1 450 000 F HT
arrondi à	1 500 000 F HT

Cette phase de reconnaissance est une première étape dans la phase de travaux ; elle permettra de définir de façon précise les spécifications techniques du ou des forages d'exploitation. Elle présente l'avantage de limiter les risques financiers, car le risque d'échec est élevé sur la phase reconnaissance (coût de 850 000 F HT à 1 500 000 F HT) et est faible sur la phase forages d'exploitation (coût de l'ordre de 1 300 000 F HT pour un forage et 2 500 000 F HT pour deux forages).

Annexe 7

Carte de localisation du système karstique de Font Maure (Grévellec 1974)



Num dans Illust. 62 et 84	Nom Perte	XL93	YL93	Source_don
A	Ruisseau de Camurac	610495	6189187	Grevellec_74
B	Ruisseau de Belcaire	616975	6193044	Grevellec_74
C	Ruisseau de Roquefeuille	618574	6192730	Grevellec_74
D	Ruisseau de Belvis	621902	6195604	Grevellec_74
E	Ruisseau des Coumeille=Ruisseau des Mouillères	617802	6196140	Grevellec_74
F	Ruisseaux route de Puivert	621002	6195712	Grevellec_74
G	Ruisseau route de Belestat-1	620594	6194815	Grevellec_74
H	Ruisseau route de Belestat-2	620201	6195719	Grevellec_74
I	Ruisseau route de Belestat-3	616717	6198051	Grevellec_74
J	Ruisseau du Gouffre du Rec Agreous	614922	6197596	Grevellec_74
K	Ruisseau du Hameau Montmija	627343	6196171	Grevellec_74
L	Ruisseau au Nord de la Sarat de L'Etreuil	620021	6198123	Grevellec_74
M	Pertes Hers Amont Prades	607844	6187480	Grevellec_74
N	Début des pertes du Rau de la Coume	612716	6186099	Salic

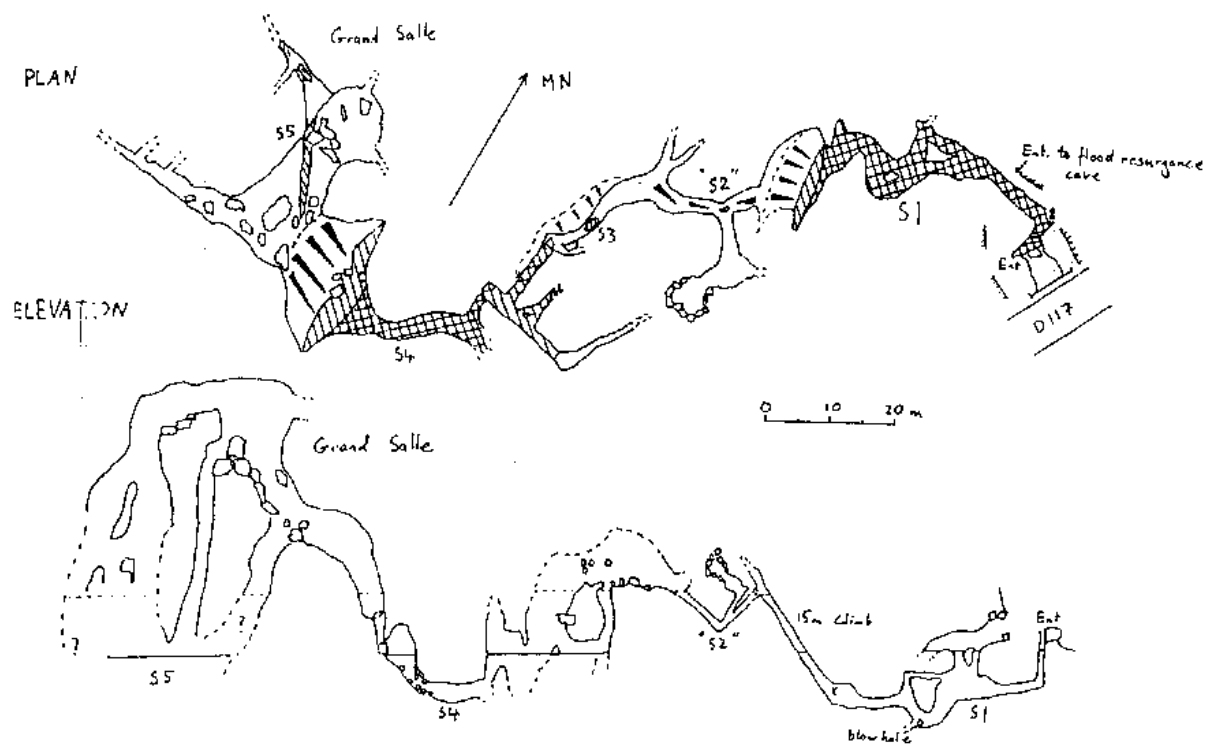
Annexe 8

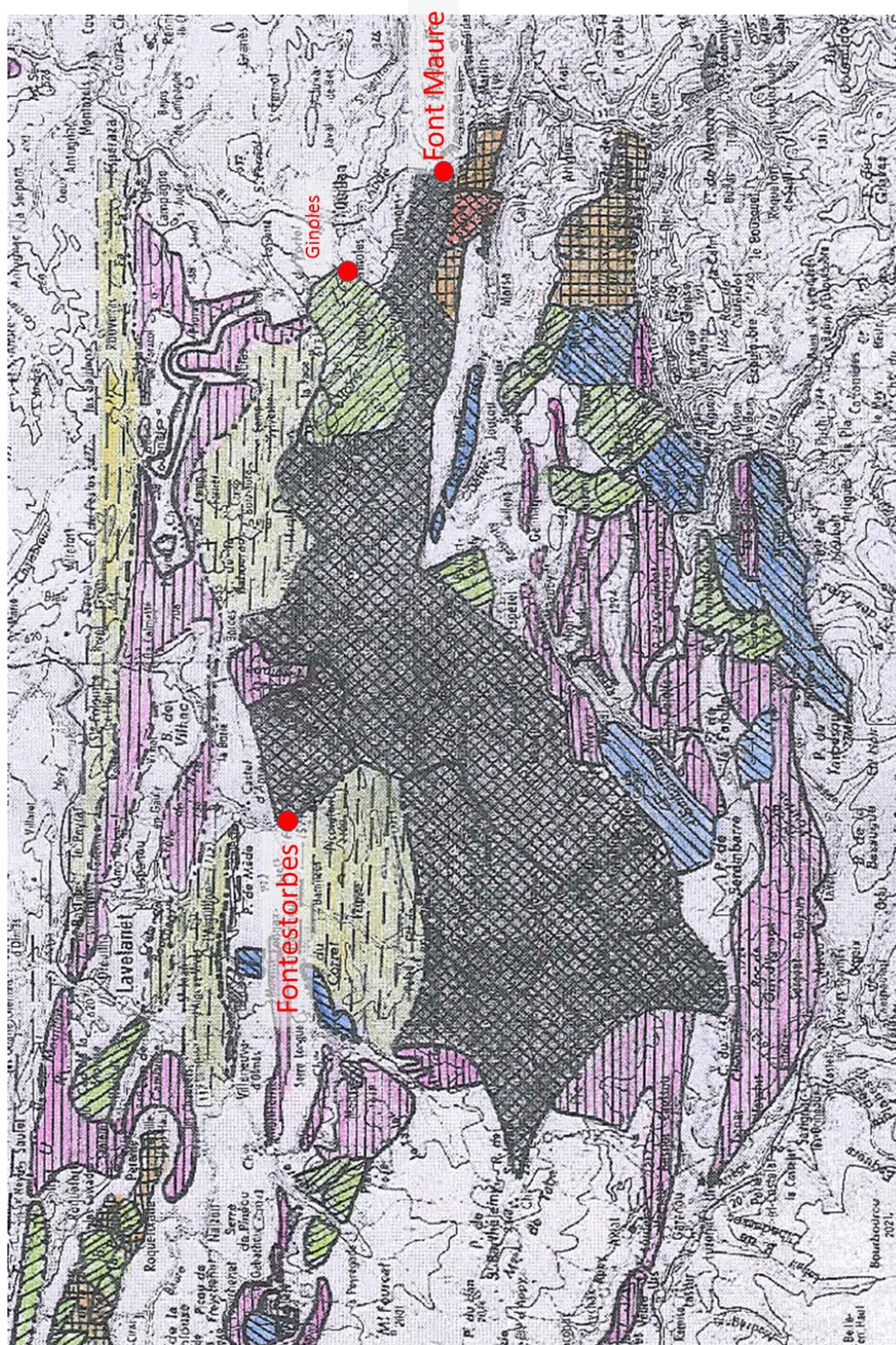
Schéma du réseau karstique du système de Font Maure et éléments d'informations complémentaires

FONT MAURE

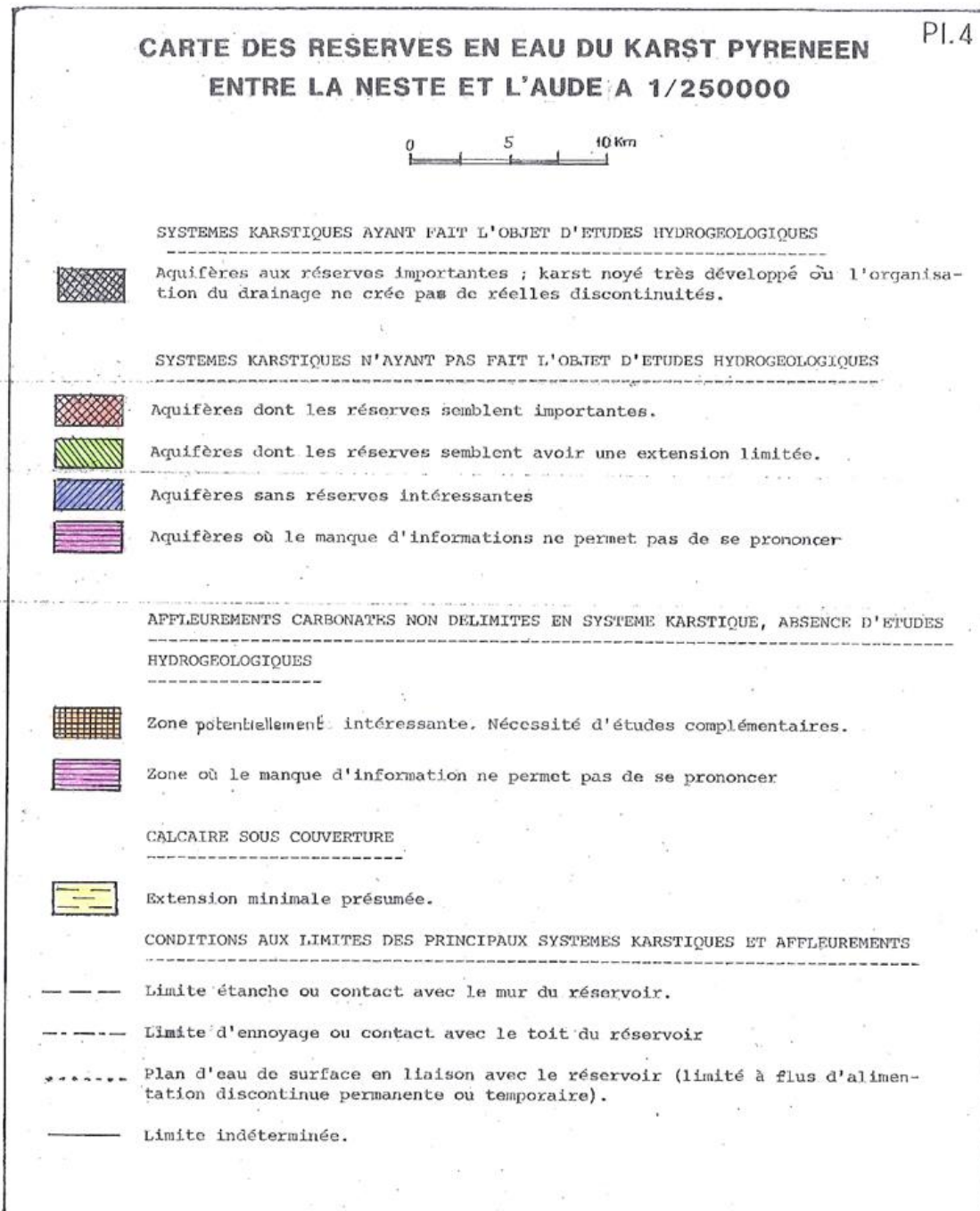
défilé de Pierre-Lys, Aude Gorge, France.
x: 589.05 Y: 60.63 Z: 315m

JNC - SET 8/87
C.O.G. 7/89





Cartes des réserves en eau du karst en la Neste et l'Aude d'après Salic 1985.



Légende de la carte des réserves en eau définie par Salic (1985)

Annexe 9

Elements d'informations sur le trop-plein du Blau



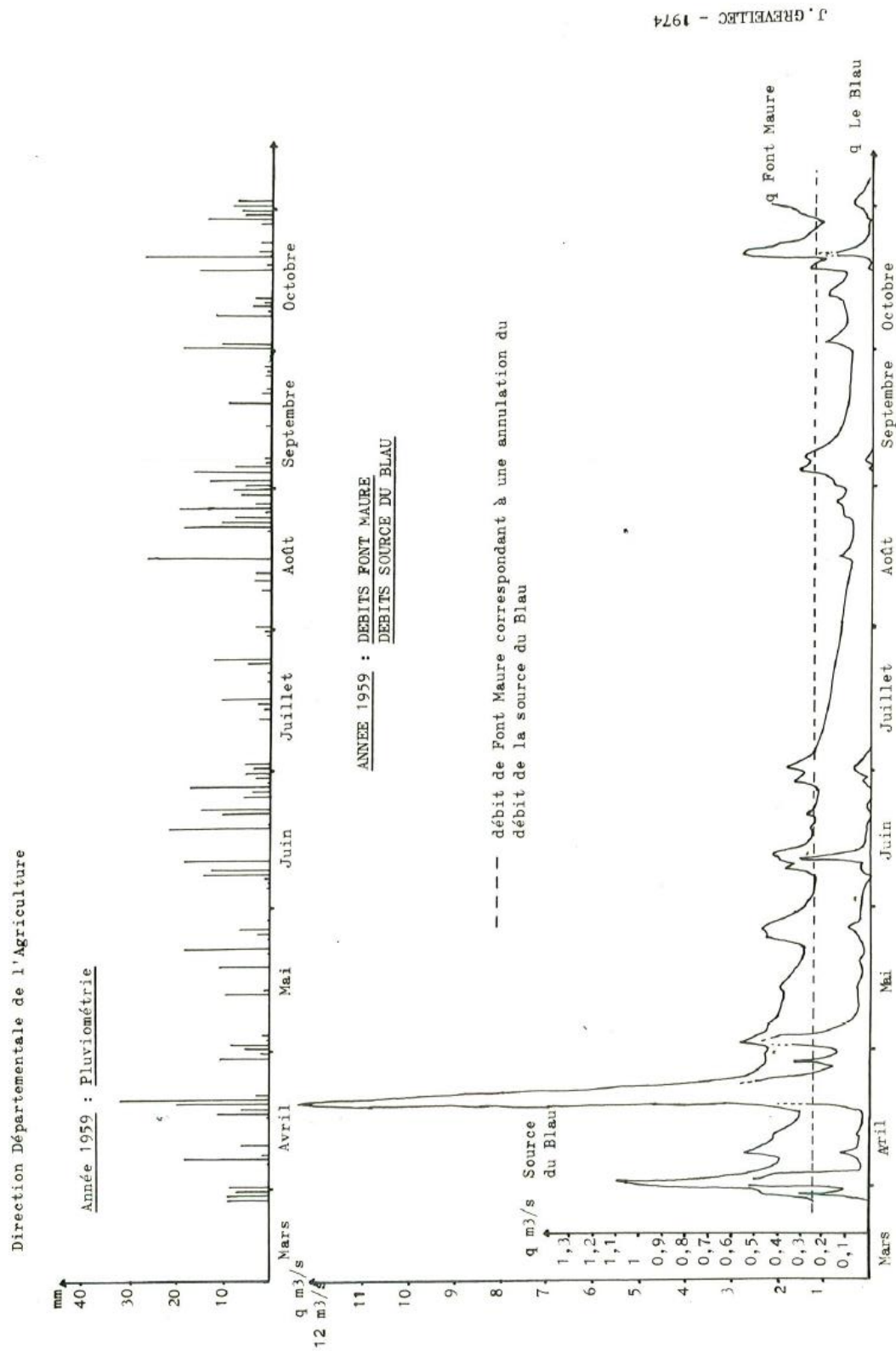
Photo 15 : Vue de la résurgence du Blau (porche inférieur) en crue



Photo 16 : Vue de la résurgence en niveau d'eau intermédiaire

Annexe 10

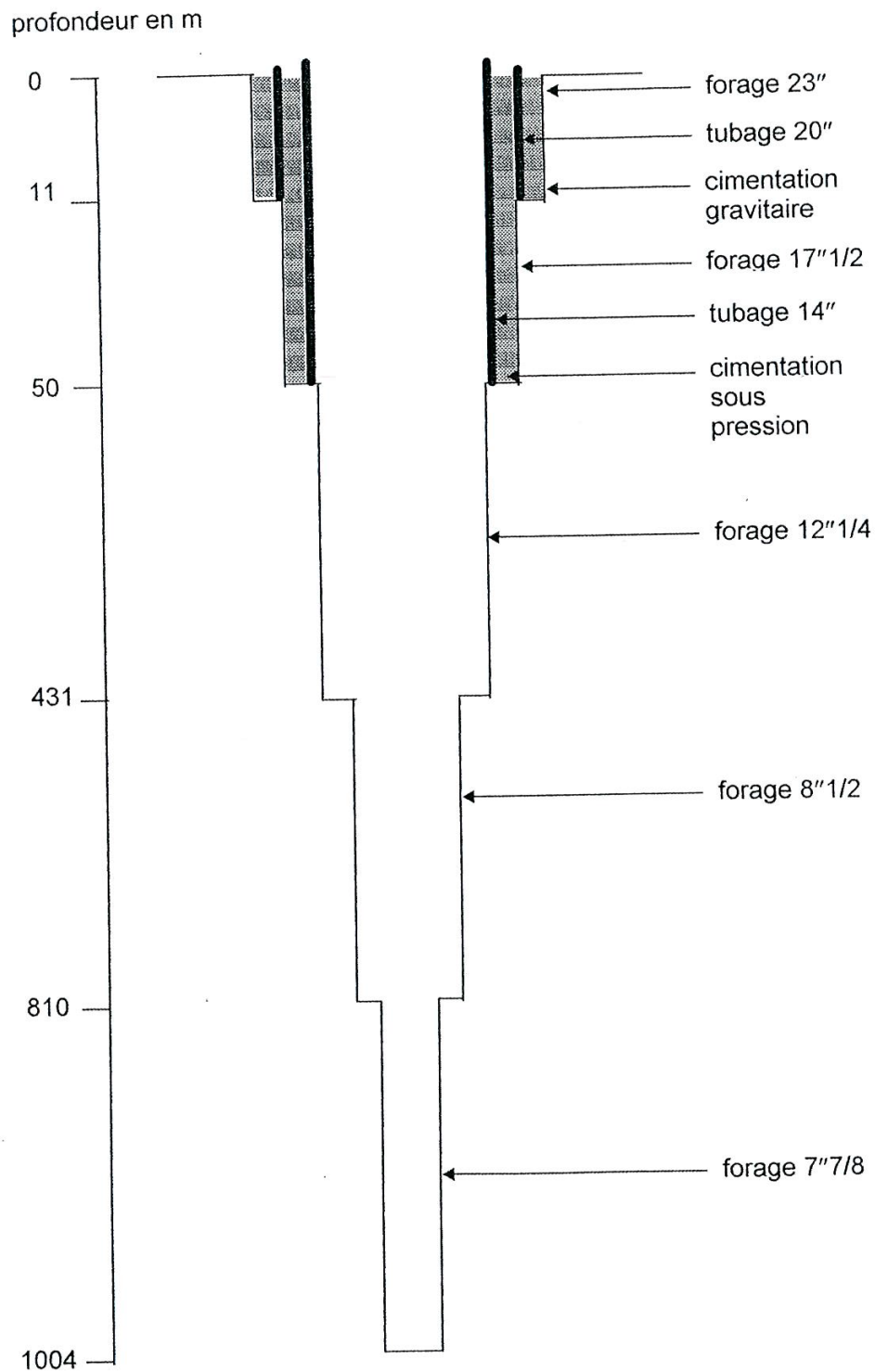
Comparaison de débits de Font Maure et du Blau (Grévellec 1974)



Annexe 11

Log technique et description du log géologique du forage de Quillan

COUPE TECHNIQUE FORAGE DE QUILLAN GARE 1004 M



S.A. BONIFACE Frères
Sabine Hugounenc

avril 1998

Coupe lithologique simplifiée

10 - 311 m	Pélites gréseuses noirâtres, passages de marnes argileuses noires présentant des traces d'hydrocarbures.
311 - 512 m	Alternances calcaires argileux gris avec filonnets de calcites, pelites noires, passages de marnes argileuses.
512 - 643 m	Pélites noires
643 - 750 m	Alternances calcaires argileux gris, pélites noires
750 - 950 m	Pélites noires, passages calcaires
950 - 1004 m	Calcaires gris, filonnets de calcite.

Annexe 12

Informations complémentaires sur le système karstique de Belfort sur Rébenty

Annexe 13: Belfort sur Rébenty						
paramètres physiques						
Date	T°C	PH	Conductivité	Turbidité	O₂ dissous	Commentaire
2/12/02	9,0	7,65	286	-	-	
18/12/02	9,3	7,65	307	-	-	
14/1/03	9,2	7,70	295	-	-	
28/1/03	9,1	7,47	299	-	-	
3/2/03	9,2	7,56	306	-	-	
6/2/03	8,5	7,65	305	6,3	-	
14/2/03	8,8	7,25	297	Turbidité	-	
27/2/03	8,6	7,54	292	Turbidité	8,58	
13/3/03	9,6	7,90	278	2,2	9,93	
16/3/03	9,7	7,62	265	-	9,83	
20/3/03	9,1	7,56	257	-	9,74	
24/3/03	9,5	7,66	252	-	9,41	
26/3/03	9,7	7,85	249	-	9,8	
9/4/03	9,5	7,65	245	2,2	9,86	
30/4/03	9,5	7,89	250	-	9,22	
13/5/03	9,5	7,75	246	0,86	10,7	
2/7/03	10,7	-	263	0,65	22,3	sonde pH en panne?
6/8/03	10,5	7,99	246	0,82	9,2	
20/8/03	10,4	8,06	244	-	8,74	
16/9/03	12,0	7,71	233	<0,1	7,5	
23/10/03	-	-	-	0,55	-	
24/11/03	10,1	7,78	238	0,4	6,02	
10/12/03	9,6	7,62	292	-	11,65	
23/12/03	9,3	7,80	326	-	-	
15/1/04	9,3	7,61	316	-	15,99	
27/1/04	11,7	7,00	342	-	14,51	

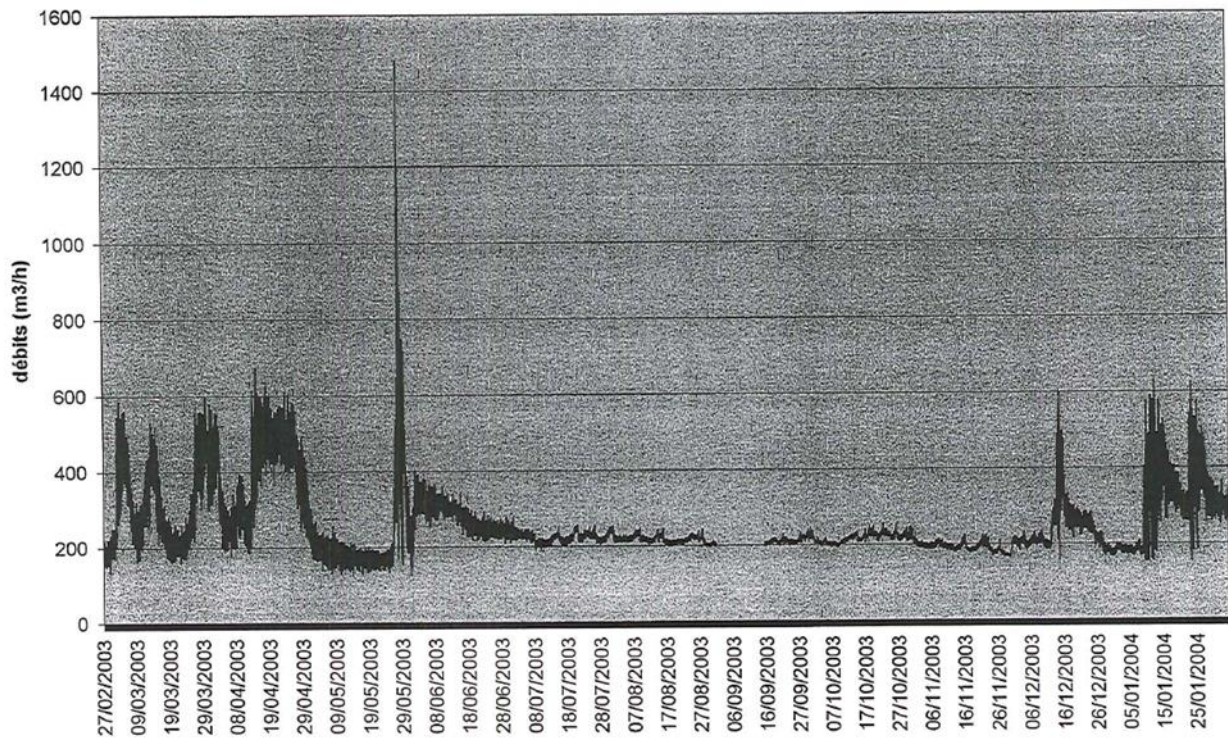
Annexe 14: Belfort sur Rébenty										
paramètres chimiques										
	Paramètres microbiologiques		Equilibre Calco-Carbonique	Minéralisation						
date	Coliformes thermotolérants /100ml (MS)	Streptocoques fécaux /100ML MS	Hydrogène-carbonates mg/l	Magnésium mg/l	Potassium mg/l	Sodium mg/l	Calcium mg/l	Chlorures mg/l	Silicates (SiO2) mg/l	Sulfates mg/l
06/02/2003	13	2	-	1,8	0,4	1,4	62	2	4,2	3
06/03/2003	-	-	170	1,9	0,51	1,7	61	3	4,8	3
09/04/2003	80	85	130	2,1	0,5	1,5	48	2	5,4	2
14/05/2003	-	-	110	2,2	0,5	1,5	45	2	5,2	2
10/07/2003	-	-	130	2,3	<1	<2	49	<5	5,5	5
06/08/2003	0	0	120	2,1	<1	<2	44	<5	5,7	5
16/09/2003	-	-	150	3,1	<1	<2	54	2	3,8	5
23/10/2003	0	0	110	<2	<1	<2	47	<5	5,7	5
24/11/2003	-	-	100	<2	<1	<2	42	<5	5,4	5
23/12/2003	24	33	160	2	<1	<2	65	<5	4,9	5

	Fer et Manganèse	Paramètres Azote et Phosphore			Oligo éléments et Micropolluants
date	Fer Total µg/l	Ammonium (NH4) mg/l	Nitrites (NO2) mg/l	Nitrates (NO3) mg/l	Strontium µg/l
06/02/2003	75	<0,05	<0,02	9,3	100
06/03/2003	90	<0,05	<0,02	13	85
09/04/2003	40	<0,05	<0,02	18	88
14/05/2003	<20	<0,05	<0,02	21	100
10/07/2003	<20	<0,05	<0,05	18	100
06/08/2003	<20	<0,05	<0,05	21	93
16/09/2003	<20	<0,05	<0,05	2,4	54
23/10/2003	<20	<0,05	<0,05	24	81
24/11/2003	<20	<0,05	<0,05	23	87
23/12/2003	<20	<0,05	<0,05	15	-

Suivis qualité réalisée à la source de Belfort-sur-Rébenty (10883X0212, d'après Hydrogéosphère 2004).

Annexe 13

Informations complémentaires sur les systèmes karstiques du Dévonien (zone axiale)



Suivis des débits de la source des Moulins (10882X0203/MOULIN, extrait d'Hydrogéosphère 2004

Annexe 12: Source de l'ancienne forge										
paramètres chimiques										
	Paramètres microbiologiques		Equilibre Calco-Carbonique	Minéralisation						
dates	Coliformes thermotolérants /100ml (MS)	Streptocoques fécaux /100ML MS	Hydrogénocarbonates mg/l	Magnésium mg/l	Potassium mg/l	Sodium mg/l	Calcium mg/l	Chlorures mg/l	Silicates (SiO2) mg/l	Sulfates mg/l
06/02/2003	15	9	-	7	0,2	1,3	56	1	4,9	5
06/03/2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
09/04/2003	0	0	210	8	0,3	1,2	64	2	5,1	6
14/05/2003	-	-	200	8,1	0,3	1,3	60	2	4,6	5
10/07/2003	-	-	200	8,8	<1	<2	59	<5	5,1	<5
06/08/2003	0	0	200	8,4	<1	<2	59	<5	5	<5
16/09/2003	-	-	190	7,5	<1	<2	63	1	5,4	5
23/10/2003	0	0	200	7,5	<1	<2	63	<5	5	<5
23/12/2003	0	0	190	7,5	<1	<2	60	<5	5,1	<5

	Fer et Manganèse	Paramètres Azote et Phosphore			Oligo éléments et Micropolluants
dates	Fer Total µg/l	Ammonium (NH4) mg/l	Nitrites (NO2) mg/l	Nitrates (NO3) mg/l	Strontium µg/l
06/02/2003	50	<0,05	<0,02	2,4	51
06/03/2003	-	-	-	-	-
09/04/2003	<20	<0,05	<0,02	3	49
14/05/2003	<20	<0,05	<0,02	2,9	55
10/07/2003	<20	<0,05	<0,05	2,6	51
06/08/2003	60	<0,05	<0,05	2,9	57
16/09/2003	<20	<0,05	<0,05	2,7	55
23/10/2003	<20	<0,05	<0,05	2,6	45
23/12/2003	<20	<0,05	<0,05	2,9	47

Suivis bactériologiques et chimiques de la source de l'Ancienne Forge (10882X0203/MOULIN, extrait d'Hydrogéosphère 2004



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique

3, avenue Claude-Guillemain
BP 36009

45060 – Orléans Cedex 2 – France

Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction Eau Environnement et Ecotechnologies

1039 rue de Pinville

34 000 – Montpellier – France

Tél. : 04 67 15 79 80