RÉPUBLIQUE FRANÇAISE
Liberté
Égalité
Fraternité

Géosciences pour une Terre durable
brgm

Document à accès immédiat

Synthèse géologique et modélisation 3D des aquifères infra-molassiques aquitains

Rapport Final

BRGM/RP-70569-FR
1er août 2022

Étude réalisée dans le cadre des projets de recherche

Lasseur E., Grataloup S., Briais J., Thinon I., Issautier B., Badinier G., Vernhet Y., Ortega C., Serrano O., Wuilleumier A.

Vérificateur :	
Nom :	Callec Y.
Fonction :	Responsable de l'Unité DGR/CGEO
Date :	21/09/2021
Signature :	Yannick CALLEC Responsable de l'Unité DGR/CGEO Cartographie Géologique des territoires

Approbateur :	
Nom :	N. Pédron
Fonction :	Directeur du BRGM Nouvelle-Aquitaine
Date :	13/07/2022
Signature :	Le Directeur Régional du BRGM Nouvelle - Aquitaine Nicolas PEDRON

Le système de management de la qualité et de l'environnement du BRGM est certifié selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.
Contact : qualite@brgm.fr

RÉPUBLIQUE FRANÇAISE
Liberté Égalité Fraternité

eau GRAND SUD-OUEST
AGENCE DE L'EAU ADOUR-GARONNE

TEREGA
GAS, ACCELERATING THE FUTURE

Avertissement

Ce rapport est adressé en communication exclusive au demandeur, au nombre d'exemplaires prévu.

Le demandeur assure lui-même la diffusion des exemplaires de ce tirage initial.

Le BRGM ne saurait être tenu comme responsable de la divulgation du contenu de ce rapport à un tiers qui ne soit pas de son fait et des éventuelles conséquences pouvant en résulter.

Votre avis nous intéresse

Dans le cadre de notre démarche qualité et de l'amélioration continue de nos pratiques, nous souhaitons mesurer l'efficacité de réalisation de nos travaux.

Aussi, nous vous remercions de bien vouloir nous donner votre avis sur le présent rapport en complétant le formulaire mis à votre disposition.

Mots clés : Bassin sédimentaire, Bassin aquitain, Sables infra-molassiques, Paléocène, Eocène, Crétacé supérieur, modélisation géologique, Aquitaine, bassin d'avant-pays, Pyrénées

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

Lasseur E., Grataloup S., Briais J., Thinon I., Issautier B., Badinier G., Vernhet Y., Ortega C., Serrano O., Wuilleumier A. (2022) - **Synthèse géologique et modélisation 3D des aquifères infra-molassiques aquitains**. Rapport Final. **BRGM/RP-70569-FR**, 262 p.

© BRGM, 2022, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.
IM003-MT008-P2-01/04/2021

Synthèse

Le programme scientifique GAIA, financé par TEREGA, l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et le BRGM, et piloté par le BRGM, a pour vocation d'améliorer la connaissance géologique et hydrogéologique des aquifères profonds du sud du Bassin aquitain. Conduit sur une période de six ans, il prévoit en particulier la construction et le calage d'un modèle hydrogéologique permettant de représenter les écoulements dans ces différents aquifères.

Ce rapport présente les travaux géologiques réalisés dans le cadre de ce projet : synthèse géologique et modélisation géologique 3D du remplissage Crétacé supérieur et Tertiaire du bassin d'Aquitaine, en vue de la réalisation d'un modèle hydrogéologique.

L'objectif principal est de reconstruire les géométries des différents ensembles hydrogéologiques (aquifères et aquitards) du Crétacé supérieur et du Tertiaire. Pour cela, le projet s'est appuyé sur la réinterprétation de plus de 500 forages et de près de 10 000 km de lignes sismiques, couvrant l'ensemble du bassin d'Aquitaine, situé entre la Garonne (et au sud du bassin de Parentis) et le front des Pyrénées, ainsi que sur les données bibliographiques antérieures.

Afin de restituer les géométries harmonisées des différentes unités hydrogéologiques à l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude, il a été choisi d'identifier les principales discontinuités du remplissage sédimentaire par une approche basée sur les principes de la stratigraphie séquentielle. Six grandes discontinuités, identifiées et corrélées sur l'ensemble du bassin, marquent des phases de réorganisation du bassin en termes de répartition des dépôts-centres, de paléogéographie, de déformation, qui se traduisent par des différences faciologiques, géométriques et /ou lithologiques. Cette stratigraphie harmonisée a, dans un premier temps, été construite sur une base temporelle par l'identification de discontinuités majeures. Elle a ensuite été adaptée (1) aux données disponibles et (2) pour rendre compte des changements faciologiques principaux, présentant une importance en termes hydrogéologiques.

Plusieurs surfaces ont ainsi été identifiées et corrélées : elles permettent de mettre en évidence les principales phases d'évolution du bassin d'Aquitaine, en relation avec l'évolution de la chaîne pyrénéenne, dont le bassin d'Aquitaine constitue l'avant-pays.

Parmi les résultats principaux, cette étude a permis de mettre en évidence :

- une déformation précoce fini-crétacée, dans le bassin d'Aquitaine, au Coniacien, suivie de l'installation d'un bassin d'avant-chaîne, au Campanien, dans la partie orientale, progressivement comblé au cours du Maastrichtien ;
- une période de moindre activité tectonique, durant le Paléocène, en particulier avec le développement de la plateforme carbonatée danienne ;
- une reprise de la compression à l'Ilerdien, qui correspond à une déformation dans une partie du bassin, avec la mise en place d'un bassin flexural à grande échelle au front des Pyrénées et la mise en place d'une sédimentation gravitaire dans la partie profonde du bassin, partiellement alimentée par les premiers reliefs pyrénéens ;
- à partir du Cuisien (Yprésien moyen), un changement radical de la paléogéographie se manifeste par la fin des dépôts de plateforme carbonatée et la sédimentation des Sables infra-molassiques, constitués de dépôts deltaïques et fluviatiles progradants, qui comblent la majeure partie du bassin. Les Sables de Lussagnet, qui forment un des aquifères principaux des Sables infra-molassiques, sont alimentés principalement par l'érosion du Massif central,

tandis que les dépôts molassiques et les Conglomérats de Palassou se mettent en place dans la partie orientale du bassin, au front des Pyrénées qui se soulèvent plus précocément. Cette alimentation terrigène entraîne le comblement de la partie orientale et centrale du bassin d'Aquitaine, qui accompagne le soulèvement diachrone d'est en ouest des Pyrénées. Le flux terrigène en provenance du nord semble se terminer durant le Lutétien pendant lequel des dépôts de plateforme carbonatée réapparaissent ;

- une phase de déformation importante affecte l'ensemble du bassin, à partir du Lutétien supérieur et jusqu'à l'Oligocène. Elle se manifeste par la réactivation de la majeure partie des structures du bassin d'Aquitaine et résulte de la phase collisionnelle principale dans les Pyrénées qui se soulèvent largement à cette époque, ce qui se traduit par la généralisation des dépôts molassiques ;
- une avancée majeure des dépôts molassiques vers l'ouest à partir du Priabonien.

L'ensemble de ces observations est documenté par de nombreuses coupes, cartes paléogéographiques et cartes d'isopaques qui constituent des données nouvelles acquises au cours de ce projet.

A l'issue de cette analyse, un découpage stratigraphique cohérent avec les principales limites d'entités hydrogéologiques a été défini. Les surfaces et leurs caractéristiques sont dans l'ordre chronologique :

- la base du Crétacé supérieur ;
- la base du « Campanien », marquant un changement lithologique dans la partie nord de la zone ; cette surface est diachrone dans le bassin, où elle est positionnée à la base des faciès de flyschs ;
- la base du Tertiaire ;
- la base de l'Ilerdien, correspondant à la base des flyschs ilerdiens paléocènes dans le bassin au sud et à la base de la plateforme carbonatée ilerdienne au nord ;
- le toit de l'Ilerdien, correspondant au sommet des flyschs ilerdiens dans le bassin sud et au sommet de la plateforme carbonatée ilerdienne au nord ; cette surface correspond à la base de l'ensemble des Sables infra-molassiques et des marnes associées ;
- la base des Grès à Nummulites, correspondant à une limite de faciès diachrone ;
- la base des Sables de Lussagnet, correspondant à une limite de faciès diachrone ;
- la base de la Molasse inférieure (premier dépôts molassiques dans l'est et le centre du bassin), corrélée à la base de la Formation de la Fontaine de la Médaille (Lutétien terminal) dans la partie ouest du bassin. Cette surface est diachrone pour la partie basale de la Molasse inférieure, mais rend compte d'un changement de faciès majeur ;
- la base de la Molasse supérieure, correspondant à une progradation majeure de la molasse au Priabonien (Formation de Campagne) et ses équivalents latéraux dans le domaine marin (occidental).

Ces surfaces ont ensuite été identifiées en forages et pointées en sismique pour fournir une base de données géométriques pour le modèle géologique 3D. Des cartes paléogéographiques ont également été réalisées pour compléter les données existantes (cartes de la synthèse *Pyrénées* BRGM-AGSO-IGME) pour certains intervalles stratigraphiques.

L'ensemble de ces résultats permet de mieux définir les principaux aquifères du Crétacé supérieur et du Tertiaire du bassin d'Aquitaine. La géométrie, les faciès et l'extension des trois principaux aquifères : i- la plateforme carbonatée du Crétacé supérieur, ii- la plateforme

paléocène et ilerdienne et, iii- les Sables infra-molassiques - ont été recomposés. Chacun des deux intervalles a été subdivisé en deux intervalles, ce qui permet de mieux recomposer leur évolution 3D. Une attention particulière a été portée aux Sables infra-molassiques constitués par les Sables de Lussagnet et les Grès à Nummulites, afin de mieux contraindre leur variabilité et la connectivité des réservoirs qui les constituent. Il en résulte que ces deux entités sont, dans la majorité des cas, connectées. Font exception cependant les secteurs formant des rides structurales, dont le jeu tectonique contemporain du dépôt peut avoir créé des déconnexions partielles des aquifères. Les cartes d'extension et de faciès de ces différentes entités ont également été précisées.

Une grande partie des données géologiques réinterprétées au sein du projet (sismique, forages, certaines cartes paléogéographiques) a été utilisée pour la réalisation du modèle géologique 3D construit avec le logiciel Petrel©. Ce logiciel a permis de traiter un grand nombre de données et de définir une procédure de modélisation adaptée au contexte géologique et à l'objectif recherché :

- modélisation simplifiée des failles, toutes considérées ici comme verticales, pour l'adéquation avec l'outil de modélisation hydrogéologique ;
- calcul de la base du Tertiaire, surface de référence du modèle car la mieux renseignée et la plus étendue dans l'emprise du modèle ;
- calcul des isochrones : cartes d'épaisseurs en temps des unités principales (hors Sables infra-molassiques) ;
- calcul des épaisseurs des unités en mètres, en interpolant les épaisseurs disponibles dans les forages, en considérant les isochrones comme paramètre de tendance et en respectant les limites d'existence de chaque unité ;
- calcul des surfaces hors Sables infra-molassiques, en additionnant ou soustrayant les isopaques précédemment calculées à une surface déjà disponible et en calant, pour certaines surfaces, à des points à la surface ;
- calcul des surfaces relatives aux Sables infra-molassiques : (1) calcul des isopaques pour les unités des Sables de Lussagnet et des Grès à Nummulites, avec prise en compte des limites d'extension, et (2) soustraction des isopaques ainsi obtenues à la base de la Molasse inférieure puis de la base des Sables de Lussagnet et calage aux données de forages.

Le modèle géologique 3D ainsi obtenu constitue la première réalisation pour la partie sud de l'Aquitaine, caractérisée par une complexité géologique importante. Il fournit une visualisation régionale inédite des dépôts post-Crétacé inférieur, avec en particulier la géométrie des Sables infra-molassiques et des structures tectoniques sud-aquitaines. Associé aux cartes paléogéographiques compilées ou mises à jour lors du projet, le modèle permet de fournir les géométries des niveaux aquifères principaux pour la modélisation hydrogéologique.

Des améliorations seraient encore à envisager par exemple pour :

- affiner les géométries et les relations entre unités géologiques, en particulier concernant l'unité des Marnes prodeltaïques. Les épaisseurs de cet aquitard pourraient être améliorées localement, en changeant de stratégie de modélisation, dans le cas présent, bâtie principalement sur la restitution de la géométrie des aquifères ;
- modéliser les failles de manière plus réaliste, en particulier les chevauchements, ce qui constituerait ensuite un défi pour l'implémentation de telles géométries dans une modélisation hydrogéologique.

La géométrie 3D modélisée permet également d'aborder le problème de la recharge de ces aquifères. Les possibilités de recharge directe sont rares. Les travaux menés ont écarté les possibilités de recharge au nord de la Montagne Noire ; les aquifères de cette zone étant vraisemblablement déconnectés du reste du bassin d'Aquitaine. Des possibilités de recharge sont envisagées dans la région de Pau, au niveau des Sables infra-molassiques, ainsi que dans la région de Mirepoix-Lavelanet, pour les aquifères du Crétacé supérieur et du Paléocène. Dans les Petites Pyrénées, une recharge « complexe », à la faveur des chevauchements, pourrait exister.

Sommaire

INTRODUCTION 15

1. GENERALITES CONCERNANT LE BASSIN D'AQUITAINE, AU COURS DU CRETACE SUPERIEUR-TERTIAIRE 17

1.1. GENERALITES 17

1.2. STRUCTURE ET EVOLUTION ANTE-CRETACE-SUPERIEUR DU BASSIN D'AQUITAINE 20

1.3. COMPRESSION DU CRETACE SUPERIEUR AU TERTIAIRE 22

2. DONNEES DISPONIBLES ET ACQUISES DURANT LE PROJET 27

2.1. DONNEES SISMIQUES UTILISEES : COLLECTE, STATUTS, VOLUME 27

2.1.1. Profils sismiques retraités par le BRGM 29

2.1.2. Profils sismiques acquis auprès de TOTAL 29

2.1.3. Profils sismiques mis à disposition par TEREGA (ex TIGF) 31

2.1.4. Profils sismiques retraités et vectorisés dans le cadre du projet GAIA 31

2.1.5. Profils sismiques d'opérateurs ayant quitté le domaine minier 32

2.2. PUITS 33

2.2.1. Puits stratigraphiques 33

2.2.2. Interprétation lithostratigraphique : nature, qualité, profondeur 34

3. METHODOLOGIE D'INTERPRETATION GEOLOGIQUE 37

3.1. STRATIGRAPHIE ET GEOMETRIES DES DIFFERENTS INTERVALLES (FORAGES) 37

3.2. INTERPRETATION SISMIQUE 38

4. CRETACE SUPERIEUR DU BASSIN D'AQUITAINE 39

4.1. EVOLUTION GENERALE, SERIES-TYPE ET COUPES REGIONALES 40

4.1.1. Evolution générale et évènements au cours du Crétacé supérieur 40

4.1.2. Coupes régionales dans le bassin d'Aquitaine 48

4.2. IDENTIFICATION DES GEOMETRIES SEDIMENTAIRES : DIAGRAPHIE ET SISMIQUE 52

4.2.1. Interprétation sismique 52

4.2.2. Corrélations diagraphiques 55

4.2.3. Cartes d'isopaques 57

4.2.4. Géométries sédimentaires : Implications géodynamiques 62

4.2.5. Découpage lithostratigraphique 64

4.2.6. Principaux découpages choisis pour la modélisation 65

4.2.7. Géométries sédimentaires : impact hydrogéologique 67

5. TERTIAIRE DU BASSIN D'AQUITAINE 69

5.1. DEPOTS ANTE-MOLASSIQUES : STRATIGRAPHIE, PALEOGEOGRAPHIE, ETAT DES CONNAISSANCES 69
5.1.1. Paléocène-Eocène inférieur 70
5.1.2. Eocène marin 75
5.1.3. Découpage séquentiel de Serrano (2001) 83
5.2. SYNTHESE DES SERIES SEDIMENTAIRES ANTE-MOLASSIQUES ET PRINCIPAUX DECOUPAGES. 87
5.2.1. Plateforme et flexure nord-aquitaine : évolution sédimentaire et découpage stratigraphique 87
5.2.2. Principaux cycles sédimentaires et expression des principales discontinuités dans les différentes parties du bassin d'Aquitaine 95
5.2.3. Corrélations à l'échelle du bassin sédimentaire et principales géométries 98
5.2.4. Dépôts marins bartoniens et postérieurs dans l'ouest du bassin d'Aquitaine 109
5.3. DEPOTS CONTINENTAUX, MOLASSES D'AQUITAINE ET EQUIVALENTS 113
5.3.1. Bref contexte géologique 113
5.3.2. Bassins de Castres et d'Albi 123
5.4. SYNTHESE DE L'EVOLUTION TERTIAIRE, DECOUPAGE UTILISE ET DEFORMATIONS 153
6. MODELISATION GEOLOGIQUE 157
6.1. EXTENSION DU MODELE 157
6.2. PILE STRATIGRAPHIQUE MODELISEE 159
6.3. DONNEES D'ENTREE DU MODELE 163
6.3.1. Surface topographique 163
6.3.2. Données de forages 163
6.3.3. Données sismiques 163
6.3.4. Schéma structural 167
6.3.5. Données d'affleurements 168
6.3.6. Extensions des unités modélisées 168
6.4. METHODOLOGIE DE MODELISATION 171
6.5. ETAPES DE CONSTRUCTION DU MODELE 171
6.6. RESULTATS 181
6.6.1. Résiduelles aux forages 181
6.6.2. Vues générales du modèle 181
6.6.3. Carte isohypse de la base du Tertiaire 187
6.6.4. Cartes des épaisseurs et de faciès des unités modélisées 187
6.6.5. Exemples de géométries au niveau de certaines structures 211
6.7. IMPLICATIONS POUR LE MODELE HYDROGEOLOGIQUE 215
6.7.1. Géométries principales et connexion des aquifères 215
6.7.2. Possibilité de recharges 215

7. CONCLUSION 219

8. BIBLIOGRAPHIE 223

Liste des figures

Figure 1 - Carte géologique de la France avec positionnement du bassin d'Aquitaine 17

Figure 2 - Carte structurale schématique des Pyrénées présentant les principaux domaines structuraux de la chaîne et la localisation des coupes structurales de la figure suivante (Choukroune et Mattauer, 1978) 18

Figure 3 - Coupe N-S au niveau des Pyrénées centrales (profil Ecors, d'après Munoz, 1992), à travers la chaîne pyrénéenne, montrant la répartition des différentes zones et leur style structural respectif 19

Figure 4 - Coupe schématique du Trias et du Jurassique, le long de la façade atlantique (BRGM et al., 1974), montrant le pincement des unités triasiques sur la flexure celtaquitaine 20

Figure 5 - Principaux domaines varisques (d'après Ballèvre et al., 2009) 21

Figure 6 - Coupe restaurée au niveau de la coupe Ecors, dans la partie centrale des Pyrénées (Mouthereau et al., 2014) 24

Figure 7 - Coupe restaurée au niveau de la partie ouest centrale des Pyrénées (Teixell et al.,2016) 25

Figure 8 - Carte isohypse du Bassin aquitain (Serrano et al., 2006), avec identification des principales structures, rides et sous-bassins 26

Figure 9 - Carte de position des différentes sources de données sismiques, mises à disposition du projet GAIA 28

Figure 10 - Puits et zones d'affleurement disposant de données biostratigraphiques (en jaune, les données de forages communiquées par K. Sztrakos et réévaluées par EDARADATA) 34

Figure 11 - Répartition des LGV disponibles pour le projet GAIA 35

Figure 12 - Localisation des différentes coupes-types dans le Bassin aquitain, sur un extrait de la carte 1 M de la France : plateforme nord-aquitaine (d'après Platel, 1987, 1996), Corbières (d'après Bilotte, 1985), Landes de Sougos (flexure celtaquitaine ; d'après Serrano, 2001), forages de Mazères et Lieoux pour la partie sud-aquitaine (cette étude) 39

Figure 13 - Paléogéographie au Cénomanien moyen à supérieur (Synthèse Pyrénées BRGM AGSO IGME, 2018) ; les bassins de rift de la Zone nord-pyrénéenne constituant des environnements profonds turbiditiques 41

Figure 14 - Paléogéographie au Campanien inférieur (Synthèse Pyrénées BRGM AGSO IGME, 2018) ; 3 grands ensembles figurant dans le Bassin aquitain : une plateforme carbonatée au nord, un sillon profond au front des Pyrénées et des édifices deltaïques à l'est dans les Corbières .. 41

Figure 15 - Evolution générale et évènements tectoniques au cours du Crétacé supérieur du nord de l'Aquitaine (Platel, 1996) 44

Figure 16 - Log-type de la plateforme nord-aquitaine (Platel, 1996) : les séries s'organisant en 2 grands cycles transgressifs/régressifs de second ordre, relativement symétriques, et séparés par une surface de discontinuité qui reflète un épisode de déformation majeure au Turonien terminal 45

Figure 17 - Calage des faciès, biostratigraphique et séquentiel, du Crétacé supérieur dans le forage de Landes de Sougos 1 (bassin de l'Adour ; Serrano, 2001) 47

Figure 18 - Coupe nord-sud des séries du Crétacé supérieur, dans les Corbières (modifié d'après Bilotte, 1985) 48

Figure 19 - Logs des forages Lieoux 2 (gauche) et Mazeres 101D (droite)..... 51

Figure 20 - Plan de position des transects diagraphiques et du profil sismique présentés dans cette section (figurent également l'ensemble des profils sismiques interprétés au cours du projet) 52

Figure 21 - Forage de Thèze 301 et calage âge/séquentiel (On y voit un intervalle d'âge cénomano-turonien carbonaté avec des faciès plus argileux dans le Cénomanien qu'au Turonien. Le Campanien-Maastrichtien est également bien développé et de type plateforme externe argileuse.)..... 53

Figure 22 - Profil sismique N-S entre la ride de Pécorade au nord et le forage de Lons au sud..... 54

Figure 23 - Transect de corrélation diagraphique entre la plateforme nord-aquitaine et le bassin de flyschs au sud (position sur la Figure 19) 56

Figure 24 - Transect diagraphique est-ouest, entre Toulouzette à l'ouest et Tillac à l'est (Il montre de fortes variations d'épaisseur du Crétacé supérieur au niveau des rides d'Audignon, Pécorade, ainsi que vers l'est.)..... 57

Figure 25 - Isopaques du cycle Cénomanien-Turonien 58

Figure 26 - Isopaques du cycle Coniacien-Santonien..... 60

Figure 27 - Isopaques du cycle Santonien supérieur-Maastrichtien 61

Figure 28 - Corrélation plateforme - bassin. Ce transect met en avant le très fort épaississement du bassin au sud avec l'empilement de flyschs sur des milliers de mètres d'épaisseur. En direction du nord, la série s'amincit très vite. La plateforme carbonatée crétacé n'apparaît que dans le forage de Sadeillan, la transition plateforme - bassin profond semble assez étroite (< 30 km). 62

Figure 29 - Tableau lithostratigraphique des unités considérées et leur caractéristique ″réservoir″ : le premier est nord-sud ; le second, est-ouest (Le bleu correspond aux formations aquifères et l'orange aux aquitards ; entre les 2, sont représentées les formations aux propriétés hydrogéologiques médiocres. Les formations sont mises en relation avec les grandes surfaces séquentielles corrélées.) 66

Figure 30 - Qualité de la connexion hydraulique supposée entre les aquifères du Crétacé supérieur et du Tertiaire, sur la base des lithologies séparant les entités aquifères (Les points rouges représentent les lithologies calcaires, et les points bleus les lithologies argileuses. Les aquifères sont donc connectés dans les secteurs nord et est, où le Sénonien supérieur est très carbonaté.)..... 68

Figure 31 - Carte paléogéographique au Danien (Synthèse Pyrénées, BRGM) 73

Figure 32 - Carte paléogéographique au Thanétien (Synthèse Pyrénées, BRGM)..... 74

Figure 33 - Carte paléogéographique de l'Ilerdien (Synthèse Pyrénées, BRGM-AGSO-IGME, 2018) 77

Figure 34 - Carte paléogéographique du Cuisien (Synthèse Pyrénées, BRGM-AGSO-IGME, 2018)..... 78

Figure 35 - Carte paléogéographique au Lutétien (BRGM-AGSO-IGME, 2018) 81

Figure 36 - Carte paléogéographique au Bartonien (BRGM-AGSO-IGME, 2018)..... 82

Figure 37 - Log type, biostratigraphie et découpage séquentiel de la région de Landes de Siougos (Serrano, 2001)..... 85

Figure 38 - Légende (ci-dessus) et log synthétique (page suivante) du forage LUG101, utilisé comme forage de référence (y figurent les données stratigraphiques disponibles (Terega, Tremblin et al., in prep), l'interprétation en terme d'environnement de dépôt, le découpage séquentiel et les surfaces majeures identifiées)..... 88

Figure 39 - Corrélation des logs de Landes de Siougos et Lussagnet : en pointillé figurent les corrélations possibles des MFS majeures de Landes de Siougos avec le forage de Lussagnet 93

Figure 40 - Transect de corrélations diagraphiques entre le forage de Lussagnet et la cote actuelle montrant les principales géométries et entités aquifères associées, ainsi que les principales surfaces séquentielles identifiées 94

Figure 41 - Log synthétique de la série Paléocène-Eocène des Petites Pyrénées (d'après Tambareau et al., 1995 et Tambareau, 1972)..... 96

Figure 42 - Log recomposé dans le puits de GER 1 (Les différents découpages lithostratigraphiques sont figurés. Les données biostratigraphiques sont basées sur les travaux de Steurbaut et Sztrakos, à partir de la coupe de Gan) 98

Figure 43 - Principales géométries sédimentaires des grandes entités différenciées dans le Tertiaire du Bassin aquitain, selon une direction nord-sud, de Boucoue à Lons..... 103

Figure 44 - Cartographie de l'érosion (canyon), à la base du flysch, et des incisions principales, sur la bordure de la plateforme aquitaine (Les flèches montrent les principales directions de transports turbiditiques) 104

Figure 45 - Transect de corrélation NE-SW, dans les dépôts paléocènes à yprésien moyen, au nord de Tarbes 105

Figure 46 - Ligne sismique (Total La noue 73 cb2Y04) NE-SW, interprétée au nord de Tarbes, montrant les géométries tertiaires (La ligne en rouge matérialise le chevauchement frontal nord-pyrénéen)..... 106

Figure 47 - Ligne sismique composite est-ouest, avec zoom sur la partie ouest (en bas) et légende des principaux horizons et surfaces 107

Figure 48 - Ligne sismique habillée entre Bastennes-Gaujacq et Dax, montrant en particulier les géométries des dépôts de l'Eocène supérieur..... 111

Figure 49 - Schéma de l'évolution du bassin éocène des Corbières (selon Christophoul et al., 2003)... 114

Figure 50 - Log composite de la feuille de Capendu (Prieur, 2019, d'après notice de la feuille Capendu Ellenberger et al., 1987)..... 116

Figure 51 - Corrélations entre les dépôts marins éocènes des Corbières (Christophoul et al., 2003 ; d'après Massieux (1973), Rey et Bousquet (1981), Plaziat (1984, 1987), Pautal 1987, Tambareau inédit)..... 117

Figure 52 - Coupe composite des poudingues de Palassou dans la région de Mirepoix, montrant les trois unités principales qui forment des séquences progradantes 118

Figure 53 - Carte géologique harmonisée montrant les principales unités des poudingues de Palassou 119

Figure 54 - Migration de la limite des faciès conglomératiques (Gravel front) au cours de l'intervalle Yprésien-Lutétien (Prieur et al., in prep)..... 120

Figure 55 - Ligne composite nord-sud, au niveau des Petites Pyrénées, montrant les géométries et déformations tertiaires ; l'essentiel des dépôts est constitué de dépôts molassiques 122

Figure 56 - Extrait de la ligne sismique LR11, montrant le fonctionnement du rétro-chevauchement de Muret, actif pendant le dépôt de la molasse inférieure et supérieure et scellé pendant le dépôt de la molasse supérieure..... 123

Figure 57 - Carte montrant les âges des séries sous la base Tertiaire (tirée de la synthèse ″Bassin d'Aquitaine″, BRGM ESSO SNPA, 1974 ; A remarquer en particulier l'occurrence de terrains jurassiques et antérieurs sous le Tertiaire, dans le nord-est de la zone d'étude) 124

Figure 58 - Schéma du remplissage sédimentaire du bassin de Castres (Asnat, 2014)..... 126

Figure 59 - Cartes paléogéographiques des bassins de Castres et d'Albi au Bartonien (A), à la limite Bartonien-Priabonien (B) et au Rupélien (C) (Mouline, 1989)..... 127

Figure 60 - Plan de position de la coupe de la figure suivante (Mouline, 1989) 129

Figure 61 - Coupe sédimentaire schématique SSE-NNW et environnements de dépôt du complexe fluvio-lacustre du Paléogène est-aquitain, d'après Mouline (1989)..... 129

Figure 62 - Colonne stratigraphique et principaux repères biochronologiques MP du Tertiaire continental des bassins du Castrais et de l'Albigeois (Asnat, 2014) ; les modifications lithostratigraphiques et les surfaces majeures corrélées sont indiquées 132

Figure 63 - Synthèse litho-biostratigraphique de l'Agenais/Fronsadais et du bassin de Castres montrant un remplissage sédimentaire discontinu avec (1) une lacune lors du Lutétien supérieur, dans le bassin de Castres, et (2) une lacune majeure lors du Rupélien et du Chattien, au nord du Bassin aquitain, dans la région de l'Agenais/Fronsadais 133

Figure 64 - Corrélations entre le centre du Bassin aquitain (Landes de Siougos et Lussagnet) et les bassins de Castres et d'Albi, basées sur les données biostratigraphiques (SBZ, NP et MP) 135

Figure 65 - Plan de position des six transects de corrélations et des lignes sismiques utilisées pour contraindre les géométries sédimentaires (les tracés en surépaisseur (transects, ligne sismique et coupe) seront présentés ci-dessous) 136

Figure 66 - Géométries sédimentaires du Paléocène à l'Aquitanien basal, de Lussagnet à Albi, basées sur les corrélations diagraphiques 141

Figure 67 - Géométries sédimentaires des dépôts du Lutétien au Chattien inférieur, de Castres à la Grésigne ; l'interprétation des géométries est basée sur les corrélations diagraphiques ... 142

Figure 68 - Coupe schématique de l'évolution du bassin des Corbières, d'après Christophoul et al. (2003) et des bassins de Castres et d'Albi (cette étude) 147

Figure 69 - Géométries sédimentaires sud-nord de la structure d'Auch (cf. plan de position de la Figure 65) ; les surfaces L1, P1 et R1 correspondent respectivement aux surfaces L1 Base Tertiaire, P1 Base molasse supérieure et R1 MFS du Rupélien inférieur 148

Figure 70 - Carte paléogéographique des Sables de Lussagnet inférieurs (système sableux dominant en tresse ?) et du Calcaire de Castres 150

Figure 71 - Géométries et connectivité des aquifères dans les bassins de Castres et d'Albi (en violet). 152

Figure 72 - Principaux stades d'évolution du bassin d'Aquitaine au cours du Tertiaire (Guillocheau, Lasseur, Ortiz, inédit) 154

Figure 73 - Diagramme lithostratigraphique du sud du bassin d'Aquitaine, modifié d'après Sztrakos (1998) ; les principales surfaces identifiées sont repositionnées montrant la cohérence entre ces discontinuités et le découpage lithostratigraphique 155

Figure 74 - Emprise géographique du modèle géologique 3D construit (limite rouge) 158

Figure 75 - Pile stratigraphique modélisée 159

Figure 76 - Surfaces géologiques modélisées dans le modèle géologique 3D, pointées sur un profil de plateforme de bassin ; A : ensemble des surfaces et ensemble différencié dans la zone du profil sismique ; B : intervalles modélisés 161

Figure 77 - Pointés sismiques considérés pour la modélisation 163

Figure 78 - Localisation des forages utilisés dans la construction du modèle géologique (en rouge : emprise du modèle 3D) 165

Figure 79 - Exemple de corrections de lois temps-profondeur 167

Figure 80 - Tracé des failles majeures, à la base du Tertiaire, prises en compte pour le modèle géologique (en rouge : emprise du modèle 3D) 168

Figure 81 - Extension des unités sismiques 169

Figure 82 - Extension des Sables de Lussagnet et équivalents continentaux, et des Grès à Nummulites 170

Figure 83 - Méthodologie générale de construction du modèle géologique 171
Figure 84 - Failles modélisées 172
Figure 85 - Grille de calcul déformée localement pour discrétisation des failles 173
Figure 86 - Exemple de failles discrétisées selon la grille de calcul 174
Figure 87 - Carte de vitesse sismique moyenne à la base Tertiaire 177
Figure 88 - Construction de la base Tertiaire 177
Figure 89 - Vue de dessus du modèle géologique 3D 183
Figure 90 - Vue 3D du modèle géologique, depuis le sud 183
Figure 91 - Exemple de coupes SO-NE au travers du modèle géologique 184
Figure 92 - Vue de dessus des Sables infra-molassiques 185
Figure 93 - Exemple de coupe dans les Sables infra-molassiques 185
Figure 94 - Carte isohypse de la base du Tertiaire : principales structures 186
Figure 95 - Carte isopaque du Cénomanien-Santonien (les failles sont représentées en blanc) 191
Figure 96 - Cartes paléogéographiques du Cénomanien et du Coniacien-Santonien, extraites de la synthèse Pyrénées (BRGM, AGSO, IGME 2018), montrant la répartition des faciès et les caractéristiques hydrogéologiques déduites 192
Figure 97 - Carte d'isopaques du Campanien-Maastrichtien (les failles sont représentées en blanc) 193
Figure 98 - Carte paléogéographique (BRGM, AGSO, IGME 2018) du Campanien et du Maastrichtien, utilisée pour définir les principaux faciès et entités hydrogéologiques 194
Figure 99 - Carte d'isopaques du Paléocène (les failles sont représentées en blanc) 195
Figure 100 - Carte paléogéographique au Danien (les failles sont représentées en noir) 196
Figure 101 - Carte paléogéographique au Thanétien moyen (les failles sont représentées en noir) 197
Figure 102 - Carte isopaque de l'Yprésien inférieur (incluant flysch et plateforme carbonatée) (les failles sont représentées en blanc) 201
Figure 103 - Carte paléogéographique à l'Yprésien inférieur (les failles sont représentées en noir) 202
Figure 104 - Carte d'isopaques des Marnes associées aux Sables infra-molassiques (les failles sont représentées en blanc) 203
Figure 105 - Carte d'isopaques des Grès à Nummulites (les failles sont représentées en blanc) 204
Figure 106 - Carte d'isopaques des Sables de Lussagnet (les failles sont représentées en blanc) 205
Figure 107 - Extension principale des différents faciès du Lutétien (incluant les faciès continentaux (conglomérats, molasses, calcaires lacustres et argiles à graviers, Sables de Lussagnet sensu stricto) et les calcaires récifaux qui marquent les derniers dépôts marins peu profonds (Calcaires de Nousse) 206
Figure 108 - Carte paléogéographique durant l'Yprésien supérieur (zone SBZ10), extraite du projet ″Source to sink″ (BRGM-Total) (les failles sont représentées en noir) 207
Figure 109 - Carte isopaque de l'intervalle Bartonien (incluant les molasses de l'Yprésien Lutétien, à l'est) dénommé Molasse inférieure (les failles sont représentées en blanc) 208
Figure 110 - Carte paléogéographique du Bartonien utilisée pour définir les principaux faciès et entités hydrogéologiques 209
Figure 111 - Carte isopaque de l'intervalle Priabonien-Miocène (Molasse supérieure) (les failles sont représentées en blanc) 210
Figure 112 - Comparaison des affleurements reproduits dans le modèle avec la carte géologique au 1/50 000 (Capdeville, 1997 ; Capdeville et Dubreuilh, 1990 ; Le Pochat et al., 1977) 212

Figure 113 - Comparaison d'une coupe au travers de la structure d'Audignon (à gauche : Capdeville, 1997) 213
Figure 114 - Comparaison d'une coupe au travers de la structure de Barbotan (en haut : Platel, 1990) 214
Figure 115 - Vue en carte du modèle montrant les (rares) affleurements des entités infra-molassiques 217

Liste des annexes

ANNEXE 1 LISTE DES FORAGES AYANT SERVI AU CALCUL DU MODELE 3D 231
ANNEXE 2 LISTE DES FORAGES DISPOSANT DE LOIS DE VITESSE 245
ANNEXE 3 CARTES DE RESIDUELLES AUX FORAGES 253

Introduction

Le programme scientifique GAIA, financé par TEREGA, l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et le BRGM, et piloté par le BRGM a pour vocation d'améliorer la connaissance géologique et hydrogéologique des aquifères profonds du sud du Bassin aquitain. Conduit sur une période de cinq ans, il prévoit en particulier la construction et le calage d'un modèle hydrogéologique permettant de représenter les écoulements dans ces différents aquifères.

Ce rapport est une synthèse des travaux de géologie sur le Crétacé supérieur et le Tertiaire du bassin d'Aquitaine réalisés dans le cadre du projet GAIA. Cette synthèse a débouché sur la réalisation d'une modélisation géologique 3D utilisable pour réaliser un modèle hydrogéologique.

Pour atteindre ces objectifs, il était nécessaire de recomposer les principales variations des entités hydrogéologiques en 3D. Ceci se base nécessairement sur une recomposition de la géométrie des différentes entités géologiques et une compréhension des variations latérales de faciès sédimentaires induisant des variations des propriétés aquifères. Ces travaux se basent sur l'intégration des données d'affleurement, de plus de 500 forages et d'environ 10 000 km de données sismiques.

Du point de vue stratigraphique, trois périodes principales, correspondant à des périodes majeures du remplissage du bassin d'Aquitaine et à des ensembles aquifères de grande échelle, sont différenciées :

- le Crétacé supérieur formant un ensemble à forte dominance carbonatée, en grande partie aquifère ;
- l'intervalle Paléocène-Eocène constitué de deux ensembles aquifères principaux :
    - la plateforme carbonatée Paléocène-Eocène inférieur, constituée de plusieurs ensembles de dépôts carbonatés, qui correspond à une dynamique proche de celle du Crétacé supérieur ;
    - les Sables infra-molassiques, constitués d'un ensemble de grès deltaïques (Grès à Nummulites) et de sables fluviatiles (Sables de Lussagnet) qui enregistre le remplissage du bassin d'Aquitaine au cours de l'orogenèse pyrénéenne ;
- les molasses d'Aquitaine se déposant de l'Eocène supérieur (inférieur à l'est) au Miocène, formant un grand ensemble argilo-carbonaté localement sableux, considéré en général comme globalement aquitard.

A l'intérieur de ces grandes entités, les principales géométries et variations de faciès ont été différenciées. Ceci a nécessité, à l'échelle du bassin d'Aquitaine, de :

- harmoniser la stratigraphie de l'ensemble des dépôts du Crétacé supérieur et du Tertiaire du bassin, en même temps que identifier les principales formations aquifères, sur la base d'une synthèse des données existantes et de corrélations de puits ;
- mieux contraindre l'évolution du bassin d'Aquitaine, en relation avec l'évolution des Pyrénées, en termes de déformation et de flux sédimentaires, sur la base de l'ensemble des études antérieures et des données disponibles, ceci afin de mieux contraindre les périodes clefs et les relations discontinuités-géométries-déformations associées ;
- Identifier, sur cette base, les principales discontinuités sédimentaires, ceci permettant de découper stratigraphiquement le remplissage sédimentaire, en choisissant 1) des

discontinuités correspondant à des limites de formations, 2) limitant des entités ayant des propriétés aquifères différentes ;

- interpréter les données de surface, en positionnant ces discontinuités dans les forages et les pointant sur les lignes sismiques ;
- contraindre au mieux les géométries sédimentaires des ensembles aquifères et aquitards, en termes de connexion des corps réservoirs, à l'intérieur des grands ensembles aquifères, et de connexion entre ensembles aquifères et possibilité de recharge des aquifères.

Ce rapport détaille les différentes étapes de cette synthèse, par intervalles temporels principaux. L'ensemble de ces données fournit les contraintes géologiques pour la modélisation géologique 3D. Celle-ci, réalisée sous Petrel©, se distingue par la taille du modèle réalisé, exceptionnellement grande pour ce type de modélisation et dans un contexte tectonique relativement complexe. Les données utilisées, les étapes de construction et les résultats obtenus sont présentés, ainsi que les limites de restitution.

1. Généralités concernant le bassin d'Aquitaine, au cours du Crétacé supérieur-Tertiaire

1.1. GENERALITES

Le bassin d'Aquitaine est un bassin développé sur une croûte continentale, qui est en fonctionnement du Trias jusqu'à nos jours. Les limites actuelles ne traduisent pas ses limites au cours des temps géologiques (Figure 1) : la limite nord-est est une limite d'érosion, ses limites sud et ouest sont néoformées (Crétacé inférieur pour le Golfe de Gascogne, Tertiaire pour la chaîne des Pyrénées).

Ce bassin a enregistré l'évolution de deux domaines océaniques : la Téthys et l'océan Atlantique ; il évolue globalement d'un stade extensif (Trias au Crétacé inférieur) à un stade compressif (Crétacé supérieur au Tertiaire). Ce bassin, intensément étudié par les compagnies pétrolières depuis la découverte du champ de gaz de Saint-Marcet en 1939, a fait l'objet d'une remarquable synthèse en 1974 (*Géologie du Bassin d'Aquitaine*, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Société Elf recherche, Société Esso de recherche et d'exploitation du pétrole et Société nationale des pétroles d'Aquitaine). Il est, depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Miocène, le bassin d'avant-pays de la chaîne pyrénéenne. Son évolution durant la période étudiée est donc intrinsèquement liée à l'évolution des Pyrénées.

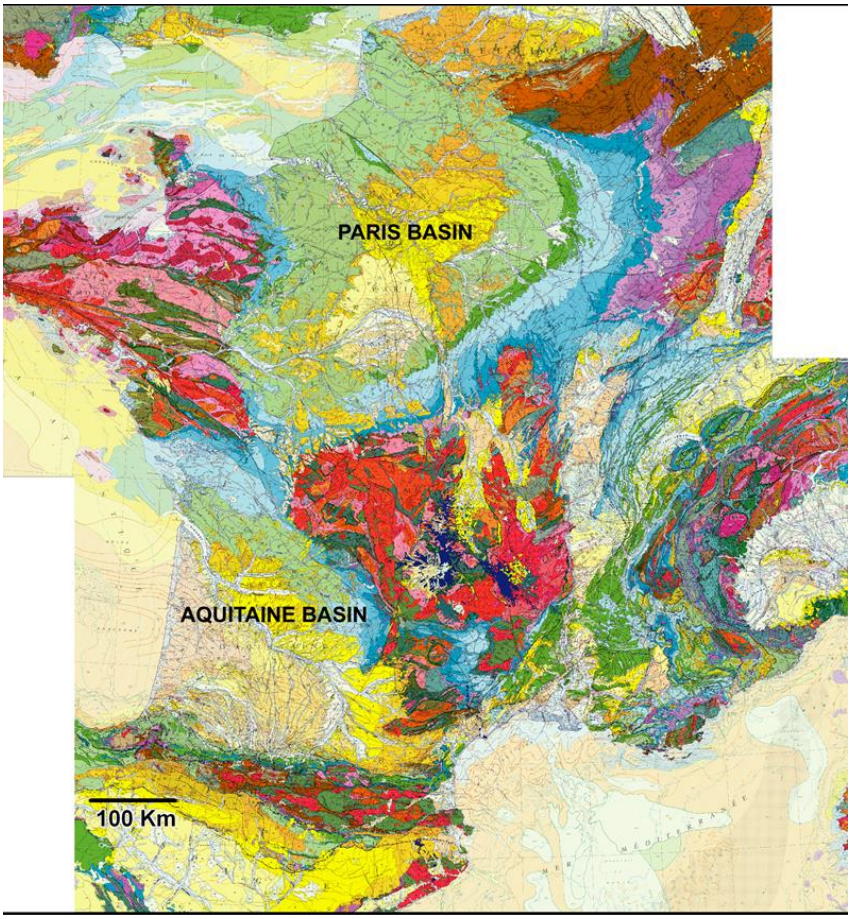


Figure 1 - Carte géologique de la France avec positionnement du bassin d'Aquitaine

La chaîne des Pyrénées correspond à un domaine plissé, d'allure rectiligne, s'étendant d'ouest en est sur près de 1 000 km, des Asturies jusqu'aux Alpes *(*Canérot, 2008*)*. Les structures alpines de cette chaîne sont issues d'un raccourcissement nord-sud lié à la convergence et la collision des plaques ibérique et européenne, entre le Crétacé supérieur et le Miocène (e.g. Razin, 2008).

Ce déplacement relatif de la plaque ibérique a induit l'édification d'une chaîne intracontinentale aux dépens des bassins crétacés formés entre les marges nord-ibérique et sud-aquitaine, couplée à une subduction limitée de la croûte océanique du Golfe de Gascogne, sous la marge nord-espagnole. Les Pyrénées sont une chaîne à double vergence (incluant deux bassins d'avant-chaîne : l'un au nord, l'autre au sud), marquée par le sous-placage de la plaque ibérique sous la plaque européenne. En conséquence, les deux bassins ont des structures très différentes avec, en particulier, un raccourcissement beaucoup plus important dans le bassin sud-pyrénéen (*proforeland*) que dans le bassin d'Aquitaine (*retroforeland*) (Sinclair, 2005 ; Sinclair et Naylor, 2008).

La structure "classique" de la chaîne a été définie dans les Pyrénées centrales et orientales (Casteras, 1933 et Mattauer, 1968). Les Pyrénées sont classiquement divisées en trois zones structurales distinctes, que sont la Zone nord-pyrénéenne (ZNP), la Zone axiale (ZA) et la Zone sud-pyrénéenne (ZSP) (Choukroune, 1976a et Lacombe et Mouthereau, 1999) (Figure 2).

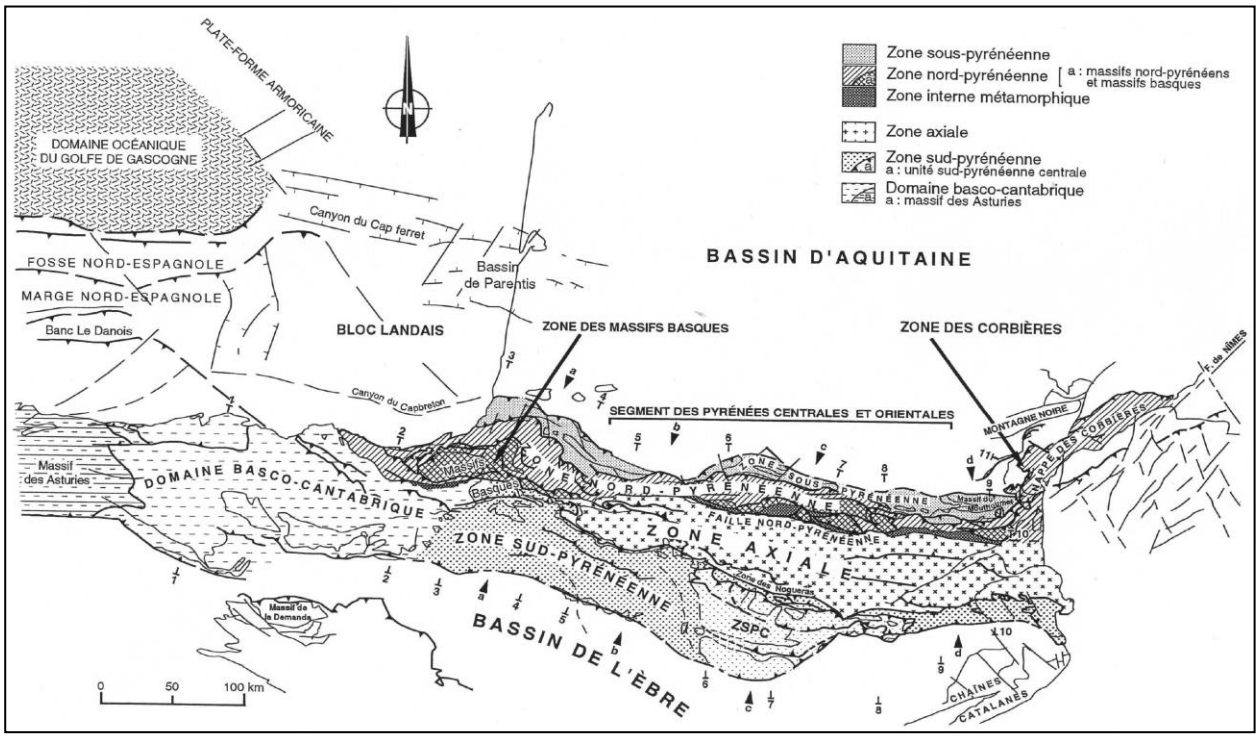


Figure 2 - Carte structurale schématique des Pyrénées présentant les principaux domaines structuraux de la chaîne et la localisation des coupes structurales de la figure suivante (Choukroune et Mattauer, 1978)

La Zone nord-pyrénéenne (ZNP)

Elle est située entre deux accidents majeurs que sont la faille nord-pyrénéenne (FNP), au sud, et le chevauchement frontal nord-pyrénéen (CFNP), au nord (Déramond et al., 1990 et Grandjean, 1994). Elle est représentée par du matériel mésozoïque plissé, incluant le flysch d'âge crétacé supérieur, et des blocs paléozoïques déracinés, correspondant aux massifs nord-pyrénéens. La ZNP, absente à l'affleurement dans la partie occidentale, correspond à la relique des bassins de

rift ouverts au Crétacé inférieur et refermés lors de l'édification de la chaîne pyrénéenne. Un métamorphisme de haute température hérité caractérise la partie sud de la ZNP (correspondant à la zone interne métamorphique-ZIM). Ce domaine a subi un raccourcissement très important pendant l'orogenèse pyrénéenne, en particulier dans les premiers stades de la convergence (Mouthereau et al., 2014).

La Zone axiale (ZA)

Elle correspond à l'empilement d'unités crustales dans le cœur de la chaîne, selon des chevauchements à vergence sud.

La Zone sud-pyrénéenne (ZSP)

Elle correspond au domaine d'avant-pays inclus dans le prisme orogénique. Elle est constituée d'une série de bassins empilés par des chevauchements de couverture (*fold and thrust belt*), mais dont la mise en place est en relation avec les chevauchements crustaux de la Zone axiale. Le **Bassin de l'Ebre** correspond au bassin d'avant-pays sud-pyrénéen, non intégré dans le prisme orogénique.

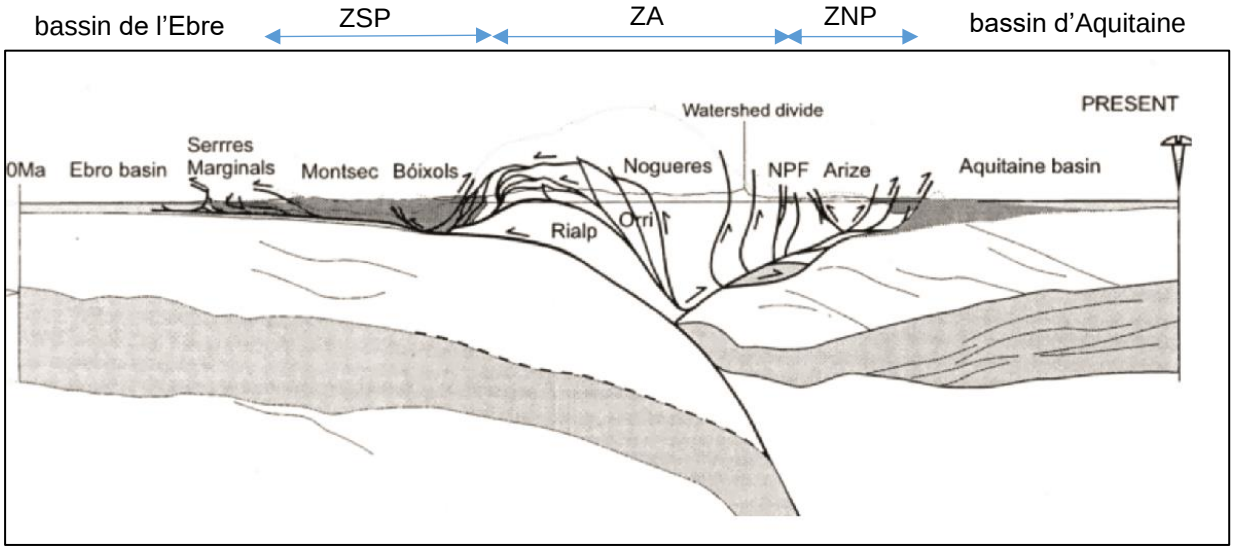


Figure 3 - Coupe N-S au niveau des Pyrénées centrales (profil Ecors, d'après Munoz, 1992), à travers la chaîne pyrénéenne, montrant la répartition des différentes zones et leur style structural respectif

Le bassin d'Aquitaine est limité au sud par le chevauchement frontal nord-pyrénéen, il s'agit d'un bassin sur croute continentale peu amincie, affecté par un faible raccourcissement au cours de l'orogenèse. Au sud, plusieurs chevauchements impliquant le socle jalonnent la Zone nord-pyrénéenne et sa limite avec le bassin d'Aquitaine.

1.2. STRUCTURE ET EVOLUTION ANTE-CRETACE-SUPERIEUR DU BASSIN D'AQUITAINE

La Figure 8 montre la profondeur de la base du Tertiaire. Outre la forte épaisseur au front de la chaîne pyrénéenne, qui est en relation directe avec la charge produite par la chaîne pyrénéenne, de nombreuses variations locales d'épaisseurs sont visibles, montrant l'existence de multiples structures : chevauchements, rides et différents sous-bassins, qui ont joué au cours du Tertiaire. Ces structures résultent de l'histoire anté-Crétacé supérieur que nous présentons ici très rapidement (Figure 4).

Très schématiquement, la chaîne varisque résulte du rapprochement et de la collision de deux grandes plaques : (1) le bloc de la Laurentia, au nord et (2) le bloc du Gondwana, au sud. La subduction des zones océaniques évolue en collision au Dévonien et au Carbonifère. Le front varisque sud (Figure 5) se situe à proximité de la flexure celtaquitaine, qui influencera, par la suite, le dépôt des unités triasiques et la subsidence du bassin. Les autres traits structuraux majeurs sont les décrochements, issus de l'évolution tardi-varisque avec en particulier le sillon houiller qui se prolonge dans la faille de Villefranche-de-Rouergue - Toulouse. Certains auteurs (Burg et al., 1994) interprètent la faille nord-pyrénéenne également comme un décrochement varisque. Des décrochements de moindre ampleur, d'orientation NE-SW et NW-SE, jalonnent la croûte du bassin d'Aquitaine et sont réactivés durant l'histoire mésozoïque.

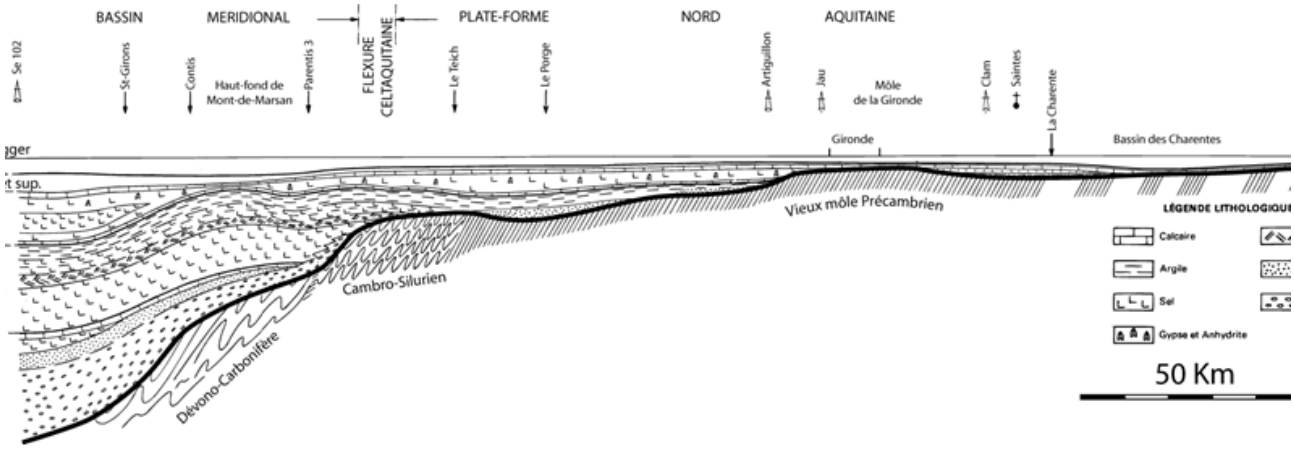


Figure 4 - Coupe schématique du Trias et du Jurassique, le long de la façade atlantique (BRGM et al., 1974), montrant le pincement des unités triasiques sur la flexure celtaquitaine

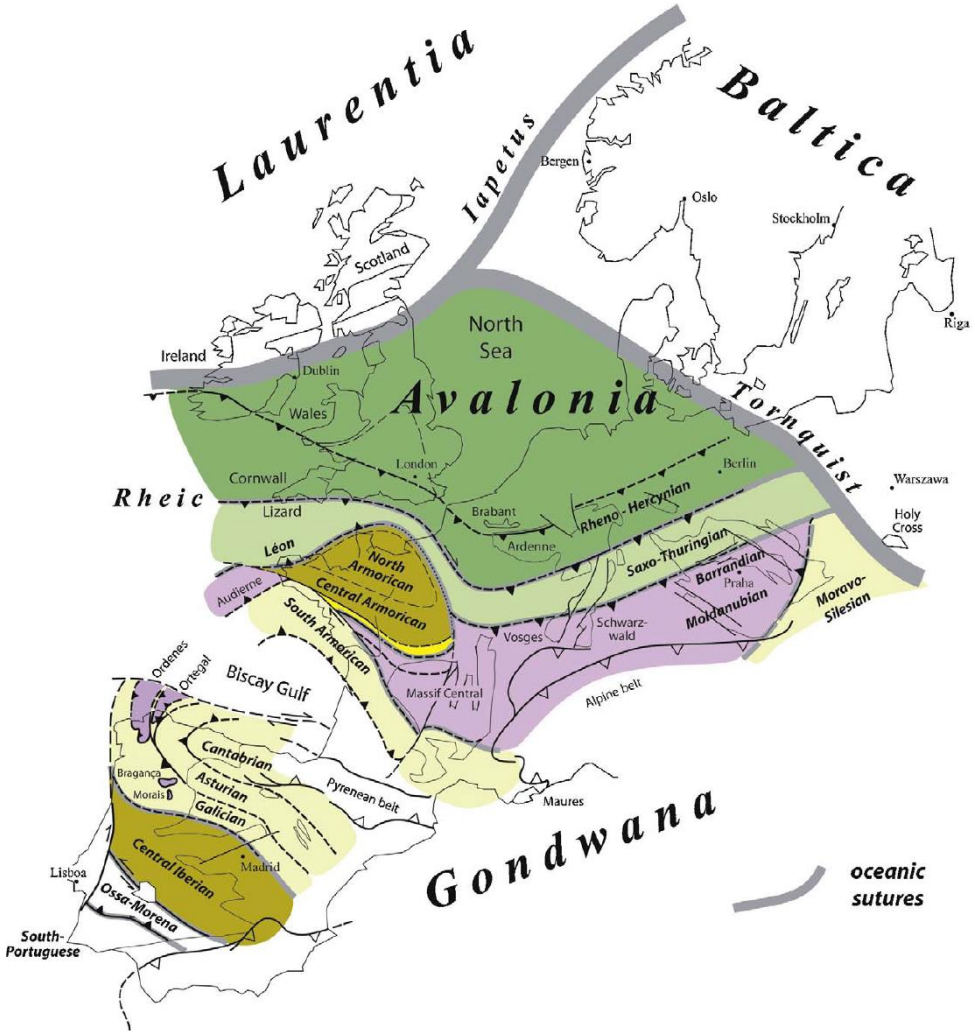


Figure 5 - Principaux domaines varisques (d'après Ballèvre et al., 2009)

Le bassin d'Aquitaine enregistre, depuis le Trias, les mouvements relatifs des plaques ″Ibérie″ et ″Eurasie″ (Choukroune, 1976 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Curnelle et al., 1980 ; Brunet, 1983 ; Curnelle, 1983 ; Brunet, 1991 ; Olivet et al., 1996-b ; Rosenbaum et al., 2002 ; Sibuet et al., 2004 ; Vissers et Meijer, 2012) et son évolution est fortement contrôlée par les structures héritées de l'histoire hercynienne des Pyrénées.

L'évolution géodynamique du bassin comporte au moins cinq stades majeurs, dont certaines limites doivent encore être précisées :

- stade de "rifting" intracontinental (Trias à Hettangien),
- stade de bassin intracratonique (Lias moyen au Tithonien),
- stade extensif à transtensif (Néocomien à Aptien terminal/Intra Albien ?),
- stade transpressif - compressif (Santonien au Maastrichtien ?),
- stade compressif (Paléocène ? à actuel).

Le rifting triasique entraîne une forte subsidence qui induit l'accumulation d'une forte épaisseur de dépôts salifères triasiques dans la partie sud du bassin d'Aquitaine. De nombreuses déformations, remobilisant le sel, ont lieu dans la suite de l'histoire du bassin, incluant des

déformations diapiriques dans différents domaines et le long des chevauchements dont le niveau de décollement se situe sur le sel triasique. Le long de la flexure celtaquitaine, la plus faible épaisseur d'évaporites limite ces remobilisations.

L'évolution du bassin d'Aquitaine au Crétacé inférieur est fortement contrôlée par l'extension, qui se traduit en particulier par l'ouverture du Golfe de Gascogne, mais également par la structuration des marges ibérique et eurasiatique, l'ouverture de nombreux bassins hyper-étirés à l'emplacement de la Zone nord-pyrénéenne, ainsi que dans le bassin de Parentis. Ces bassins hyper-étirés n'atteignent pas l'océanisation et se distribuent de façon plus ou moins complexe dans la continuité orientale du Golfe de Gascogne (Tugend et al., 2013).

L'extension affecte également le bassin d'Aquitaine, à un degré moindre, mais créé plusieurs sous-bassins individualisés (Arzacq, Tartas, Mirande), subissant une extension plus faible et séparés par différents accidents sur leurs bordures, qui pour nombre d'entre eux seront réactivés durant la compression. L'extension est en outre associée à un jeu important des structures diapiriques particulièrement prononcé entre la région de Dax et le littoral actuel.

1.3. COMPRESSION DU CRETACE SUPERIEUR AU TERTIAIRE

Le déplacement relatif de l'ensemble Afrique et Ibérie par rapport à l'Eurasie (Olivet, 1996 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Macciavelli et al., 2017) induit, à partir du Crétacé supérieur, une convergence entre l'Ibérie et l'Europe et la compression dans la chaîne pyrénéenne. Une phase de compression d'âge crétacé supérieur est documentée particulièrement à l'est de la chaîne pyrénéenne (Billotte, 1985 ; Verges et al., 2001 ; Rougier et al., 2016) dans un domaine qui se prolongeait vers l'est dans le domaine pyrénéo-provençal. Un consensus existe actuellement pour faire démarrer la compression au moins au cours du Santonien supérieur, bien que des travaux récents rapportent des déformations d'âge coniacien dans la Zone axiale (Andrieu et al, 2021).

Plusieurs auteurs (Rougier et al., 2016 ; Grool et al., 2019) identifient, dans le bassin d'Aquitaine, une période de plus faible déformation, entre la fin du Maastrichtien et la fin du Paléocène (66-56 Ma). Les raisons de cette période de faible déformation restent débattues (transmission *far field*, Dielforder et al., 2019), processus interne dans la chaîne (Waldner et al., 2021) et croissance de la partie sud de la chaîne (Mouthereau et al., 2014), ou ralentissement cinématique majeur (Jolivet et al., 2021).

Le début de l'Eocène marque la mise en place de la phase majeure de la compression pyrénéenne. Elle est bien identifiée dans les Corbières, où des variations de subsidence et des discordances progressives prennent place à partir de l'Yprésien inférieur (Christophoul et al., 2003). Dans la partie ouest (Pays basque), les premières évidences ne sont pas rapportées avant le Lutétien supérieur (Razin, 1989), montrant un diachronisme est-ouest dans l'évolution de la chaîne. L'évolution de la chaîne est marquée par deux grandes étapes (Figure 6, Figure 7) :

- l'inversion de la Zone nord-pyrénéenne (ancienne zone amincie pendant le Crétacé inférieur), qui se déroule du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen,
- une période de collision marquée par la croissance de la Zone axiale, par empilement de nappes successives à partir de l'Eocène supérieur (40 Ma environ) et jusqu'à l'Oligocène.

Tout comme l'amorce de la compression au Crétacé supérieur, le soulèvement de la Zone axiale, en relation avec la collision, montre un diachronisme d'est en ouest. Débutant durant le Bartonien (plus tôt selon certains auteurs) dans la partie orientale, il se produit principalement à l'Oligocène à l'ouest.

L'âge de la fin de la compression pyrénéenne se situe aux alentours de la fin de l'Oligocène. Des déformations sont rapportées dans le versant sud-pyrénéen jusqu'au début du Miocène (19-20 Ma - Burdigalien) (Labaume et al., 2016 ; Jolivet et al., 2007). Ortiz et al. (2020) montrent une variation importante de subsidence, avec un soulèvement du bassin d'avant-pays au Chattien (25 Ma) qu'ils interprètent comme la fin de la période syn-orogénique dans le bassin d'Aquitaine.

L'ensemble des évènements extensifs et compressifs, ainsi que l'héritage varisque, induisent des déplacements verticaux importants et une forte variabilité spatiale, bien visible dans la carte isohypse du Tertiaire (Figure 8). Cette carte présente les différentes structures du bassin auxquelles il sera référé lors de l'étude.

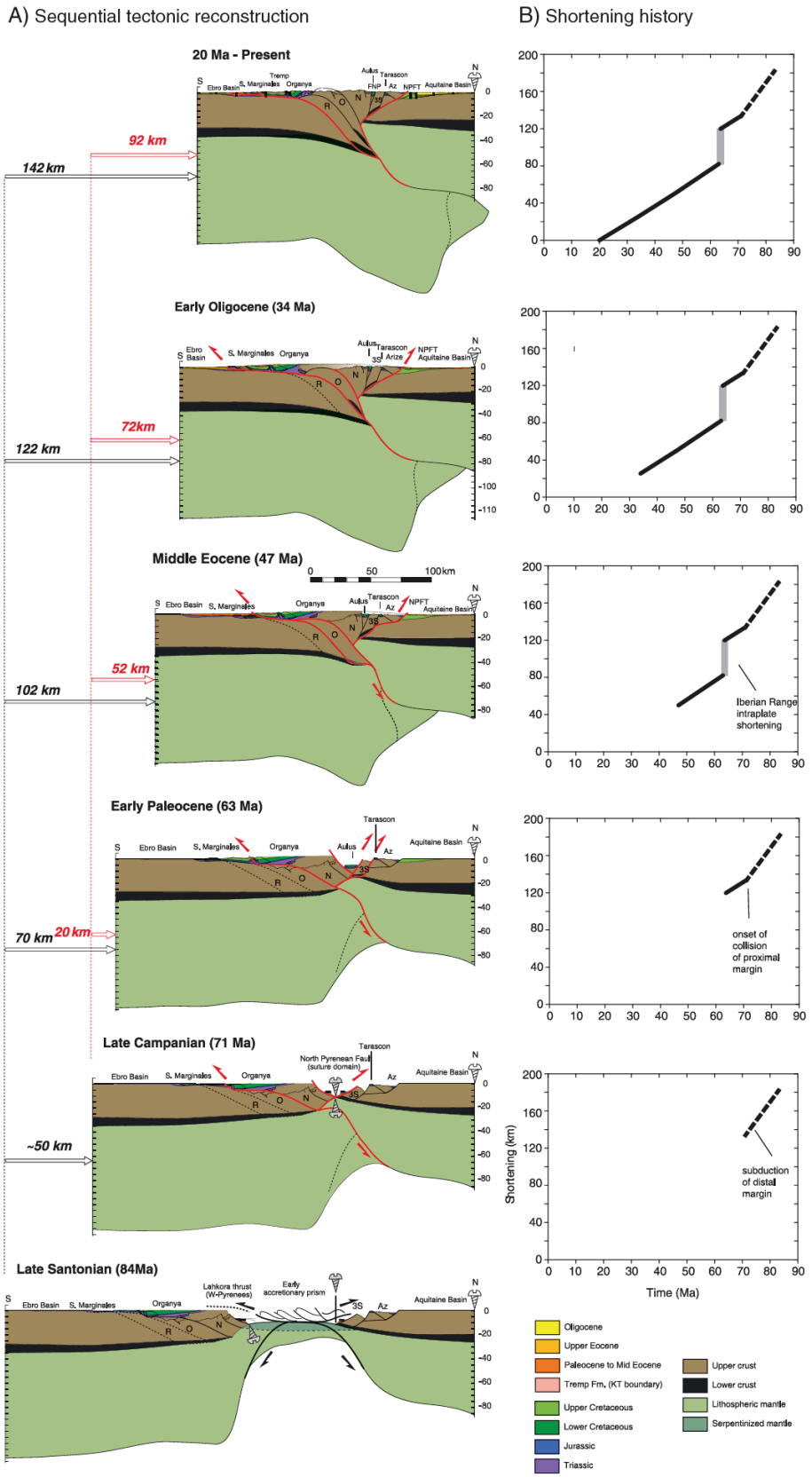


Figure 6 - Coupe restaurée au niveau de la coupe Ecors, dans la partie centrale des Pyrénées (Mouthereau et al., 2014)

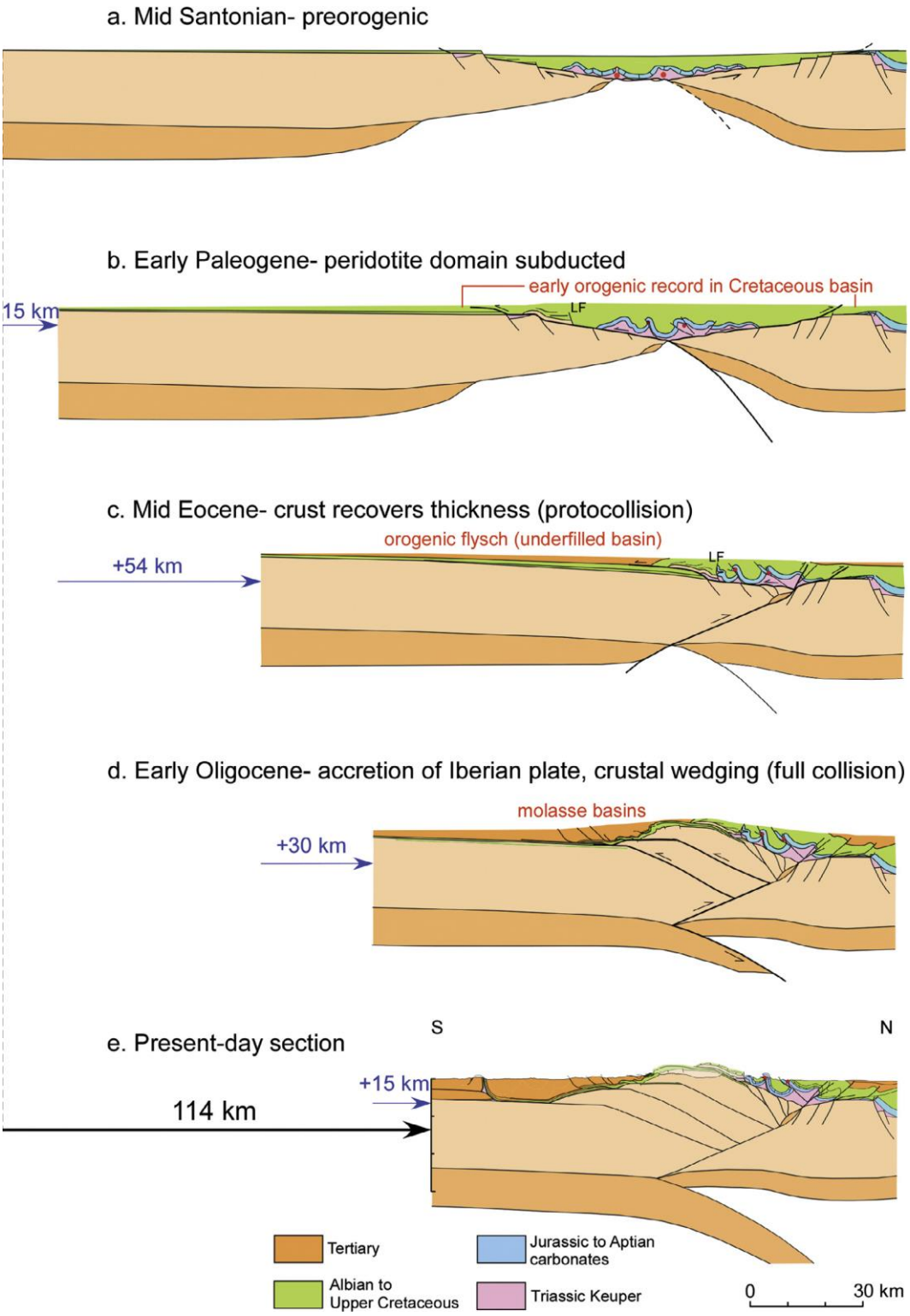


Figure 7 - Coupe restaurée au niveau de la partie ouest centrale des Pyrénées (Teixell et al.,2016)

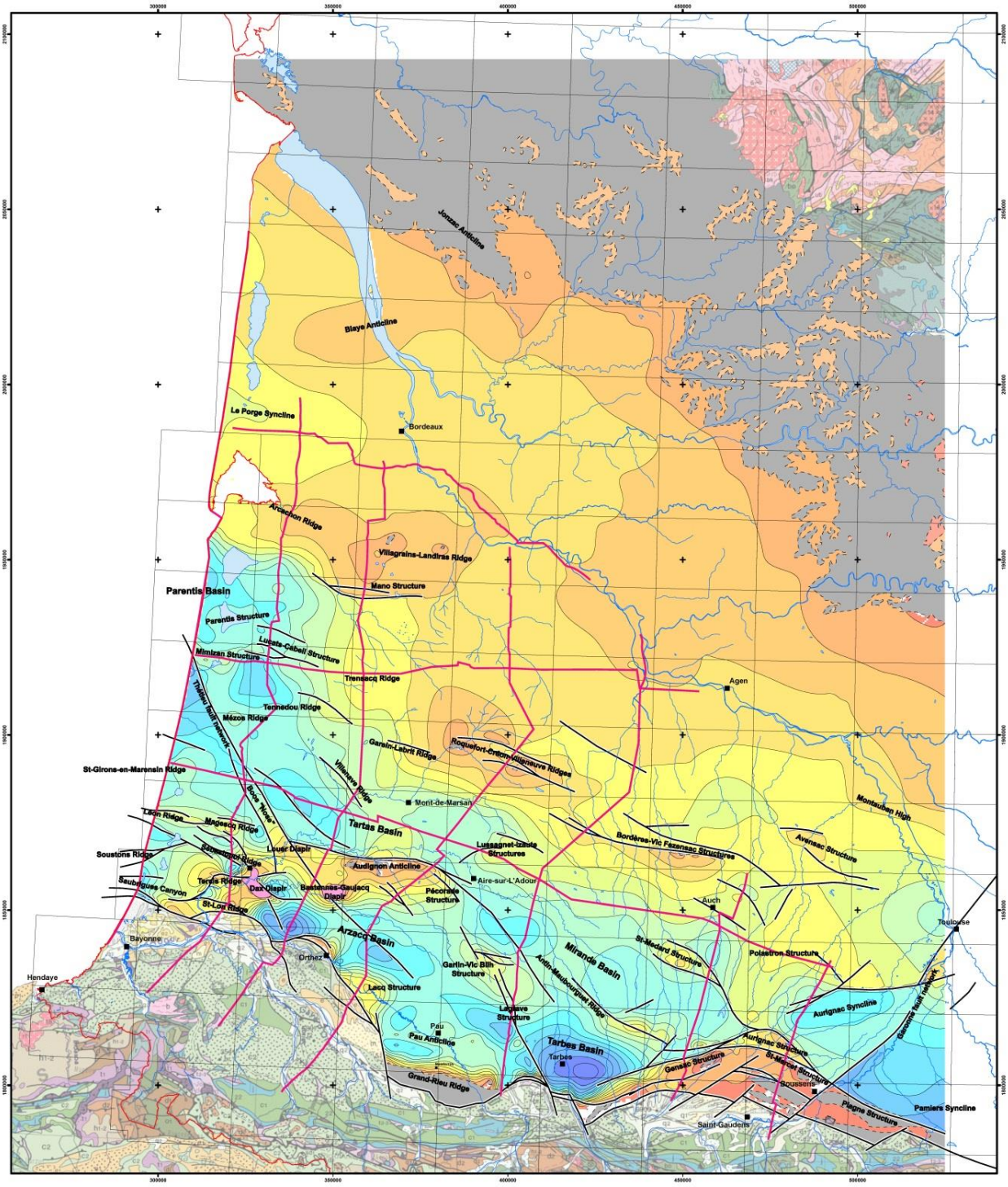


Figure 8 - Carte isohypse du Bassin aquitain (Serrano et al., 2006), avec identification des principales structures, rides et sous-bassins

2. Données disponibles et acquises durant le projet

2.1. DONNEES SISMIQUES UTILISEES : COLLECTE, STATUTS, VOLUME

Le bassin d'Aquitaine, au Tertiaire, constitue l'avant-pays nord de la chaîne des Pyrénées. Il est affecté par des structures compressives, souvent complexes. Ce domaine a largement été exploré par l'industrie pétrolière avec des découvertes gazières majeures. De nombreuses données de forages profonds et de sismique-réflexion sont donc disponibles. Concernant les forages, ils sont principalement localisés sur les structures anticlinales qui constituent les pièges pétroliers. Ce positionnement préférentiel est pénalisant pour reconstituer les géométries du bassin en domaine structuré. C'est pour cette raison que le BRGM a lancé un premier programme de retraitement de profils sismiques en 2003, ayant abouti à la synthèse géologique aquitaine (Serrano et al., 2006). Malgré le retraitement et l'interprétation de 1 800 km de profils sismiques, il s'est avéré que, dans l'optique de la réalisation d'un modèle géologique 3D, il serait nécessaire de densifier ce maillage sismique.

Le projet GAIA, et en particulier son volet ″Géologie″ a pu bénéficier des données retraitées par le BRGM en 2003. Le maillage a été ensuite densifié pour atteindre un total de 6 633 km, grâce à différentes sources de données (Figure 8) :

- des retraitements complémentaires, effectués par le BRGM, afin de remplir la mission de connaissance du sous-sol métropolitain ;
- l'achat de données traitées, au format SEGY (version migration) auprès de Total, réalisé également dans le cadre de la mission de connaissance du sous-sol métropolitain ;
- des profils sismiques TEREGA, retraités dans le cadre du projet PIPC (Projet Intégrité Puits / Couverture), mis à disposition par TEREGA ;
- des profils retraités dans le cadre du projet GAIA ;
- des profils vectorisés dans le cadre du projet GAIA ;
- des profils retraités par des opérateurs ayant quitté le domaine minier français, disponibles au BEPH.

Le chapitre suivant sera consacré au détail de ces différentes sources de données.

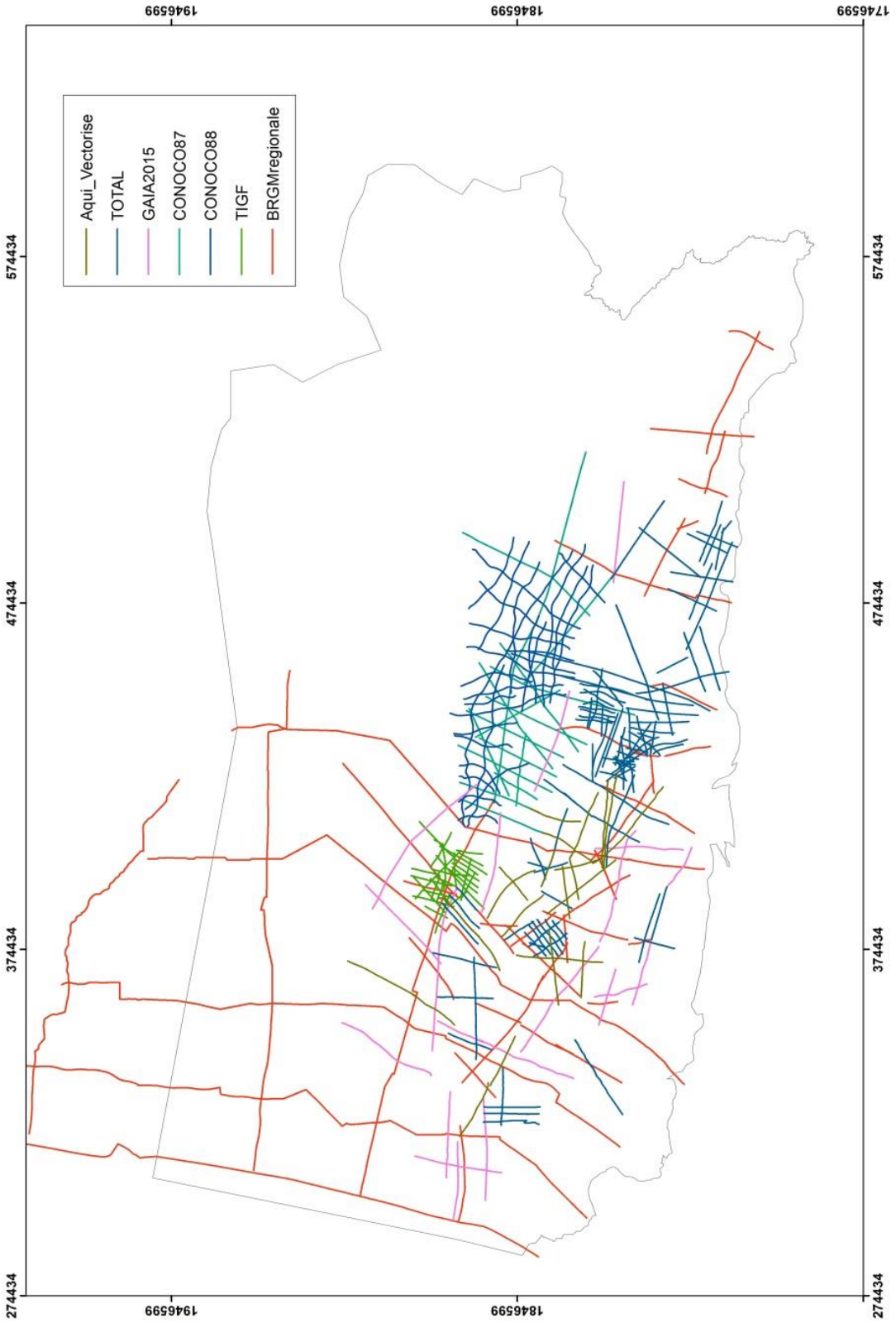


Figure 9 - Carte de position des différentes sources de données sismiques, mises à disposition du projet GAIA

2.1.1. Profils sismiques retraités par le BRGM

Dans le cadre de la synthèse concernant le bassin d'Aquitaine (2006) et de la mission de connaissance du sous-sol national, le BRGM a procédé, en 2003, 2005, 2011 et 2014, au retraitement d'un certain nombre de profils sismiques, afin de densifier le maillage des données. Ces retraitements représentent 2 450 km de profils sismiques mis à disposition du projet GAIA. La liste des profils est synthétisée dans le Tableau 1 et la Figure 9 (BRGM Régional).

OPERATEUR	LIGNE	LONGUEUR		OPERATEUR	LIGNE	LONGUEUR
BRGM	70AG1U1	51,40		BRGM	85AUD10	16,05
BRGM	71CG3N	12,25		BRGM	85AUD19	29,60
BRGM	71CG3S	12,84		BRGM	85CAS7	8,77
BRGM	73CB5_73CB	20,04		BRGM	85LAQ42	17,32
BRGM	76XY06	39,20		BRGM	85LAQ44	14,75
BRGM	76XY10	17,70		BRGM	85LAQ46	15,37
BRGM	77CBE6	6,63		BRGM	85SAV6	13,73
BRGM	77LOR02	9,56		BRGM	86SVG43	29,42
BRGM	78ESC2	13,22		BRGM	86SVG50	20,05
BRGM	78MRE2	15,60		BRGM	AG2B02	13,76
BRGM	78PLA03	6,73		BRGM	CB2Y10	11,00
BRGM	79CBE11	10,35		BRGM	CB2Y8	7,68
BRGM	79LAQ11	14,19		BRGM	FV07	30,30
BRGM	79LAQ12	11,07		BRGM	GV17	19,30
BRGM	79LUF04	14,05		BRGM	GV23	15,14
BRGM	80ARC01	15,88		BRGM	LR11	228,08
BRGM	80CBE10	5,10		BRGM	MT118	22,23
BRGM	80MIR01	38,94		BRGM	NB10	25,55
BRGM	80MIR04	14,34		BRGM	REGIONALE1	212,43
BRGM	80POQ6	10,80		BRGM	REGIONALE1	156,11
BRGM	81GN07	14,92		BRGM	REGIONALE2	189,74
BRGM	81LAQ14	9,07		BRGM	REGIONALE3	181,97
BRGM	82MLN04	12,12		BRGM	REGIONALE4	193,03
BRGM	82MLN131	6,72		BRGM	REGIONALE5	171,65
BRGM	82SVG04	10,07		BRGM	REGIONALE6	81,55
BRGM	82SVG09	26,17		BRGM	REGIONALE7	55,59
BRGM	83SVG14	15,63		BRGM	REGIONALE9	123,36
BRGM	83SVG25	16,25		BRGM	SAU1Y02	10,36
BRGM	84SVG29	24,30		BRGM	SS17	35,68
BRGM	84TUR07	25,27				

Tableau 1 - Liste des profils retraités par le BRGM

2.1.2. Profils sismiques acquis auprès de TOTAL

Après sa fusion avec Elf Aquitaine, l'entreprise TOTAL dispose d'une importante quantité de profils sismiques acquis dans le domaine d'étude. Une demande de recherche de ces données, au format SEGY, version migration-temps, a été adressée à TOTAL pour 465 profils sismiques *onshore* et 142 profils *offshore*. Pour la majorité de ces lignes, TOTAL ne disposait soit que de versions papier, soit de versions de traitements intermédiaires ou de *stacks*. Ainsi, seulement 103 profils sismiques, en version migration-temps, ont pu être collectés. Ils permettent toutefois une densification du maillage sismique dans la partie centrale du bassin et au front des Petites

Pyrénées. Ces retraitements représentent 1 800 km de profils sismiques mis à disposition du projet GAIA. La liste des profils est synthétisée dans le Tableau 2 et la Figure 9 (« TOTAL » en l égende de la figure).

OPERATEUR	LIGNE	LONGUEUR		OPERATEUR	LIGNE	LONGUEUR
TOTAL	71-CG-03N-RT	12,28		TOTAL	82LMB-002	10,09
TOTAL	71-CG-03S-RT	12,54		TOTAL	82MLN-004	11,82
TOTAL	71-CG-07-RT	27,30		TOTAL	82MLN-006	15,87
TOTAL	71-CG-11-RT	15,39		TOTAL	82MLN-007	20,66
TOTAL	71-CG-13N-RT	38,85		TOTAL	82SVG-003	9,84
TOTAL	71-CG-13S	20,51		TOTAL	82SVT11	25,74
TOTAL	71-CG-14-RT	20,88		TOTAL	84TUR-003	15,73
TOTAL	71-CG-15-	17,38		TOTAL	84TUR-004	15,04
TOTAL	71-CG-17N-RT	26,72		TOTAL	84TUR-005	13,16
TOTAL	71-CG-17S	13,92		TOTAL	84TUR-007	8,89
TOTAL	71-CG-19-RT	9,84		TOTAL	85AUD-004	13,33
TOTAL	71-CG-20-RT	12,56		TOTAL	85AUD-010	16,06
TOTAL	71-CG-21E-RT	12,16		TOTAL	85AUD-013	18,95
TOTAL	71-CG-21W-RT	4,32		TOTAL	85AUD-019	29,62
TOTAL	75XY-001	20,86		TOTAL	86-SVG-42-R	28,12
TOTAL	75XY-002	21,13		TOTAL	86-SVG-45-R	15,44
TOTAL	75XY-003	18,70		TOTAL	86-SVG-49-R	23,24
TOTAL	75XY-007	27,51		TOTAL	88CHEL-001	10,56
TOTAL	77-CBE-03-RT	15,43		TOTAL	88CHEL-002	23,93
TOTAL	77-CBE-04-RT	24,75		TOTAL	88CHEL-003	9,72
TOTAL	77-CBE-09-RT	37,43		TOTAL	88CHEL-004	15,51
TOTAL	77CBE15	12,62		TOTAL	88CHEL-005	12,31
TOTAL	77CBE17	5,69		TOTAL	88CHEL-006	13,56
TOTAL	78-CBE-03-RT	11,52		TOTAL	88CHEL-007	14,16
TOTAL	78-CBE-05-RT	11,27		TOTAL	88CHEL-008	13,90
TOTAL	78-ESC-02-RT	13,21		TOTAL	88CHEL-009	13,36
TOTAL	79-CBE-02-RT	10,79		TOTAL	88CHEL-010	17,50
TOTAL	79-CBE-03-RT	9,09		TOTAL	88CHEL-011	18,71
TOTAL	79-CBE-04a-R	6,58		TOTAL	88CHEL-012	20,74
TOTAL	79-CBE-04b-R	6,99		TOTAL	91AZ-001bM	28,71
TOTAL	79-CBE-05-RT	9,31		TOTAL	91AZ-001MB	33,60
TOTAL	79-CBE-06-RT	11,48		TOTAL	91AZ-001MB	35,71
TOTAL	79-CBE-07-RT	5,27		TOTAL	91AZ-002MB	26,37
TOTAL	79-CBE-08-RT	12,99		TOTAL	91AZ-003MB	39,59
TOTAL	79-CBE-09-RT	11,31		TOTAL	91AZ-004MB	33,08
TOTAL	79-CBE-10-RT	16,17		TOTAL	91AZ-005MB	24,76
TOTAL	79-CBE-11-RT	10,34		TOTAL	91AZ-006MB	40,66
TOTAL	79-CBE-12-RT	11,45		TOTAL	91AZ-008MB	34,45
TOTAL	79-CBE-13-RT	25,13		TOTAL	91AZ-010MB	36,08
TOTAL	79-CBE-14-RT	9,53		TOTAL	91AZ-012MB	19,13
TOTAL	79CBE18	9,97		TOTAL	SS-03-RT	19,60
TOTAL	79ESC13	23,80		TOTAL	SS-03W-RT	14,76
TOTAL	80-CBE-08-RT	19,49		TOTAL	SS-04-RT	12,62
TOTAL	80-CBE-09-RT	17,86		TOTAL	SS-06-RT	12,69
TOTAL	80-CBE-12-RT	8,28		TOTAL	SS-07E-RT	19,06
TOTAL	80-CBE-13-RT	7,35		TOTAL	SS-08-RT	18,34
TOTAL	80-CBE-15-RT	7,22		TOTAL	SS-09-RT	15,39
TOTAL	80-CBE-16-RT	6,28		TOTAL	SS-14-RT	19,36
TOTAL	80-CBE-17-RT	9,99		TOTAL	SS-15-RT	18,22
TOTAL	80-CBE-18-RT	6,75		TOTAL	SS-16-RT	27,72
TOTAL	80-CBE-19-RT	5,96		TOTAL	SS-17-RT	35,39
				TOTAL	SS-19-RT	17,48

Tableau 2 - Liste des profils acquis auprès de TOTAL

2.1.3. Profils sismiques mis à disposition par TEREGA (ex TIGF)

Dans le cadre du projet PIPC (Projet Intégrité Puits / Couverture), et en amont de l'acquisition sismique 3D Lussagnet-Izaute, les profils anciens autour des structures avaient fait l'objet d'un retraitement en vue de l'actualisation du schéma structural. Ces 29 profils, d'un total de 309 km, ont été intégrés au projet GAIA et permettent une densification du maillage aux abords et au nord des structures (« TIGF » en légende de la Figure 9).

OPERATEUR	LIGNE	LONGUEUR		OPERATEUR	LIGNE	LONGUEUR
TIGF	03IZA-01	7,35		TIGF	81-MRE-03	8,13
TIGF	03LUS-01	7,21		TIGF	81-MRE-04	7,75
TIGF	03LUS-02	13,63		TIGF	81-MRE-05	8,16
TIGF	77-ARC-03	7,62		TIGF	AG1-V4	13,95
TIGF	77-ARC-04	11,86		TIGF	AG1-V5	11,85
TIGF	77-ARC-05	8,44		TIGF	AG1-V6	19,08
TIGF	77-MRE-05	9,45		TIGF	AG1-V9	20,69
TIGF	77-MRE-06	8,09		TIGF	AG1-Z1	11,87
TIGF	77-MRE-07	12,42		TIGF	AG1-Z2	10,59
TIGF	80-ARC-02	12,21		TIGF	AG1-Z3	11,22
TIGF	80-ARC-03	8,07		TIGF	AG2-B8	7,28
TIGF	80-ARC-05	9,87		TIGF	AG2-B9	12,26
TIGF	80-ARC-06	6,63		TIGF	MR1-U3	7,60
TIGF	81-MRE-01	10,76		TIGF	MR1-U4	15,92
TIGF	81-MRE-02	9,28				

Tableau 3 : Liste des profils mis à disposition par TIGF

2.1.4. Profils sismiques retraités et vectorisés dans le cadre du projet GAIA

Afin de densifier le maillage sismique, principalement dans la partie ouest du secteur d'étude, le BRGM a supervisé le retraitement sismique de 25 profils complémentaires, totalisant une longueur de 629 km (« GAIA 2015 » en légende de la Figure 9). En parallèle, dans des secteurs nécessitant d'assurer des croisements entre profils ou des compléments dans des zones peu déformées, une vectorisation au format SEGY de sections scannées, disponibles au BRGM, a été réalisée (« Aqui_Vectorise » en légende de la Figure 9). 25 profils totalisant 1 054 km ont ainsi pu être mis en cohérence avec l'ensemble des profils disponibles.

OPERATEUR	LIGNE	LONGUEUR		OPERATEUR	LIGNE	LONGUEUR
GAIA2015	71CG6	29,22		GAIA2015	85AUD05	14,60
GAIA2015	71CG7	27,05		GAIA2015	85AUD13	18,90
GAIA2015	74CB11	18,40		GAIA2015	85LAQ47	38,02
GAIA2015	74CB2	22,79		GAIA2015	AG1V10	47,40
GAIA2015	77MRE2	29,40		GAIA2015	AG1V3	31,64
GAIA2015	78GOA10	24,92		GAIA2015	CB1T20	25,44
GAIA2015	78GOA2	10,72		GAIA2015	CB1T20_A	24,40
GAIA2015	81LAQ17	16,89		GAIA2015	LAS_00_02	30,48
GAIA2015	82BUZ8	14,85		GAIA2015	LF2Z04	14,64
GAIA2015	82MLN6	35,56		GAIA2015	MR1U14	30,68
GAIA2015	83HBS02	30,52		GAIA2015	PT3Z10	25,54
GAIA2015	84MLN291	15,97		GAIA2015	PT3Z6	21,56
GAIA2015	SAU1V2	30,24				

Tableau 4 - Liste des profils retraités dans le cadre du projet GAIA

OPERATEUR	LIGNE	LONGUEUR		OPERATEUR	LIGNE	LONGUEUR
Profils vectorises	73TA1Y1	22,20		Profils vecto	82SVG2	17,24
Profils vectorises	75LB1A7	12,01		Profils vecto	83HBS3	16,00
Profils vectorises	77ESC1	16,43		Profils vecto	84TUR4	28,01
Profils vectorises	77LOR4	15,00		Profils vecto	85LAQ48	16,19
Profils vectorises	79ESC10	20,31		Profils vecto	85LAQ53	25,07
Profils vectorises	79ESC13	10,98		Profils vecto	86SVG40	18,24
Profils vectorises	79ESC3	12,57		Profils vecto	86SVG40b	6,98
Profils vectorises	79ESC6	15,38		Profils vecto	86SVG41	21,00
Profils vectorises	79LAQ7	21,69		Profils vecto	86SVG41b	6,70
Profils vectorises	80LMB10	13,83		Profils vecto	86SVG44	21,27
Profils vectorises	80LMB4	15,20		Profils vecto	86SVG44b	9,08
Profils vectorises	80LMB9	25,24		Profils vecto	86TB12	20,68
Profils vectorises	81HAB4	17,70				

Tableau 5 - Liste des profils vectorisés dans le cadre du projet GAIA

2.1.5. Profils sismiques d'opérateurs ayant quitté le domaine minier

Le BRGM assure, pour le compte de l'Etat, la mission de sauvegarde, d'archivage et de mise à disposition des données sismiques brutes, acquises par l'industrie pétrolière (Guichet H). Lorsqu'un opérateur quitte le domaine minier, il est tenu de remettre à l'administration une copie de l'ensemble des acquisitions. Dans certains cas, les opérateurs confient également à l'administration leurs données traitées ou retraitées. C'est le cas de la société CONOCO qui disposait d'un titre d'exploration dans le Gers, entre Nogaro et Auch. Les profils dont nous disposons *via* le Guichet H proviennent d'un retraitement de profils anciens (1987) et d'une acquisition réalisée par la société CONOCO en 1988. Pour ces profils, nous disposons de l'autorisation d'interprétation et d'intégration au modèle, recueillie auprès de l'opérateur. Ces profils sont les seuls disponibles dans le secteur d'Auch et sont donc fondamentaux. De plus, l'acquisition de 1988 est d'une qualité remarquable. 47 profils totalisant 1 445 km sont donc intégrés au projet d'interprétation (« CONOCO87 » et « CONOCO88 » en légende de la Figure 9).

OPERATEUR	LIGNE	LONGUEUR		OPERATEUR	LIGNE	LONGUEUR
CONOCO87	67GL1S1	37,56		CONOCO88	88-AU-08	18,89
CONOCO87	69MR1U1	27,72		CONOCO88	88-AU-09	34,77
CONOCO87	69MR1U10	44,24		CONOCO88	88-AU-10	15,38
CONOCO87	69MR1U11	27,93		CONOCO88	88-AU-11	29,58
CONOCO87	69MR1U12	27,80		CONOCO88	88-AU-12	21,81
CONOCO87	69MR1U13	24,97		CONOCO88	88-AU-14	33,15
CONOCO87	69MR1U2	38,67		CONOCO88	88-AU-15	19,35
CONOCO87	69MR1U6	25,03		CONOCO88	88-AU-16	19,93
CONOCO87	69MR1U7	30,29		CONOCO88	88-AU-17	30,50
CONOCO87	69MR1U8	31,19		CONOCO88	88-AU-18	32,81
CONOCO87	69MR1U9	32,25		CONOCO88	88-AU-20	39,42
CONOCO87	71CG13N	38,86		CONOCO88	88-AU-21	19,37
CONOCO87	71CG16	42,15		CONOCO88	88-AU-22	42,57
CONOCO87	71MR1W2	26,59		CONOCO88	88-AU-23	49,98
CONOCO87	71MRGLW3	44,40		CONOCO88	88-AU-24	31,35
CONOCO87	71MRGLW4	80,15		CONOCO88	88-AU-25	25,84
CONOCO87	74MR2Z1	14,64		CONOCO88	88-AU-26	26,90
CONOCO87	74MR2Z2	21,20		CONOCO88	88-AU-27	40,58
CONOCO88	88-AU-01	12,54		CONOCO88	88-AU-28	34,79
CONOCO88	88-AU-02	13,54		CONOCO88	88-AU-29E	53,86
CONOCO88	88-AU-03	11,81		CONOCO88	88-AU-29W	40,03
CONOCO88	88-AU-04	16,16		CONOCO88	88-AU-30	48,97
CONOCO88	88-AU-06	23,33		CONOCO88	88-AU-31	25,21
CONOCO88	88-AU-07	17,56				

Tableau 6 - Liste des profils retraités par Conoco (1987) et acquis par Conoco (1988), mis à disposition du projet GAIA

2.2. PUITS

2.2.1. Puits stratigraphiques

Des études précédentes ont permis de préciser la stratigraphie des dépôts du bassin d'Aquitaine, en particulier les travaux de Sztrakos et collaborateurs (1998 ; 2001 ; 2002 ; 2005 ;2010 ; 2017) à partir des données de surface et subsurface (Figure 10).

Ceci est complété par des données biostratigraphiques existant à l'affleurement, dans les Petites Pyrénées, les Corbières, les bassins de Castres et Albi, ainsi que localement dans des rides locales (diapir de Dax, Bastennes-Gaujacq, anticlinal d'Audignon). Une sélection des données de puits a été réalisée. Pour ces puits, les interprétations micropaléontologiques de K. Sztrakos ont été réactualisées et repositionnées dans les échelles biostratigraphiques actualisées.

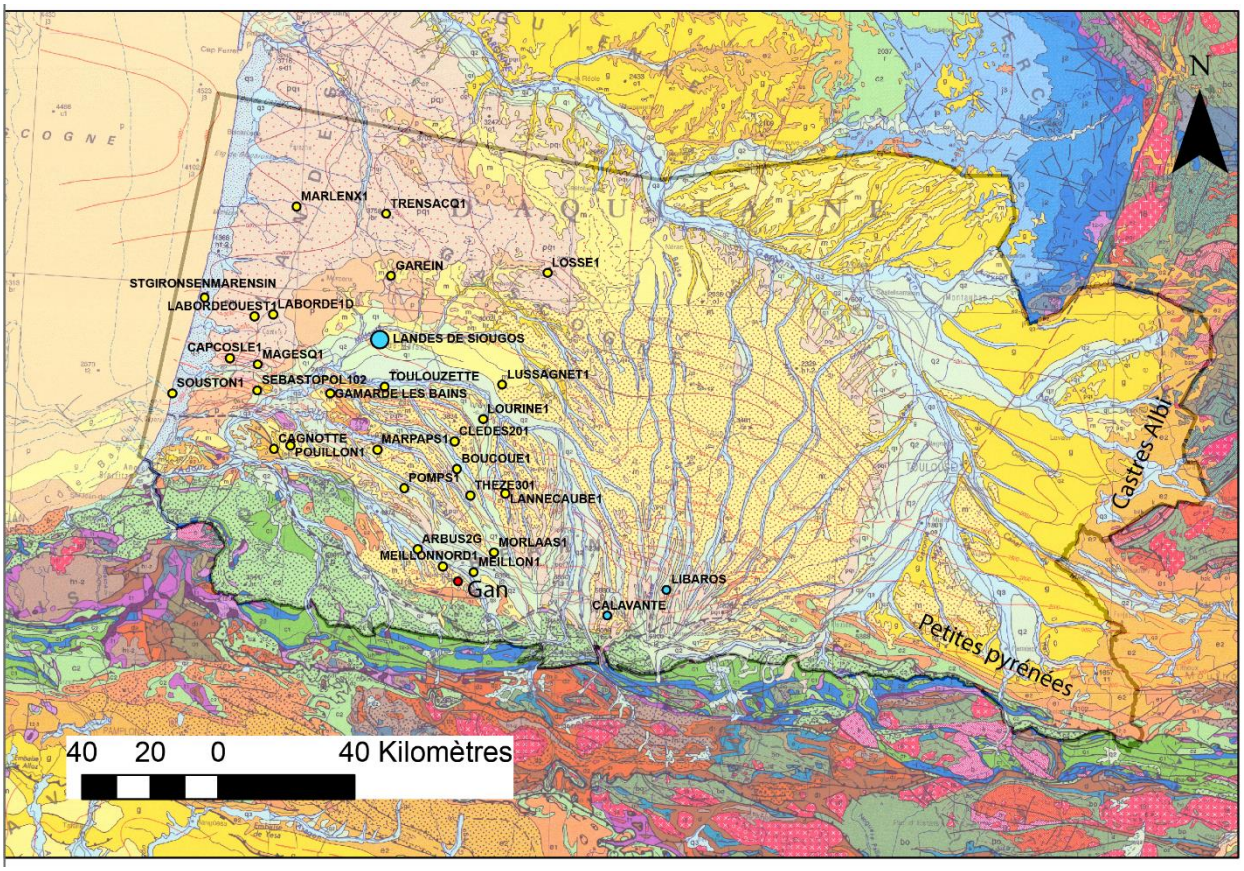


Figure 10 - Puits et zones d'affleurement disposant de données biostratigraphiques (en jaune, les données de forages communiquées par K. Sztrakos et réévaluées par EDARADATA)

2.2.2. Interprétation lithostratigraphique : nature, qualité, profondeur

Les puits utilisés dans le cadre du projet sont issus de la Banque de données du sous-sol (BSS) et notamment de la BD-Logs ou « logs validés » (LGV). D'un point de vue qualitatif, ces puits se distinguent par 2 niveaux de représentation (NR), correspondant à 2 niveaux de validation. On a ainsi les 2 NR suivants :

- **NR 1** : codage normalisé de la lithologie, de la stratigraphie et des noms de formations (c'est-à-dire une transcription des documents papier en donnée numérique),
- **NR 2** : codage issu d'une mise en cohérence spatiale (c'est-à-dire un codage basé sur une comparaison et des corrélations entre les puits) ; ce niveau correspondant à un indice de qualité maximum.

Dans l'emprise du projet, on comptabilise **3 021 LGV** possédant des niveaux de représentation (NR) 1 ou 2. Il a donc été nécessaire de sélectionner les puits utilisables pour le projet (NR2) et de compléter les puits incomplets ou présentant des incohérences avec les puits voisins (NR1). La Figure 11 ci-dessous présente la répartition des forages utilisés pour le projet, avec :

- en gris : les logs validés n'ayant pas d'information concernant le Paléogène et le Crétacé supérieur. Il s'agit notamment de forages peu profonds, sans intérêt pour le projet ;
- en vert : les logs validés dont le codage pour les formations du Paléogène et du Crétacé supérieur était complet et cohérent : **479 puits** ;

- en orange : les logs validés qui traversaient le Paléogène et le Crétacé supérieur, mais dont le NR était de 1 (absence des noms de formations lithostratigraphiques pour le Paléogène et le Crétacé supérieur, liée à l'absence de connaissance géologique ou à des erreurs de saisie) : **1 070 puits**.

Afin de compléter les zones du projet sans LGV, il a été nécessaire de sélectionner certains des 55 541 forages de la BSS qui n'étaient pas au format numérique et de les coder dans la BD-Logs (LGV). Bien qu'une sélection de ces forages (forages, puits, piézomètres, sondes géothermiques, forages inclinés de profondeur supérieure à 50 m) ait permis de densifier certaines zones, d'autres sont encore pauvres en données (Gers, Tarn et Haute-Garonne notamment). Cette tâche s'est effectuée en parallèle du projet GAIA, dans le cadre du projet Logiso. Les forages validés ont, par la suite, été enregistrés dans la BSS. Parmi ces forages, une partie a été sélectionnée et partiellement réinterprétée afin d'être utilisée pour la modélisation géologique.

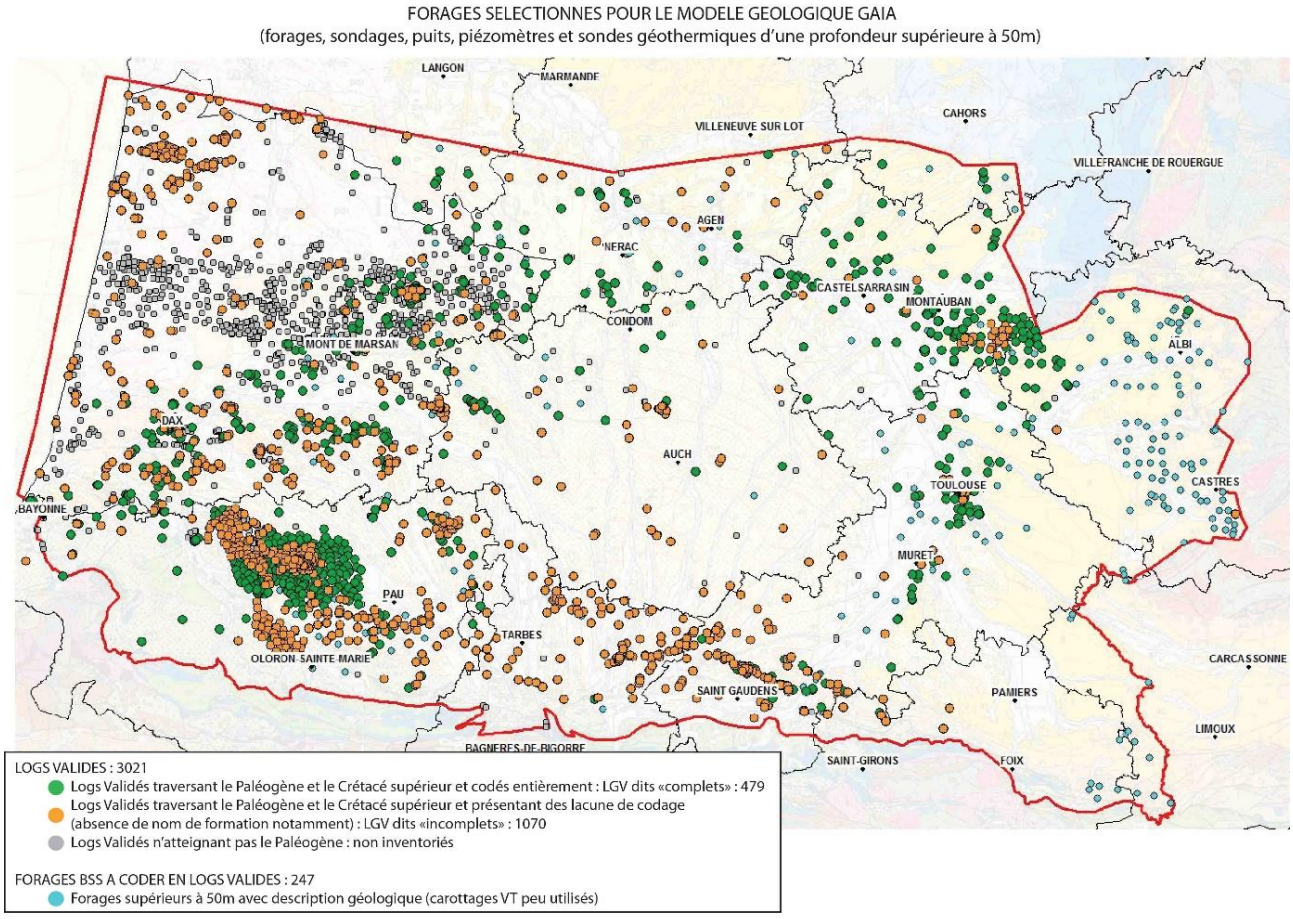


Figure 11 - Répartition des LGV disponibles pour le projet GAIA

La codification des LGV a été basée, entre autres, sur les travaux de Sztrakos (1995, 1998), la thèse de Serrano (2001) et les travaux de synthèse réalisés dans le cadre du projet GAIA.

NB : les Molasses néogènes ont été codées dans les forages pour permettre de modéliser leur base.

3. Méthodologie d'interprétation géologique

L'objectif du projet était de définir la géométrie des principales entités du Tertiaire et du Crétacé supérieur de la zone étudiée, en particulier en définissant la géométrie des principaux aquifères et aquitards.

Les géométries sont recomposées en définissant précisément la stratigraphie des principales entités et leurs variations latérales. Ceci nécessite une synthèse complète des données pour le Crétacé supérieur et le Tertiaire, qui découpe la série en périodes au cours desquelles les principales variations lithologiques et faciologiques (et donc les variations de propriétés-réservoirs) sont recomposées.

3.1. STRATIGRAPHIE ET GEOMETRIES DES DIFFERENTS INTERVALLES (FORAGES)

Sont nécessaires en premier lieu :

- Des données stratigraphiques, en particulier biostratigraphiques, qui permettent de caler les âges des séries étudiées et fournissent un premier argument de corrélation entre elles.
- Une identification des principaux contenus sédimentologiques et lithologiques des différents intervalles de temps, qui peuvent être retranscrits sous forme de description en faciès ou d'ensembles lithostratigraphiques (formation, membre).
- L'identification de lignes-temps corrélables à travers l'ensemble du bassin, qui permettent de découper le remplissage sédimentaire suivant les principaux évènements enregistrés (déformation d'origine tectonique, variations du niveau marin, du climat…). Cette étape utilise les concepts de la stratigraphie séquentielle (Vail et al., 1977 ; Van Wagoner et al., 1988, 1991 ; Homewood et al., 1992 ; Catuneanu et al., 2006 ; Embry et al., 2009), en identifiant les grandes discontinuités sédimentaires liées à des phases de chute du niveau marin relatif (*Sequence Boundary*-SB), des phases de maximum de régression (MRS-*Maximum Regression Surface*) ou des phases de maximum de transgression (MFS-*Maximum Flooding Surface*).
- Ces surfaces sont corrélées, de forage en forage, en utilisant les données diagraphiques, et pointées en face de la sismique sur la base (1) du calage fourni par les puits projetés sur la sismique et (2) des géométries des différents horizons qui permettent d'identifier des surfaces séquentielles, s'appuyant sur une interprétation en stratigraphie sismique (Mitchum et al., 1977). Ceci permet d'identifier les principales lignes-temps, leur géométrie et les principales variations de faciès et de lithologie à l'intérieur de ces géométries.
- Etant donné le grand nombre de forages utilisés dans le projet GAIA, dont de nombreux forages ne comportant pas de diagraphie (permettant une identification précise des faciès sédimentaires en fonction de leur signature pétrophysique et une corrélation des puits), et devant la difficulté de réaliser des interpolations de faciès à l'échelle du bassin entier, il a été décidé d'utiliser les formations lithostratigraphiques pour la restitution dans le modèle. Ceci a nécessité de réaliser une harmonisation des formations en définissant les lignes-temps principales limitant ces formations ou groupes de formation.

3.2. INTERPRETATION SISMIQUE

Une fois les principales discontinuités identifiées en forage, un important travail de pointé sismique, pour l'ensemble des données sismiques disponibles, a été nécessaire (10 000 km) ; celui-ci a été réalisé à deux échelles :

1- un pointé de détail sur un choix de lignes sismiques, qui a permis :

- de comprendre dans le détail les différentes géométries sédimentaires, leur évolution et les mécanismes qui les contrôlent (déformation, chute du niveau marin) ;
- de porter une attention particulière à la géométrie des niveaux aquifères et à leur connexion interne (par exemple : connexion des différents niveaux sableux d'une formation à dominante sableuse) ou avec d'autres niveaux aquifères ;
- d'identifier les déformations structurales principales et de les caractériser en termes d'âge et de style structural.

Plusieurs de ces lignes sismiques sont présentées dans le rapport afin de montrer, de façon intégrée, les principales géométries.

2- un pointé systématique des principaux horizons identifiés sur l'ensemble des lignes sismiques.

Cette étape est indispensable pour contraindre, en 3D, la géométrie des principales surfaces modélisées. Une difficulté importante est due au fait que les différentes lignes utilisées étaient issues de différentes campagnes et surtout de différents processus de retraitement sismique, pour certains relativement incomplets. En conséquence, de nombreuses lignes présentent des décalages plus ou moins importants entre des horizons sismiques similaires. Après constat, un important travail de recalage des différentes lignes sismiques a dû être effectué. Il a été réalisé en pointant un niveau-repère facilement identifiable sur les différentes lignes, puis en recalant l'ensemble des lignes à partir de ce niveau. Le niveau choisi est la base du Tertiaire. Cette tâche, très consommatrice en temps, a permis de disposer d'une base de données sismiques bien mieux calée et harmonisée, ce qui était un pré-requis pour l'extraction d'horizons aux fins de modélisation. Outre le pointé des horizons, un schéma structural a été réalisé sur la base de l'interpolation des tracés de failles pointés sur les différents profils.

L'ensemble des données interprétées de forages et sismiques a ensuite été intégré dans le modèle géologique, dont la construction est détaillée en dernière partie du présent document. En outre, la synthèse réalisée a permis de questionner les géométries et propriétés pétrophysiques des différents aquifères à l'échelle du bassin d'Aquitaine dans son ensemble, de même que la relation géométrique entre les aquifères et les possibilités de recharge par les différentes entités à l'affleurement.

4. Crétacé supérieur du bassin d'Aquitaine

Cette partie a pour objectif de présenter les géométries sédimentaires et faciès du Crétacé supérieur, et l'implication de ces résultats sur l'hydrogéologie et les échanges avec les aquifères d'âge tertiaire.

Dans un premier temps, il sera détaillé l'évolution du contexte géodynamique du bassin, au cours du Crétacé supérieur, et il sera défini la série-type dans sa partie centrale. Il sera ensuite présenté les différentes séries, par zones géographiques (Figure 12) : bordure nord, bassin de l'Adour, extrême sud, bordure est.

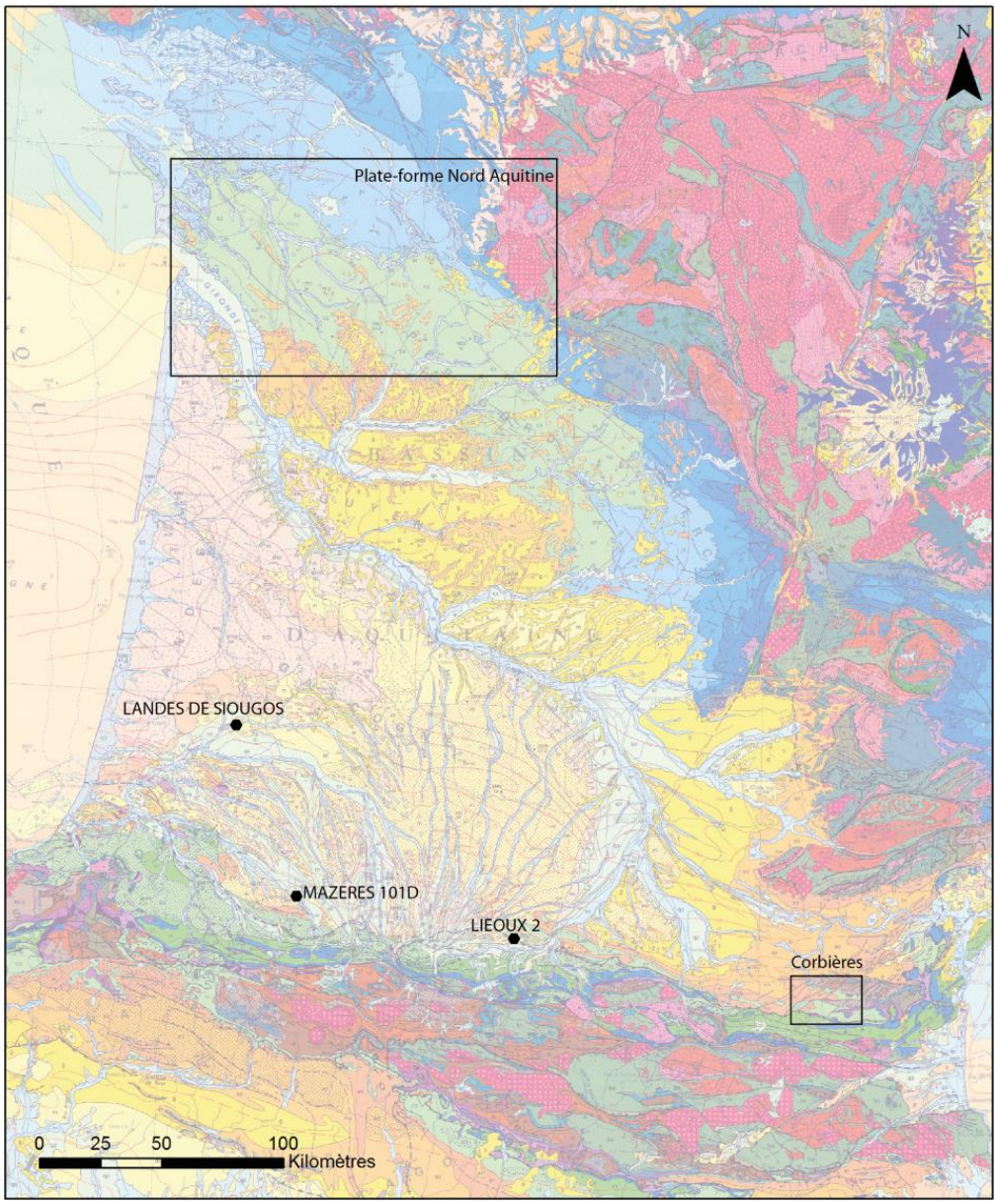


Figure 12 - Localisation des différentes coupes-types dans le Bassin aquitain, sur un extrait de la carte 1 M de la France : plateforme nord-aquitaine (d'après Platel, 1987, 1996), Corbières (d'après Bilotte, 1985), Landes de Siougos (flexure celtaquitaine ; d'après Serrano, 2001), forages de Mazères et Lieoux pour la partie sud-aquitaine (cette étude)

Une fois ce cadre établi, le travail d'interprétation sera détaillé, au travers de transects diagraphiques, d'un profil sismique et leur synthèse dans des cartes isopaques. L'harmonisation du découpage lithostratigraphique qui en découle sera également présentée.

Pour finir, une discussion permettra de lier tous ces travaux et de les inscrire dans un contexte plus global et orienté vers la thématique de réservoir.

4.1. EVOLUTION GENERALE, SERIES-TYPE ET COUPES REGIONALES

4.1.1. Evolution générale et évènements au cours du Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur est une période charnière de l'histoire du Bassin aquitain, puisqu'elle est la transition entre un régime extensif NE-SW, d'âge aptien supérieur, et la convergence avérée au cours du Tertiaire. Elle voit dans l'ensemble se développer une plateforme carbonatée centrée sur la partie nord, un bassin profond au sud (à remplissage de flyschs) hérité de l'extension du Crétacé inférieur et pour finir des édifices deltaïques dans le secteur oriental, au cours de la seconde moitié du Crétacé supérieur (Campanien-Maastrichtien) (Figure 13 et). Ces grands ensembles seront discutés au travers des coupes régionales.

L'histoire d'âge crétacé supérieur du Bassin aquitain fait suite à un évènement majeur à l'Aptien supérieur, avec la phase de rifting (Aptien-Cénomanien inférieur), responsable d'un étirement et d'un amincissement crustal selon des directions NE-SW, qui conduit à l'ouverture du Golfe de Gascogne. L'accrétion océanique qui en résulte s'étale jusqu'au Santonien supérieur - Campanien avec l'anomalie magnétique 34 (Boillot, 1984) ; cependant les reconstitutions cinématiques de l'Ibérie montrent une entrée en convergence avec l'Europe entre 90 Ma (Olivet, 1996) et 83,5 Ma (Macchiavelli et al., 2017). La relaxation thermique de la lithosphère, en réponse au rifting apto-albien, entraîne la mise en place d'une subsidence dite thermique (Desegaulx et Brunet, 1990). Si dans le Bassin aquitain, la principale phase de déformation pyrénéenne est attribuée au Tertiaire (Eocène), les géométries reconstituées durant cette étude permettent de discuter la déformation au cours du Crétacé supérieur et l'implication sur les dépôts sédimentaires.

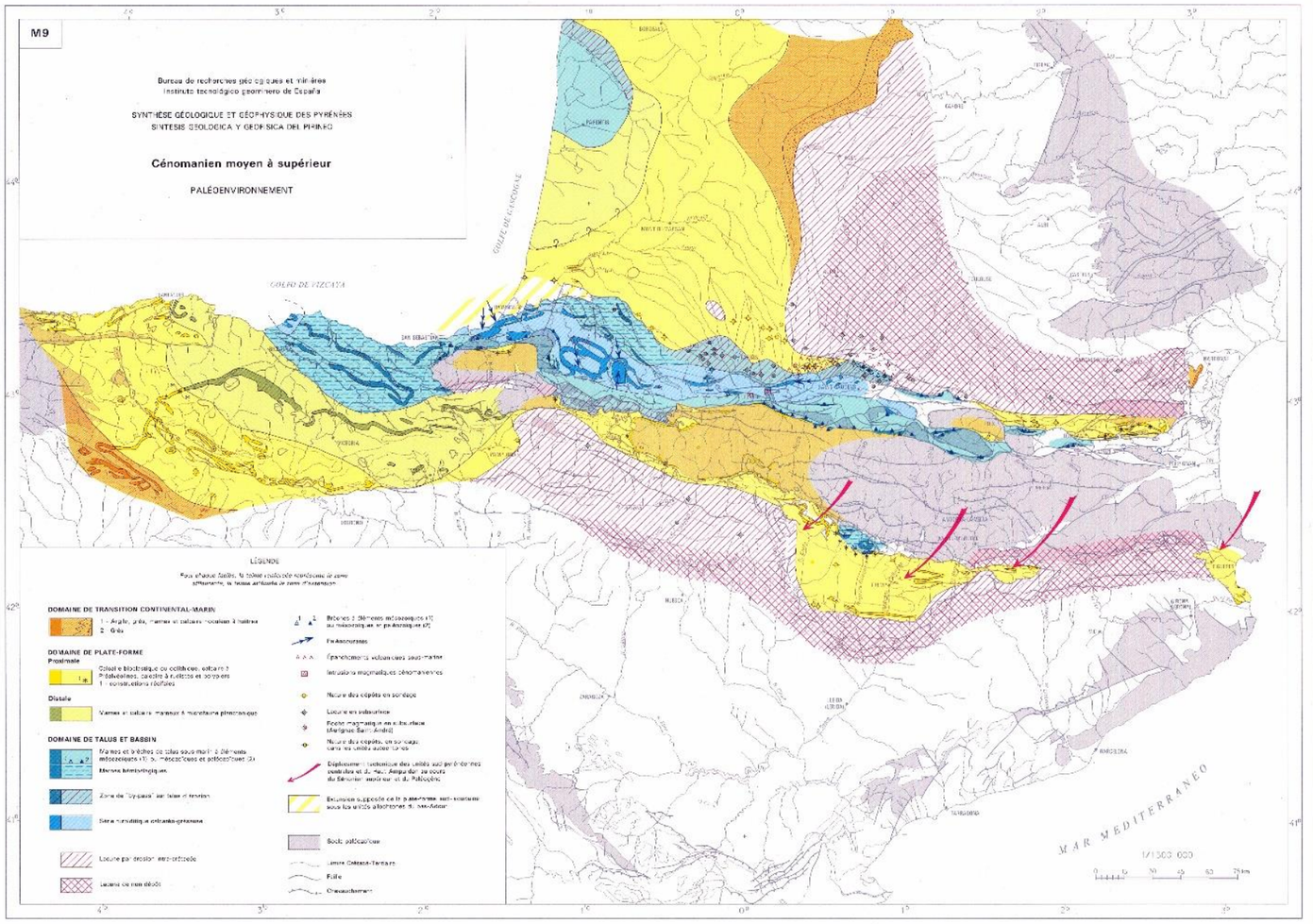


Figure 13 - Paléogéographie au Cénomanien moyen à supérieur (Synthèse Pyrénées BRGM AGSO IGME, 2018) ; les bassins de rift de la Zone nord-pyrénéenne constituant des environnements profonds turbiditiques

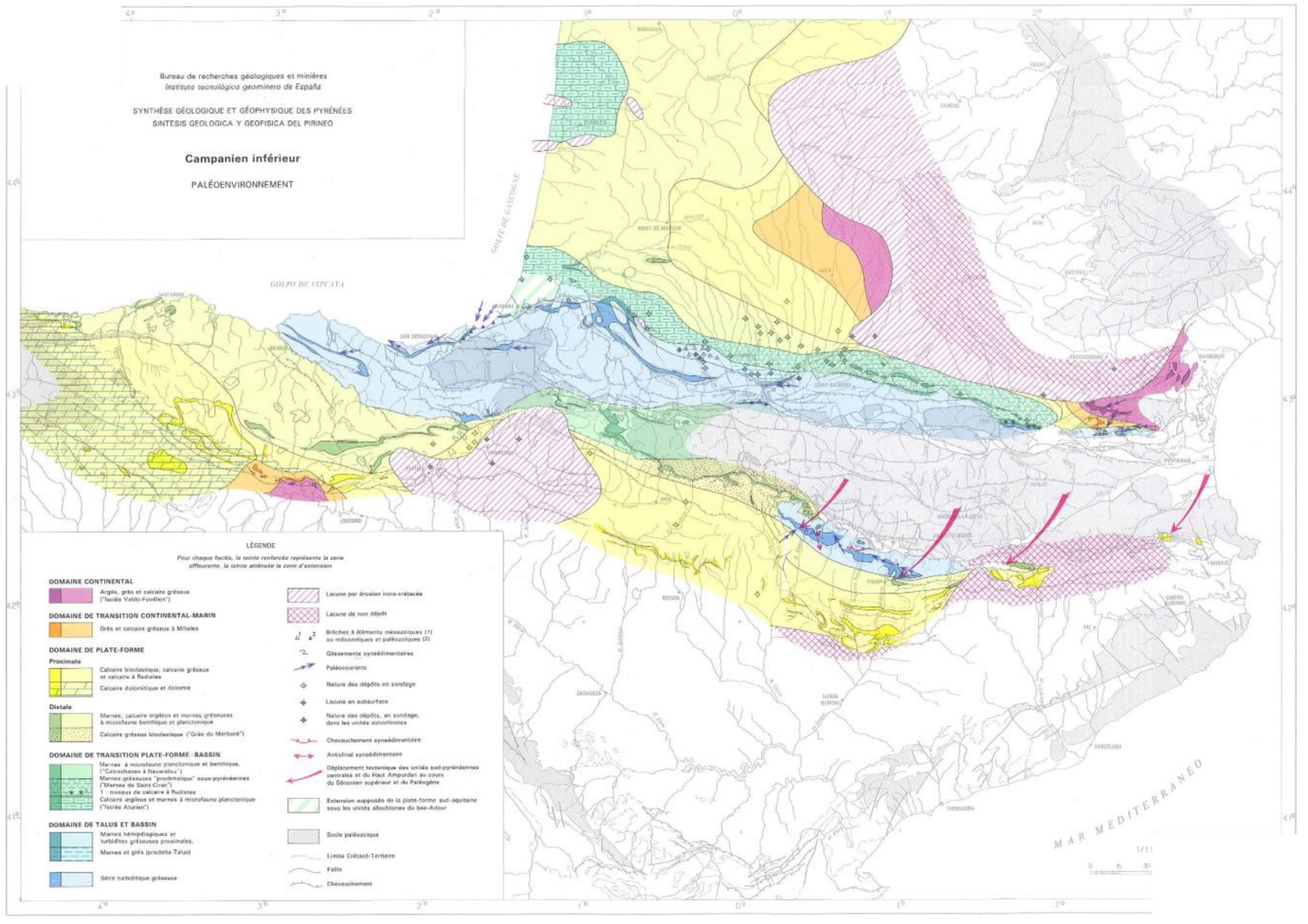


Figure 14 - Paléogéographie au Campanien inférieur (Synthèse Pyrénées BRGM AGSO IGME, 2018) ; 3 grands ensembles figurant dans le Bassin aquitain : une plateforme carbonatée au nord, un sillon profond au front des Pyrénées et des édifices deltaïques à l'est dans les Corbières

a) Enregistrement de la convergence dans les Pyrénées

La phase de rifting, d'âge apto-albien, matérialisée par une sédimentation syn-rift et le jeu de failles normales, est scellée par les dépôts discordants du Cénomanien, contraignant ainsi l'âge du rifting (Berastegui et al., 1990). Dans le versant sud, il faut attendre le Santonien supérieur - Campanien pour rencontrer les premières évidences compressives avec la réactivation en failles inverses des structures normales mises en place (ou jouant) à l'Albien (Puigdefabregas et al., 1992) et le soulèvement de la Zone axiale (Andrieu et al., 2021). Par la suite, la mise en place d'un bassin subsident, affecté par une tectonique salifère importante (Lopez Mir et al., 2014), se manifeste dès le Santonien ; subsidence qui s'accentue au Santonien supérieur - Campanien avec l'accumulation de 6 000 m de flyschs dans la partie nord des bassins sud-pyrénéens, ce qui pourrait traduire la mise en place d'un bassin flexural (Puigdefabregas et al., 1992 ; Simo, 1986 ; Andrieu et al., 2021). A l'est des Pyrénées, le Campanien est marqué par une première phase de déformation plicative (Puigdefabregas et Souquet, 1986) témoignant clairement d'un régime compressif, manifeste à l'est.

Au Maastrichtien, les chevauchements progressent en direction du sud (Verges et Garcia-Senz, 2001) et les turbidites (flyschs) déposées dans le bassin flexural, d'âge campano-maastrichien, laissent place, dans la partie sommitale (Maastrichtien terminal), à des faciès continentaux fluvio-deltaïques (faciès garumniens) témoignant du comblement du bassin d'avant-pays (Mey et al., 1968 ; Vinciguerra, 2020).

b) Enregistrement des évènements sur la plateforme nord-aquitaine

Les travaux de Platel (1987, 1996) font état d'un certain nombre d'évènements d'âge crétacé supérieur sur la plateforme nord-aquitaine. Ils témoignent donc d'une relative instabilité du Bassin aquitain au cours de la transition ouverture-convergence. Les premières manifestations post-rift s'enregistrent au Turonien moyen, avec la mise en place de hauts fonds et d'une discordance angulaire sur les dépôts du Cénomanien-Turonien sous-jacents. C'est au cours du Turonien supérieur que la plateforme nord (PFN) enregistre le principal évènement du Crétacé supérieur, qui se surimpose à une chute eustatique (Haq et al., 1987). Cet épisode se caractérise par l'émersion et la karstification de la bordure nord du bassin, et plus localement (Charentes) par la mise en place de vallées incisées. Au même moment, le Massif Central est érodé, générant des épandages depuis la bordure est (Massif Central) en direction de l'ouest. Le Turonien supérieur voit également la mise en place de la faille de Bordeaux favorisant l'effondrement du bloc nord-arcachonnais (Platel., 1996).

Il faut attendre le Santonien supérieur pour voir une seconde manifestation tectonique importante, avec le soulèvement de la partie nord-est de la plateforme aquitaine et son effondrement au sud-ouest. Les périphéries nord-est du bassin subissent à nouveau une forte érosion dont les produits de démantèlement constituent de vastes épandages détritiques progradant vers l'ouest. Enfin la régression maastrichtienne est caractérisée par un diachronisme nord-sud que Platel (1996) explique par un basculement initié à la bordure nord et nord-est de la plateforme, responsable d'une régression plus précoce au nord (Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur) qu'au sud (Maastrichtien supérieur) (Figure 15).

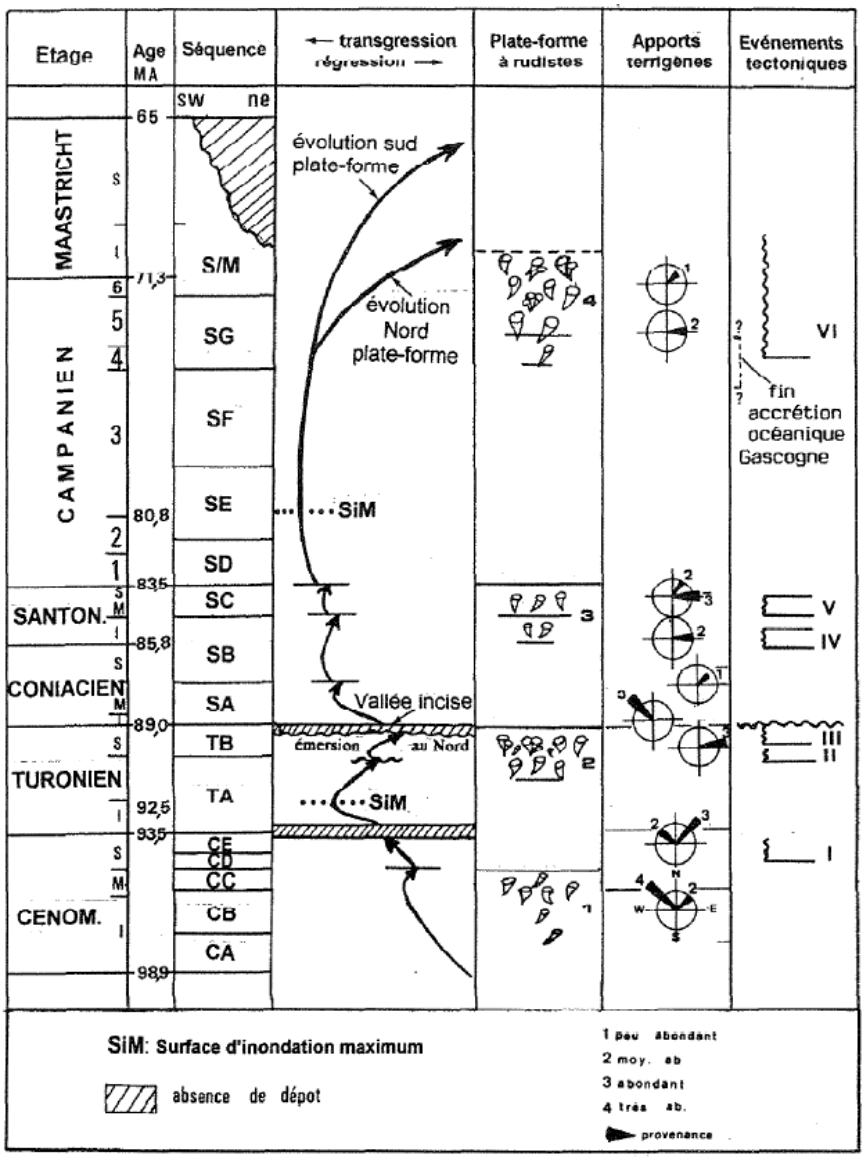


Figure 15 - Evolution générale et évènements tectoniques au cours du Crétacé supérieur du nord de l'Aquitaine (Platel, 1996)

c) Découpage séquentiel sur la plateforme nord-aquitaine

Platel (1987,1996) a identifié deux grands cycles transgressifs/régressifs de second ordre (Figure 15). Le premier cycle reposant en discordance sur le Jurassique, entaillé par des vallées incisées, est d'âge cénomano-turonien et le second d'âge coniacien à maastrichtien. Ils sont séparés par une discontinuité majeure fini-turonienne d'origine eustatique (Haq et al., 1987) et tectonique (Figure 15).

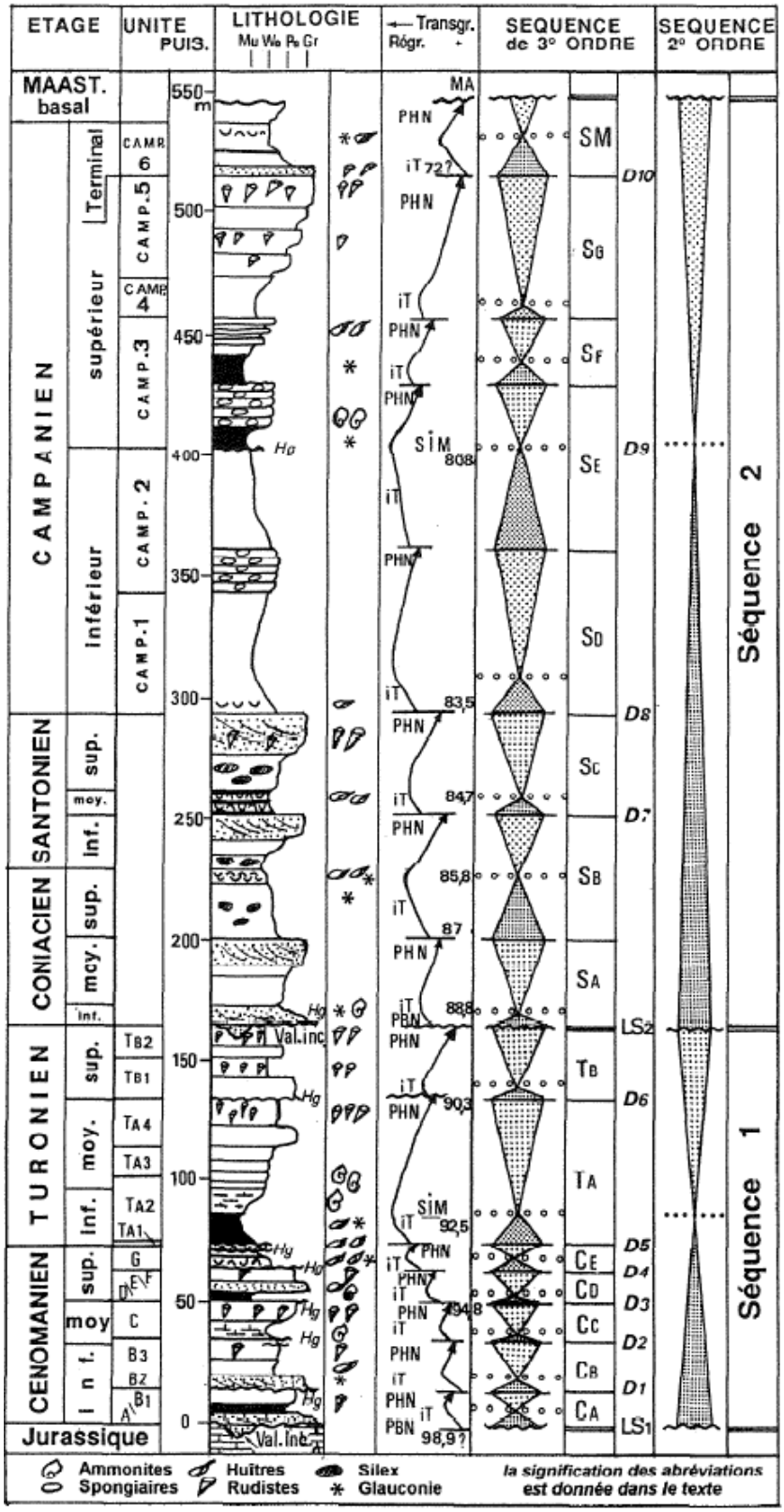


Figure 16 - Log-type de la plateforme nord-aquitaine (Platel, 1996) : les séries s'organisant en 2 grands cycles transgressifs/régressifs de second ordre, relativement symétriques, et séparés par une surface de discontinuité qui reflète un épisode de déformation majeure au Turonien terminal

Le 1er cycle, d'âge cénomano-turonien (8 Ma), montre dans sa partie inférieure une grande tendance transgressive matérialisée par des *onlaps* successifs vers le nord jusqu'à la limite Turonien inférieur - moyen, inondant progressivement tout le domaine nord-aquitain. On notera l'installation de récifs à rudistes dans les phases de haut niveau marin, alors que se développent des faciès détritiques dans les intervalles transgressifs. Le demi-cycle régressif (Turonien moyen - supérieur) se caractérise par le développement de bioconstructions à rudistes très diversifiées. Le toit de ce cycle est marqué par une surface karstifiée et bréchique témoignant de l'émersion de la plateforme nord-aquitaine où le Coniacien inférieur repose en discordance sur cette surface. A l'est, dans le Périgord, le Turonien supérieur est marqué par de vastes épandages détritiques en provenance du Massif Central, et les futurs anticlinaux de la plateforme nord-aquitaine (Jonzac, La Tour-Blanche, Périgueux) commencent à se structurer avec la mise en place de hauts fonds à faciès plus grossiers.

Le 2nd cycle, d'âge coniacien à maastrichtien (23 Ma), débute au Coniacien basal par la transgression de dépôts silico-clastiques sur la plateforme exondée (localement incisée) cénomano-turonienne. La sédimentation se poursuit par une alternance entre des grès littoraux chenalisés alternant avec des faciès gréso-glauconieux, des marnes à huîtres. Des faciès crayeux s'intercalent, caractérisant les intervalles transgressifs (principalement au Santonien). Ces alternances définissent autant de cycles de troisième ordre. La transgression se poursuit jusqu'à la fin du Campanien inférieur avec la mise en place de faciès crayeux à spongiaires surmontés par un niveau condensé (*hardground*) marquant la surface d'inondation maximale (SIM ou MFS) de ce cycle. Au Santonien moyen, l'est de la plateforme se serait soulevé, comme en témoigne la forte érosion des séries sous-jacentes. De même au Santonien supérieur, le nord-est de la plateforme se soulève pendant que le sud-ouest s'affaisse, et des épandages s'étendent largement depuis le Périgord en direction de l'ouest. A cette même époque, les hauts fonds mis en place au Turonien rejouent comme en témoigne la sédimentation peu profonde qu'ils abritent. Le demi-cycle régressif superposé (Campanien supérieur - Maastrichtien) débute par des marnes glauconieuses à céphalopodes, et à mesure que la tranche d'eau diminue, des biostromes à rudistes se mettent en place et terminent la série crétacée. On notera que les termes maastrichtiens sont absents de la bordure nord, en raison du continuum de surrection qui l'affecte depuis le Campanien.

d) Série-type du Crétacé supérieur du Bassin aquitain

Les travaux de Serrano (2001) concernant le bassin de l'Adour décrivent la série carbonatée-type du Crétacé supérieur du Bassin aquitain, en s'appuyant sur les données du puits de Landes de Siougos. Ce dernier est localisé sur la bordure de la flexure celtaquitaine. La série s'articule en 3 grands cycles de second ordre (Figure 17) : (a) cénomano-turonien, (b) coniacio-santonien et (c) campano-maastrichtien.

Le 1er cycle, d'âge cénomano-turonien (8 Ma), correspond aux formations lithostratigraphiques de Pilo et Jouansalles inférieure. Il débute par le dépôt de dolomies azoïques évoluant vers des grainstones bioclastiques à huîtres (*offshore* supérieur proximal) qui s'inscrivent dans une dynamique transgressive qui atteint son maximum (MFS) au Cénomanien terminal, avec la mise en place de faciès argileux plus profond. Ces niveaux correspondent au sommet de la formation de Pilo. Le demi-cycle régressif qui suit débute par des calcaires bioclastiques à lamellibranches et alvéolines (*wackstone*) très bioturbés, des structures de type HCS témoignant d'une dynamique de tempêtes. Le sommet du cycle est caractérisé par des faciès bioclastiques de plus en plus dolomitiques (*shoreface*) qui représentent les faciès les plus régressifs de ce cycle.

Le 2nd cycle, d'âge coniacio-santonien (6 Ma environ), comprend la partie supérieure de la formation de Jouansalles. Il débute par une surface de ravinement soulignant la base de l'intervalle transgressif. Les faciès qui suivent correspondent à des boues carbonatées

glauconieuses (*mudstone*/*wackestone*) très bioturbées, surmontées par des faciès plus argileux marquant l'inondation maximale du cycle à la limite Coniacien-Santonien (MFS). L'intervalle régressif superposé est caractérisé par une évolution vers des faciès de plus en plus bioclastiques, grossiers *(grainstone*) et plus ou moins silicoclastiques (*shoreface* au sommet).

Enfin, **le 3ème cycle, d'âge campano-maastrichtien (17 Ma environ),** correspond aux formations de Pé-Marie et Dumes. Il débute dans des faciès similaires aux faciès proximaux du Santonien terminal, qui évoluent vers des faciès bioclastiques (*grainstone*), des faciès de re-sédimentation (sables à bioclastes entiers et extraclastes), ainsi que des boues carbonatées très bioturbées. Ces derniers dépôts plus profonds caractérisent la surface d'inondation maximum (SIM ou MFS) du Campanien inférieur. La régression qui suit voit se mettre graduellement en place des calcaires bioclastiques (*wackstone*/*packstone*) plus ou moins dolomitiques à onchoïdes, voiles alguaires et gastéropodes, témoignant de l'installation d'un milieu marin protégé. Ces faciès correspondent à un comblement progressif au cours du Crétacé supérieur, depuis des dépôts de plateforme ouverte vers des dépôts de lagon, et des faciès restreints de lagon.

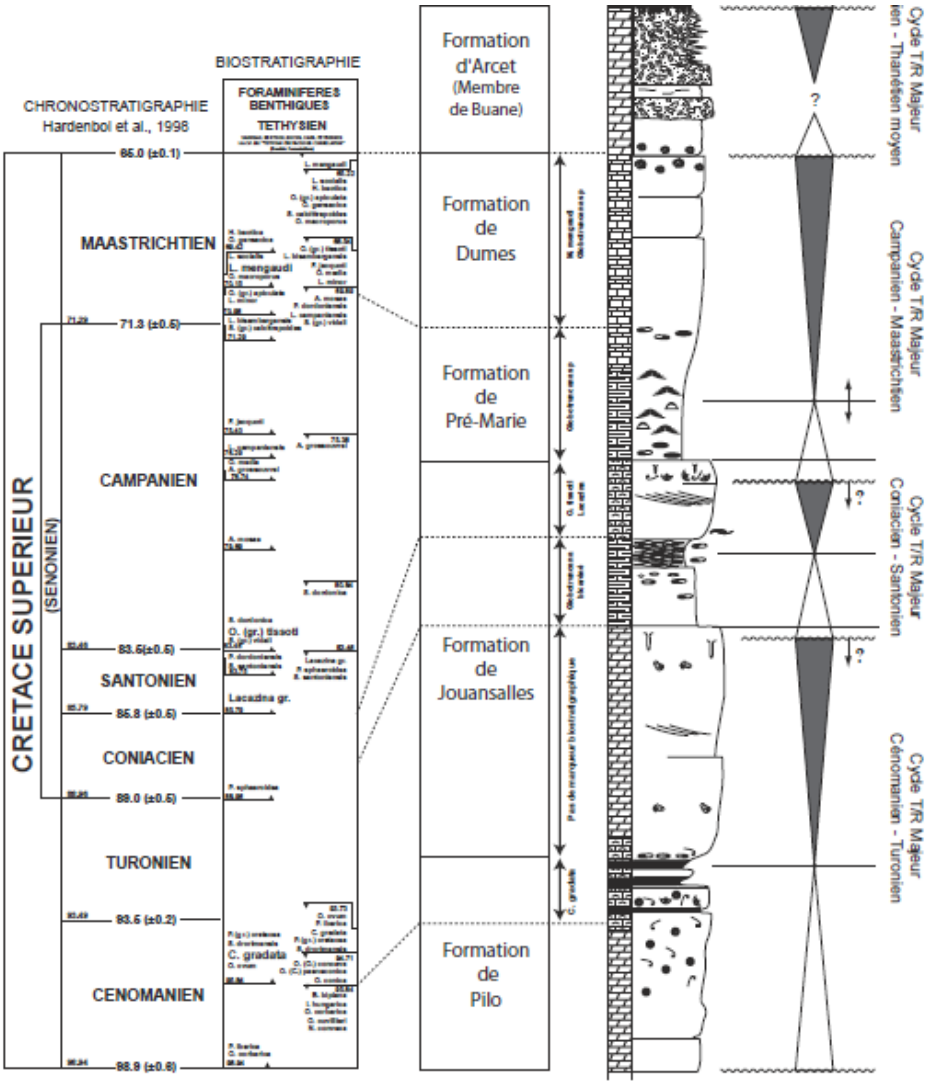


Figure 17 - Calage des faciès, biostratigraphique et séquentiel, du Crétacé supérieur dans le forage de Landes de Siougos 1 (bassin de l'Adour ; Serrano, 2001)

Les dépôts développés sur la flexure celtaquitaine et sur la plateforme nord-aquitaine présentent des similitudes importantes (à l'exception des décharges terrigènes plus présentes sur la plateforme nord-aquitaine). Le découpage séquentiel du puits de Landes de Siougos, bien que différent sur le nombre de cycles de deuxième ordre, met en évidence, comme pour celui de la plateforme nord-aquitaine, les surfaces majeures suivantes :

- MFS (surface d'inondation maximale) majeure du Cénomanien supérieur à Turonien inférieur ;
- MRS (surface de régression maximale) et discontinuité majeure au Turonien terminal ;
- MFS (surface d'inondation maximale) majeure à la fin du Campanien inférieur.

4.1.2. Coupes régionales dans le bassin d'Aquitaine

a) Les Corbières (carte géologique au 50 000e de Quillan)

Dans la partie orientale des Pyrénées, les travaux de Bilotte (1985, Figure 18) permettent de reconstituer l'évolution de la série située au sud du massif du Mouthoumet. Cette zone se situe dans la partie nord de la Zone nord-pyrénéenne et correspond donc à la bordure nord des bassins de rift ouverts durant l'Apto-Albien. Malgré une évolution très différente d'un point de vue faciologique, en comparaison des dépôts observés précédemment, on retrouve cependant les grandes tendances discutées dans les coupes du bassin de l'Adour et de la plateforme nord-aquitaine.

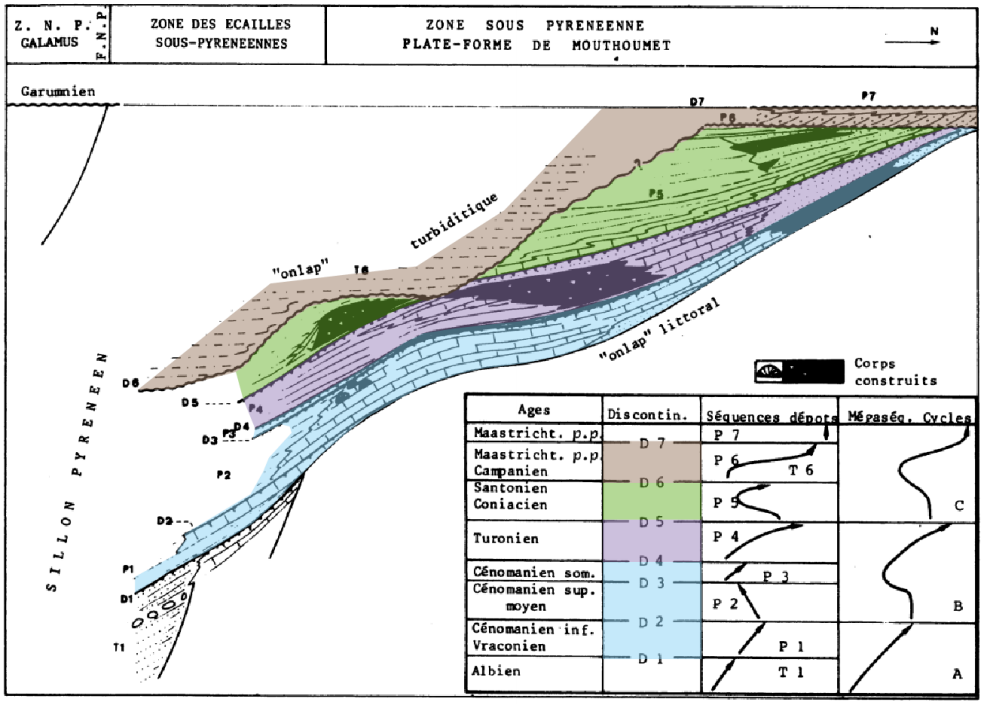


Figure 18 - Coupe nord-sud des séries du Crétacé supérieur, dans les Corbières (modifié d'après Bilotte, 1985)
On y voit un Cénomanien carbonaté en backstep vers le nord, puis le Turonien progradant en direction du sud. Tous deux dessinent un cycle relativement isopaque. Ils sont suivis du Coniacien-Santonien caractérisé par l'évolution concomitante d'un édifice récifal, et en latéral d'un delta ; tous deux progradant vers le sud-ouest. Un brutal approfondissement intervient au Campanien, avec la mise en place de flyschs dans la majeure partie du secteur, pendant que des dépôts fluviatiles se développent à l'extrême nord de la zone.

La série se compose de 2 grandes séquences : la première cénomano-turonienne, puis la seconde d'âge coniacien à santonien.

Le 1er cycle, d'âge cénomano-turonien (8 Ma), débute par un intervalle transgressif (*onlap* vers le nord) avec la mise en place de marnes ligniteuses à faune saumâtre, souvent associées à des faciès carbonatés gréseux à orbitolines. Ces faciès évoluent verticalement vers des *mudstones* à préalvéolines, puis des bioconstructions à rudistes durant le Cénomanien supérieur. La base du Turonien est marquée par le développement de marnes à globotruncanas au sud (milieu de plateforme externe) et des grès quartzeux azoïques au nord, beaucoup plus littoraux. Ces dépôts caractérisent la MFS du cycle cénomano-turonien. Le demi-cycle régressif postérieur est caractérisé par le développement de marnes pélagiques au sud et d'un complexe deltaïque au nord. Le Turonien terminal est quant à lui envahi par des faciès silico-clastiques et parfois bréchiques, à éléments paléozoïques (lydiennes, schistes et quartzites). Ces dépôts marquent le maximum de régression enregistré régionalement au Turonien supérieur - terminal.

Le 2nd cycle, d'âge coniacio-santonien (6 Ma), débute dans le Coniacien, avec la transgression de faciès graveleux à ammonites (*Peroniceras*) passant à des faciès plus profonds de marno-calcaires à céphalopodes. La transgression s'affirme au Santonien inférieur avec le dépôt des marnes à céphalopodes et *micraster* marquant la MFS. Le demi-cycle régressif superposé correspond au complexe terrigène et récifal de la Montagne des Cornes. La base de ce grand ensemble est caractérisée par l'édification progressive d'un biostrome à rudistes. Latéralement se met en place un système terrigène deltaïque, composé de grès micacés mal classés, de poudingues et de calcaires gréseux, passant en distal à des marnes bleues de pro-delta. Cartographiquement, le système semble s'ouvrir vers le sud-ouest.

La limite Santonien-Campanien est marquée, dans la partie sud des Corbières, par une sédimentation turbiditique (Grès de Labastide) qui est discordante et en *onlap* sur des terrains d'âge turonien à santonien, témoignant d'une érosion majeure et d'un évènement tectonique d'âge santonien supérieur. Les turbidites contiennent des olistolithes et olistostromes et montrent des figures de *slumps* (glissements gravitaires). Ces épandages chenalisés, orientés est-ouest, témoignent d'une rapide ré-orientation de la paléogéographie qui accompagne l'installation d'un bassin profond à remplissage de type ″flysch″. Au nord et à l'est de ce sillon profond, un système fluviatile se met en place au cours du Campanien ; puis la régression s'accentuant, des marnes rouges à chenaux conglomératiques (Campanien supérieur) sont déposées. Le comblement s'achève au Maastrichtien avec des marnes rouges à paléosols carbonatés et débris de dinosaures, reflétant des dépôts continentaux de plaine d'inondation, caractéristiques des dépôts garumniens. Cette succession continentale témoigne d'un net comblement des secteurs oriental et septentrional, pendant que se développe une sédimentation profonde dominée par des dépôts gravitaires (turbiditiques) au sud.

b) Le sillon pyrénéen

Cette zone correspond à la bordure du sillon pyrénéen ouvert durant l'Apto-Albien, donc dans une configuration similaire quoique plus profonde et plus occidentale que celle décrite dans les Corbières. Au travers des forages de Lieoux 2 (Saint-Gaudens) et Mazeres 101D (Pau), les séries sud du bassin sont illustrées. Elles présentent des flyschs, depuis le Cénomanien jusqu'au Maastrichtien, traduisant le caractère profond et pérenne de la sédimentation au sud pendant qu'au nord la plateforme reste relativement peu profonde (cartes paléogéographiques des Figure 13 et Figure 14).

Saint-Gaudens (forage de Lieoux 2)

Le forage de Lieoux 2 (9) comprend essentiellement, du sommet vers la base : des flyschs marneux campaniens, qui reposent sur des marnes gris foncé à gris verdâtre, à intercalations de calcaires et micro-brèches polygéniques d'âge turonien (Figure 19). Le contact Campanien-Turonien suggère une lacune de l'intervalle Coniacien-Santonien, cependant l'ouvrage étant assez ancien et non revisité (du point de vue biostratigraphique), une incertitude existe concernant cette lacune. La base de la série est caractérisée par une épaisseur importante de marnes, à faune cénomanienne et à intercalations de brèches de plus en plus épaisses (jusqu'à 80 m pour la base). Les marnes sont sableuses, micacées et à éléments disséminés ; les brèches sont polygéniques et remanient des dolomies, quartzites, schistes, grès, ophites triasiques. Ce faciès marneux à brèches est dénommé « *wild-flysch* » : son âge est mal calé (Albien-Cénomanien), mais il traduit une forte instabilité du bassin avec la mise en place d'une sédimentation gravitaire, qui s'installe dès l'Albien et se poursuit tout au long du Crétacé, jusqu'au Campanien - Maastrichien, qui n'a pas été reconnu en surface.

Pau (forage de Mazeres 101D)

Le forage de Mazeres 101D, localisé à 5 km au sud de Pau, traverse lui aussi les terrains du Crétacé supérieur. Du sommet vers la base, il rencontre tout d'abord : une série de marnes silteuses plus ou moins calcaires et/ou gréseuses, dont le sommet correspond à la formation des Marnes de Nay (Maastrichtien supérieur). En dessous, prédominent les faciès de flysch. La série continue vers le bas, dans le Campanien, avec des faciès de flysch : alternances de marnes et de grès fins/moyens, micacés, à ciment carbonaté. L'intervalle Coniacien-Santonien est très similaire à celui du Campanien-Maastrichtien, mais il s'enrichit progressivement en éléments carbonatés et gréseux vers la base, ce qui lui confère un caractère plus proximal que les flyschs du Campanien-Maastrichtien. Le Turonien montre la même évolution verticale (carbonates à la base passant à des marnes au sommet), et il repose en discordance sur l'Albien sous-jacent. La lacune cénomanienne est de forte extension régionale, s'étendant, selon une direction est-ouest, du nord de Pau à la région de Foix (Figure 13), et est interprétée comme l'existence d'un talus matérialisant la rupture de pente entre la plateforme et le bassin profond le long duquel aucun dépôt n'est préservé (Serrano et al., 2006).

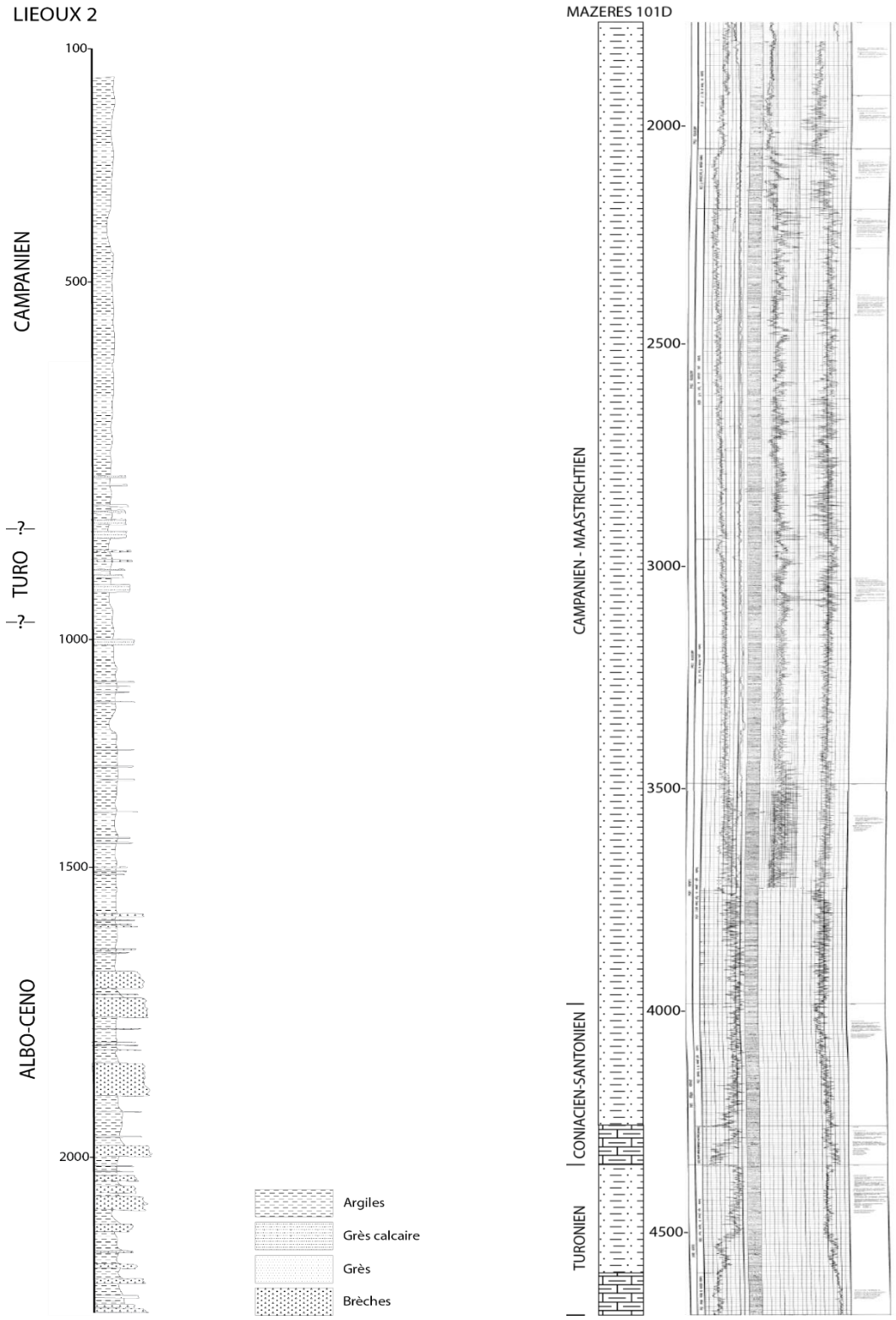


Figure 19 - Logs des forages Lieoux 2 (gauche) et Mazeres 101D (droite)
Les 2 ouvrages enregistrent d'importantes épaisseurs de flysch à intercalations de brèches pour Lieoux 2 et de turbidites carbonatées et gréseuses pour Mazeres 101D.

4.2. IDENTIFICATION DES GEOMETRIES SEDIMENTAIRES : DIAGRAPHIE ET SISMIQUE

Dans cette section, nous détaillerons l'interprétation des géométries du Crétacé supérieur en présentant deux transects diagraphiques : le premier orienté nord-est et le second orienté est-ouest ; ainsi qu'un profil sismique nord-sud (Figure 20).

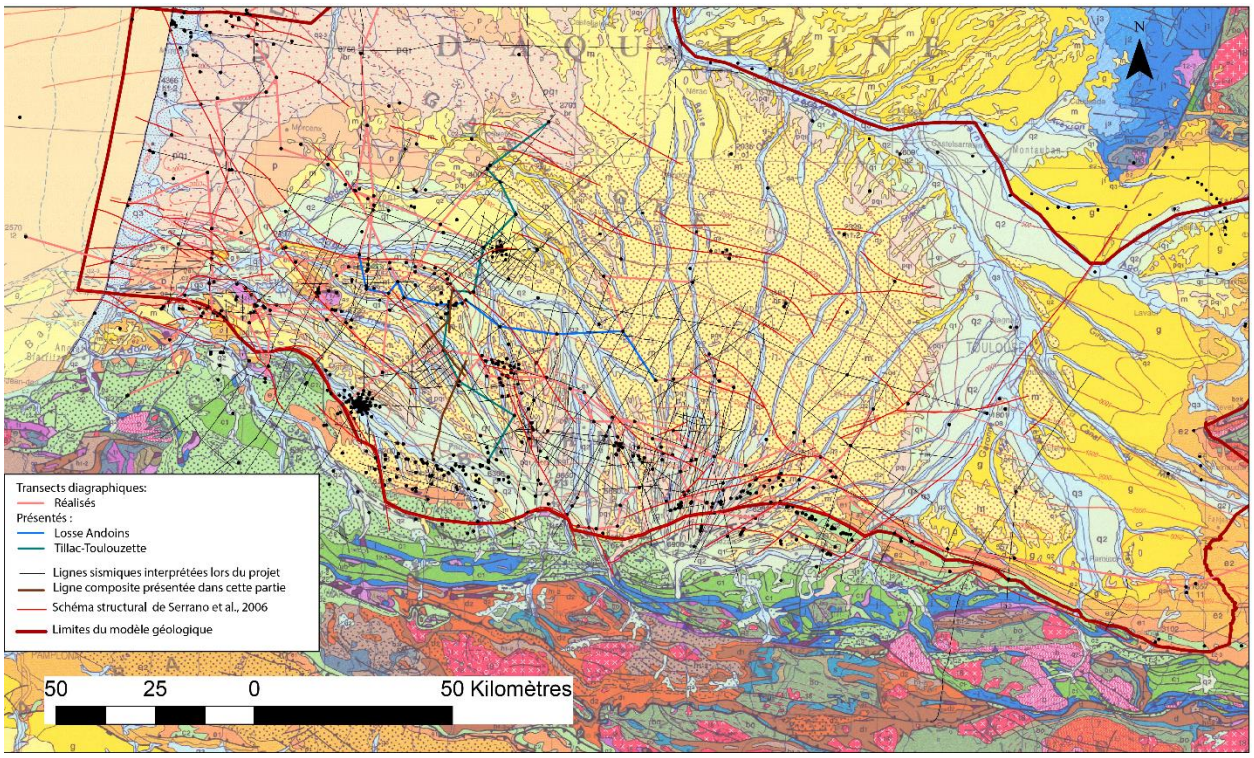


Figure 20 - Plan de position des transects diagraphiques et du profil sismique présentés dans cette section (figurent également l'ensemble des profils sismiques interprétés au cours du projet)

4.2.1. Interprétation sismique

Ce profil orienté nord-sud (Figure 22) est localisé entre les puits de Lons, au sud, et de Pécorade, au nord (situé sur une ride majeure du bassin). Par ailleurs, le profil passe par la ride de Pau, qui sépare une série épaisse et profonde vers le sud à l'emplacement de la zone amincie au cours de l'Apto-Albien, d'une série normale vers le nord.

Ce profil met en avant deux grandes unités sismiques : la première couvrant l'intervalle d'âge cénomano-santonien ; la seconde couvrant la période Campanien-Maastrichtien ; toutes deux calées sur le puits de Thèze 301 (Figure 21).

Sur le profil sismique (Figure 22), la première unité cénomano-santonienne est relativement isopaque. Elle est toutefois réduite à quelques mètres de carbonates de plateforme cénomanienne remaniée (Brèches de Soumoulou), au niveau du forage Lons 1. En effet, cette zone constitue, à cette période, un talus sédimentaire dominé par des phénomènes de transit de sédiments en direction du sud. Elle se met en place sur un substratum albien, en partie tronqué, comme en témoignent les nombreux réflecteurs en *toplaps* sous les dépôts carbonatés du Cénomanien.

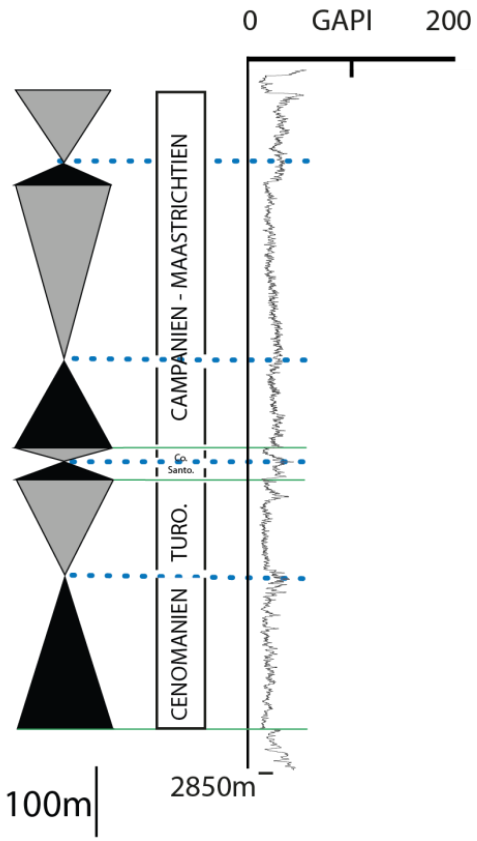


Figure 21 - Forage de Thèze 301 et calage âge/séquentiel (On y voit un intervalle d'âge cénomano-turonien carbonaté avec des faciès plus argileux dans le Cénomanien qu'au Turonien. Le Campanien-Maastrichtien est également bien développé et de type plateforme externe argileuse.)

A mesure que l'on se déplace vers la ride de Pecorade (au nord), des réflecteurs sont tronqués sous la surface basale campanienne. Ces derniers correspondraient à l'intervalle coniacio-santonien, car il existe une lacune de cet âge, à Pécorade, alors que la succession est complète à Thèze 301 (Figure 21).

La seconde unité correspond à l'intervalle campano-maastrichtien. L'épaisseur varie du nord, où elle est très peu épaisse, au sud où elle s'épaissit graduellement jusqu'à se dilater de façon spectaculaire au sud de la ride de Pau. Dans la partie centrale et distale du profil, la série transgresse les précédents dépôts d'âges turonien à santonien, et scelle donc, en discordance, le Sénonien inférieur. Ce cortège transgressif n'atteint pas la partie nord du profil : il se limite aux alentours du forage de Boucoue 1. La partie supérieure de l'unité montre des géométries de prismes progradants, pour la partie nord du profil et au niveau de Thèze 301. Cette progradation est vraisemblablement liée au soulèvement de la partie nord, qui génère un export en direction du « bassin ». Le sommet de l'unité présente de nombreux réflecteurs en *toplap* suggérant une érosion d'âge tertiaire et/ou fini-maastrichtien). Enfin, au sud de l'anticlinal de Pau, le Sénonien supérieur s'épaissit brutalement et le faciès sismique devient chaotique, correspondant probablement aux faciès de type ″flyschs″.

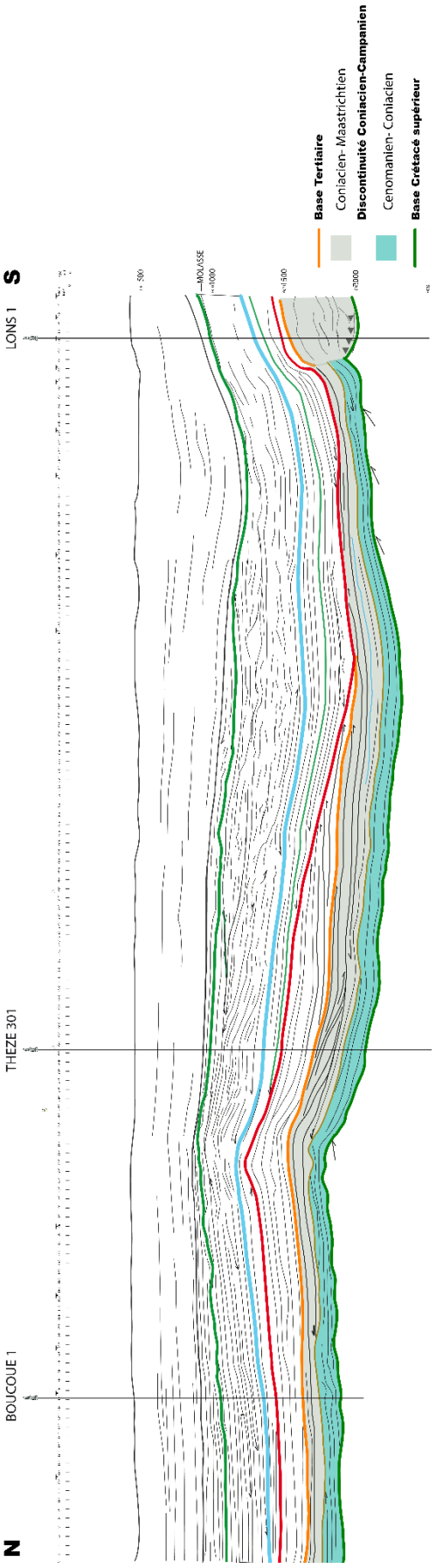


Figure 22 - Profil sismique N-S entre la ride de Pécorade au nord et le forage de Lons au sud
En vert, le Cénomanien-Coniacien ; en gris le Coniacien-Maastrichtien. A grande échelle, ce profil montre un surépaississement des séries d'âge crétacé, au sud, et une érosion du Maastrichtien supérieur au Tertiaire, au nord.

4.2.2. Corrélations diagraphiques

a) Transect bassin-plateforme (N-S)

Un transect, en bonne partie parallèle au profil sismique précédent, permet de compléter ces observations (Figure 23).

Les premiers dépôts du Crétacé supérieur correspondent aux calcaires cénomaniens (Formation de Pilo). Au nord du transect, ils sont représentés par des dépôts de plateforme peu profonde, relativement proximaux ; s'ouvrant en direction du sud sur des faciès de rampe externe. Ils se mettent en place dans une grande tendance transgressive, comme en témoigne l'*onlap* vers le nord, matérialisé par les faibles épaisseurs dans les forages d'Audignon et de Villeneuve-de-Marsan. Cet *onlap* signe l'existence d'un paléo-relief d'âge albien, scellé par les dépôts transgressifs cénomaniens. Le maximum de transgression intervient au Cénomanien supérieur, avec l'installation généralisée de faciès argileux dans l'intégralité de la zone.

Le Turonien est globalement régressif et correspond à l'installation généralisée de faciès peu profonds. Ces derniers marquent le maximum de régression de tout le Crétacé supérieur.

Un changement radical s'opère cependant au-dessus de la MRS reconnue au Turonien terminal, avec l'apparition brutale de faciès profonds de type ″flysch″, cantonnés à la partie distale du transect (secteur d'Andoins) au Coniacien. Plus au nord, les faciès coniaciens sont beaucoup plus proximaux, ce qui témoigne de fortes différences de subsidence entre le nord et le sud.

Le Santonien est quant à lui régressif et marqué par une légère progradation de la plateforme en direction du sud, où perdure une sédimentation profonde. Au sud, la stratigraphie des dépôts est relativement mal définie à l'intérieur des dépôts de flyschs. On notera que deux épisodes de méga-turbidites carbonatées, formant des corps de plus de 20 m d'épaisseur, sont observés à Andoins 1. La première pourrait être contemporaine de la méga-turbidite du Pays basque (Debroas et al., 1983 ; Razin, 1989), ou dite de la « Grande Barre Calcaire » déposée aux alentours de la limite Turonien-Coniacien et interprétée comme un effondrement de la partie sud de la plateforme carbonatée suite à un séisme (séismo-turbidite selon Mulder et al., 2009).

Le cycle Coniacien-Santonien est totalement absent des rides d'Audignon, de Lacquy et Losse, au nord de la plateforme. Dans ces forages, le Campanien repose en discordance sur le Turonien.

Enfin, la base du Campanien correspond à une transgression généralisée des faciès de flysch et de mer ouverte, en direction de la plateforme nord-aquitaine. Le cortège transgressif est épais au sud (flysch) et il s'amincit fortement au nord, où il correspond, dans l'ensemble, à des dépôts de rampe externe (Formation de Pé-Marie).

Le Maastrichtien marque quant à lui la progradation de faciès proximaux peu profonds (Formation de Dumes) en direction du sud. Là encore, cette période est marquée par une forte variation d'épaisseur entre le sud et le nord où le Maastrichtien est totalement absent, en réponse à l'érosion tertiaire et à la régression maastrichtienne mise en évidence sur la plateforme nord-pyrénéenne.

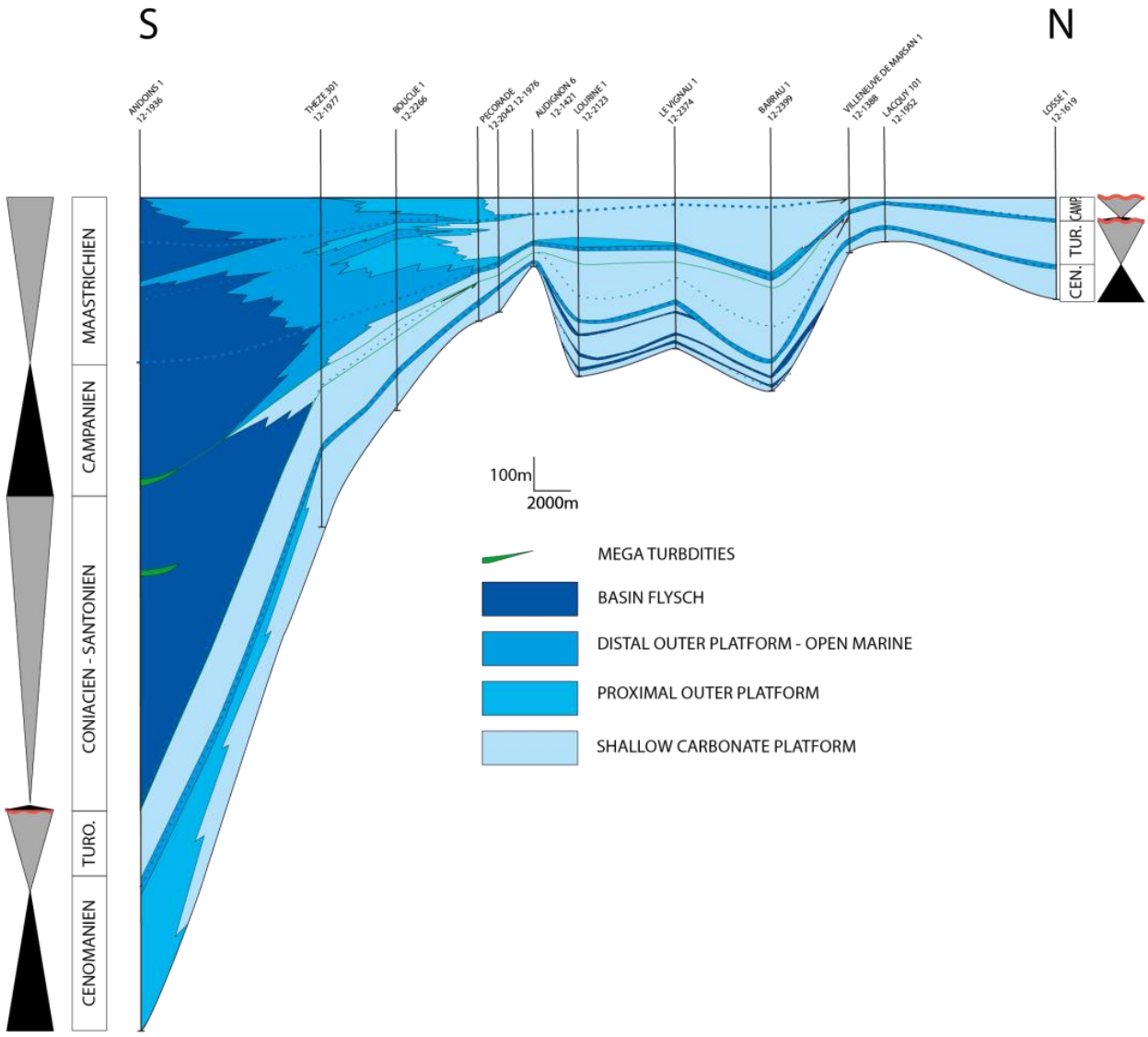


Figure 23 - Transect de corrélation diagraphique entre la plateforme nord-aquitaine et le bassin de flyschs au sud (position sur la Figure 19)
Il montre un épaississement assez brutal vers le sud des séries du Crétacé supérieur, faisant suite à la régression majeure fini-turonienne. On notera, sur les rides, l'absence du cycle coniacio-santonien alors que se mettent en place simultanément des flyschs au sud. Le Maastrichtien ainsi qu'une partie du Campanien sont érodés sur la plateforme nord-aquitaine (secteur de Villeneuve-de-Marsan).

b) Transect longitudinal (E-W ; Figure 20)

Sur ce transect (Figure 24), orienté est-ouest, les premiers dépôts sont d'âge cénomanien et correspondent à des calcaires proximaux peu profonds (Formation de Pilo). Ils s'inscrivent dans la grande transgression cénomanienne qui atteint son maximum avec l'installation de faciès argileux de mer ouverte au Cénomanien supérieur. Une forte variation d'épaisseur, d'ouest en est, est à noter où le Cénomanien disparaît totalement dans le forage de Tillac à l'est (Figure 24). Le Turonien régressif voit les faciès peu profonds s'installer sur toute la plateforme, et tout comme le Cénomanien, il disparaît graduellement vers l'est (Louslitges).

Le cycle superposé d'âge coniacio-santonien est bien développé à l'ouest, où il se caractérise par la rétrogradation de faciès peu profonds, s'étendant vers l'est, puis la mise en place de faciès ouverts, marquant le maximum de transgression du cycle coniacio-santonien. Le demi-cycle régressif qui suit, couvre le Santonien et correspond à la ré-installation des faciès carbonatés peu profonds. Tout comme dans le transect précédent, ce cycle est très mal préservé, avec une absence totale dans le puits d'Audignon ainsi qu'à l'est de Pécorade.

La base du Campanien correspond à la mise en place de faciès argileux ouverts, en discordance sur le Santonien à l'ouest et le Cénomanien à l'est. Ces faciès argileux laissent rapidement la place à des faciès peu profonds, progradant en direction de l'ouest vers des dépôts de rampe externe. L'ennoiement campanien le plus remarquable intervient au-dessus de ce court intermède régressif, avec la rétrogradation des dépôts argileux distaux et des faciès de rampe externe en direction de l'est. Le Campanien discorde des dépôts de plus en plus vieux vers l'est : Cénomanien à Louslitges, puis Albien à Tillac.

Pour finir, le Maastrichtien est très isopaque, et il se caractérise par une polarité est-ouest assez nette qui s'est installée dès le Campanien. Les faciès, globalement peu profonds à l'est, progradent en direction de l'ouest vers des dépôts de rampe ouverte. Très localement, le caractère régressif du cycle s'exprime par le développement de faciès marins restreints (autour de Pécorade et Le Hanicq). Une MFS mineure maastrichtienne est identifiée à l'ouest, mais sa corrélation vers l'est est rendue difficile par la tendance aggradante de la plateforme.

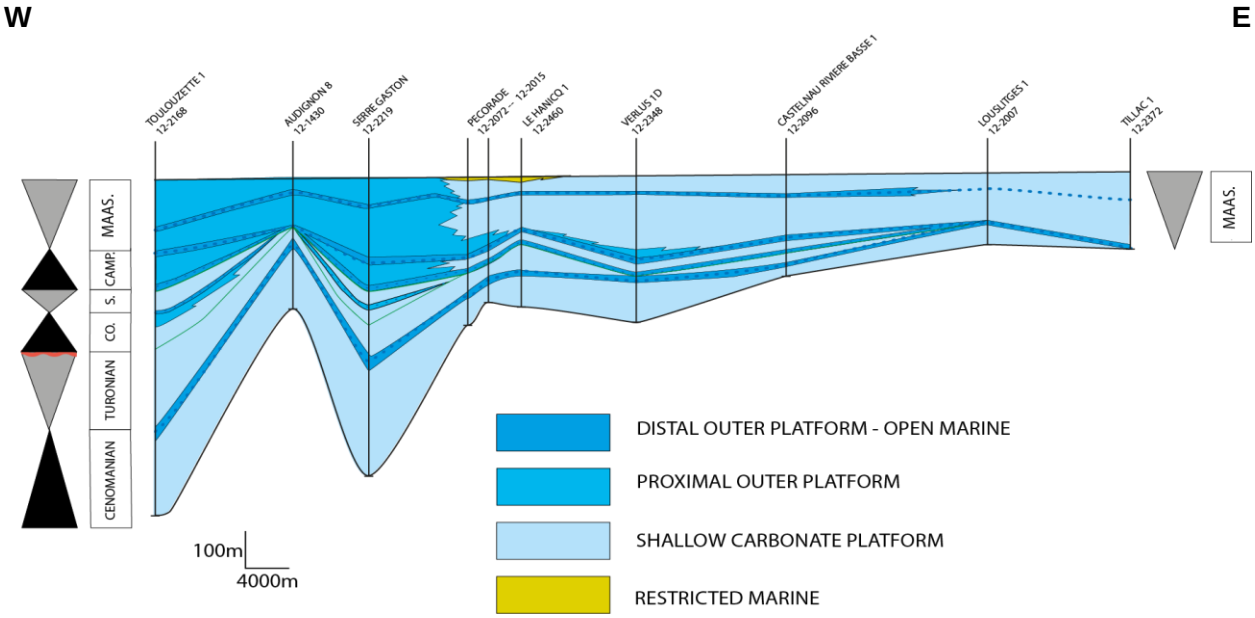


Figure 24 - Transect diagraphique est-ouest, entre Toulouzette à l'ouest et Tillac à l'est (Il montre de fortes variations d'épaisseur du Crétacé supérieur au niveau des rides d'Audignon, Pécorade, ainsi que vers l'est.)

4.2.3. Cartes d'isopaques

L'ensemble des transects de corrélation permettent de définir des cartes isopaques pour les 3 grands intervalles définis (cycle Cénomanien-Turonien, cycle Coniacien-Santonien et cycle Campanien-Maastrichtien), afin de visualiser géographiquement les variations d'épaisseur durant ces intervalles. La précision des interpolations varie selon la densité des données ; les variations d'épaisseur doivent ici être considérées comme indicatrices des tendances régionales.

a) Cycle Cénomanien-Turonien

Le Cénomanien montre une distribution des épaisseurs nord-sud avec des maxima de 300-400 m au sud (Figure 25 ; forages d'Andoins, Audignon, Montlong). Au niveau de la flexure celtaquitaine et au nord de celle-ci, les épaisseurs varient entre 50 et 150 m. A l'ouest, des épaisseurs très faibles existent associées à des diapirs salifères (activés au cours de l'Apto-Albien et formant des reliefs locaux). Dans la partie est et nord-est, les faibles épaisseurs (20-40 m d'épaisseur pour l'intervalle cénomanien) correspondent aux dépôts transgressifs sur des zones précédemment émergées. Au sud, dans la partie profonde, une zone de faible épaisseur semble séparer deux dépôts-centres cénomaniens : l'un dans la région de Pau, l'autre à Gensac. Cette zone de faible épaisseur correspond vraisemblablement au talus qui existait au cours du Cénomanien. La même tendance perdure au Turonien, avec cependant une homogénéisation des épaisseurs dans le secteur sud.

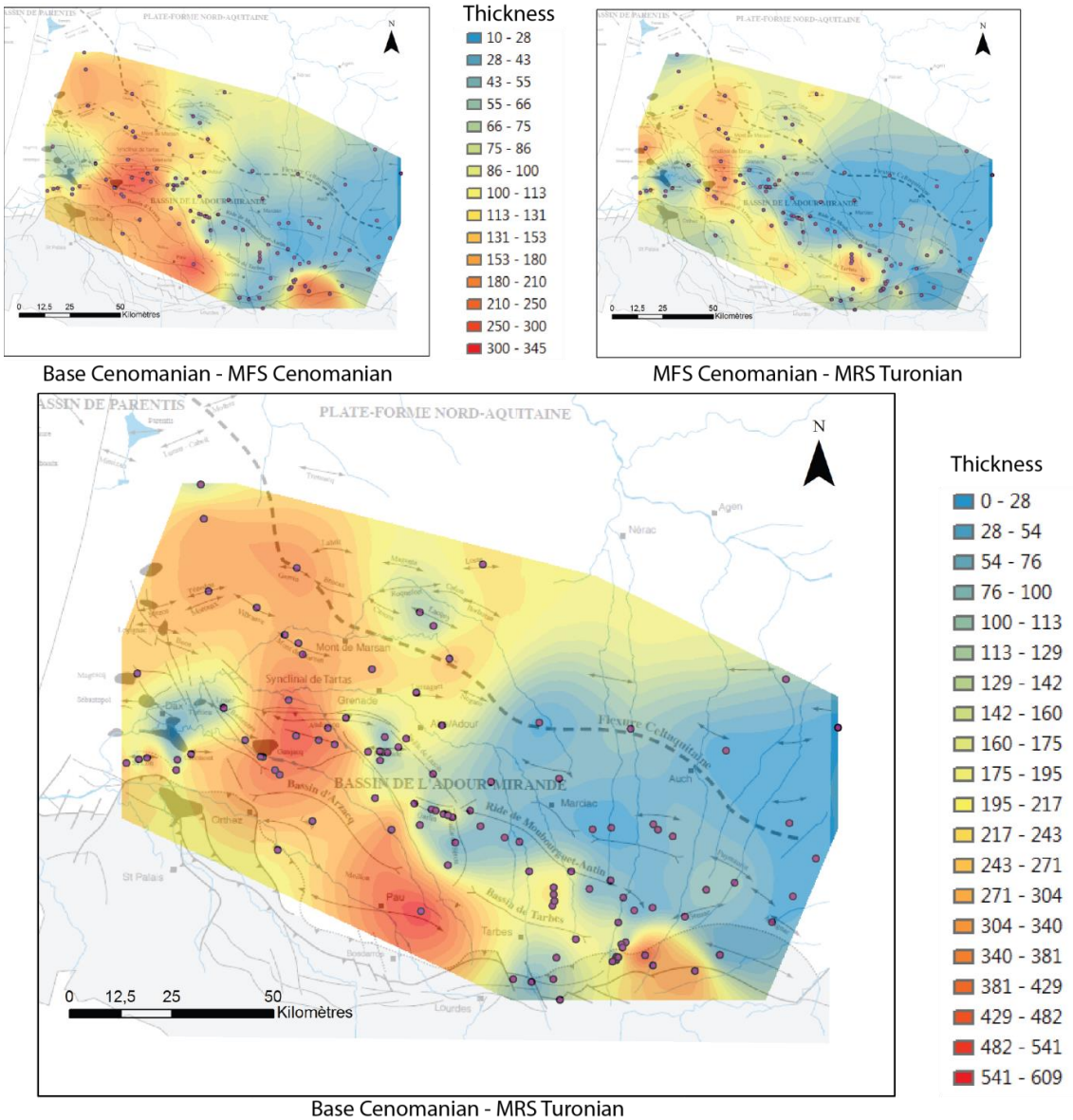


Figure 25 - Isopaques du cycle Cénomanien-Turonien
On y voit des maxima d'épaisseur au sud du secteur (front des Pyrénées), ainsi que le long d'un axe SSE-NNO. Certaines rides sont responsables d'épaisseurs très faibles en lien avec un jeu diapirique ayant porté ces séries à l'affleurement et à l'érosion ; surtout à l'ouest (Gaujacq…).

b) Cycle Coniacien-Santonien

Ce cycle montre de plus grandes amplitudes de variations dans la répartition des épaisseurs (Figure 26). Là encore, les maxima d'épaisseur sont localisés dans la partie sud du bassin. Au niveau de Pau, ce sont 800 m de dépôts de flyschs qui se mettent en place, alors qu'au droit de Gensac (sud-est), les séries (600 m) sont carbonatées et très aggradantes.

Au nord de ce secteur, une longue bande est-ouest se dessine, caractérisée par des épaisseurs très faibles, voire nulles, dans la zone précédemment recouverte par les dépôts de plateforme. Elle s'étend au sud de la flexure celtaquitaine, depuis Auch au nord-est à Maubourguet plus au sud, jusqu'à la ride d'Audignon à l'ouest (en passant par la ride de Pécorade). Au nord de cette structure, les épaisseurs augmentent jusqu'à 60-80 m, entre la ride d'Audignon et la flexure celtaquitaine, puis à l'ouest de celle-ci.

Plusieurs « rides » (Lacq, Bastennes-Gaujacq, Louer, Clermont et Lacquy) montrent aussi des épaisseurs très faibles et un épaississement des dépôts de part et d'autre des structures. Certaines de ces rides sont d'origine salifère (Bastennes-Louer-Clermont) et l'absence de dépôts, d'âge coniacio-santonien, est probablement liée à leur réactivation halocinétique. Pour la ride de Lacquy, les très faibles épaisseurs du cycle et l'existence d'une couverture campano-maastrichtienne suggèrent également une réactivation notable au cours du Coniacien-Santonien.

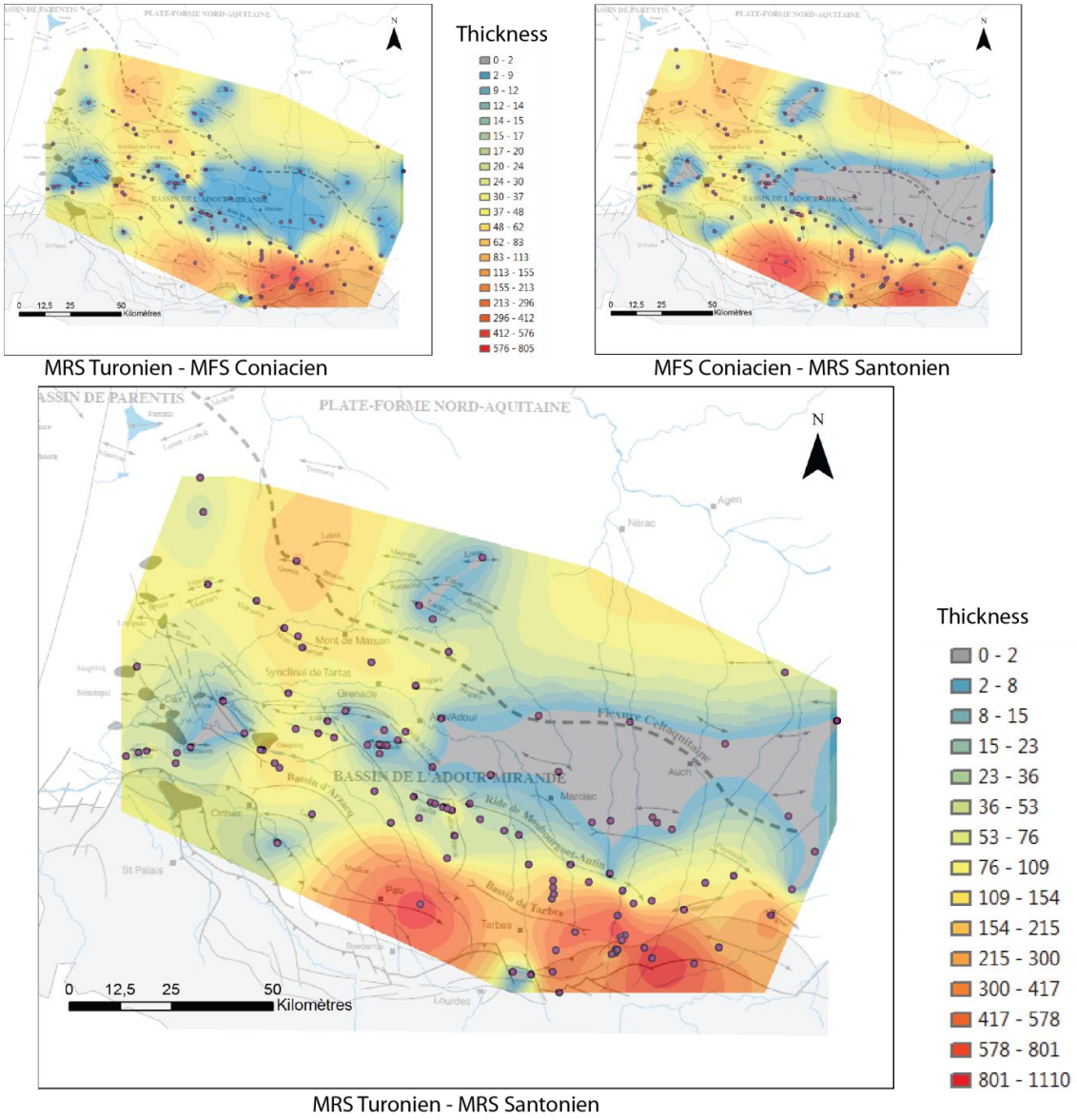


Figure 26 - Isopaques du cycle Coniacien-Santonien
Une zone de faible dépôt, voire de non dépôt, se dessine le long d'une bande est-ouest accolée à la flexure celtaquitaine. Les épaisseurs augmentent vers le sud (jusqu'à 600 m).

c) *Cycle Campanien-Maastrichtien*

Pour cet intervalle, les dépôts-centres (Figure 27) sont dans l'ensemble les mêmes qu'au Coniacien-Santonien. Les zones en érosion et/ou de non-dépôt, identifiées dans le cycle précédent, sont ici recouvertes par une fine couverture ″Campanien à Maastrichtien″ d'environ 60 m d'épaisseur, indiquant un retour à la sédimentation. Au sud de cette aire de dépôt, se trouvent les maxima d'épaisseur avec près de 4 000 m de flyschs déposés. A l'extrême est de la zone d'étude, les très forts épaississements des séries sur de courtes distances suggèrent une transition plateforme - bassin abrupte (Figure 28). Au nord de la zone d'étude, en direction de la plateforme nord-aquitaine, les épaisseurs sont particulièrement réduites sous la base tertiaire, avec localement seulement 50 m de séries. Ceci est en relation avec l'érosion fini-maastrichtienne observée précédemment.

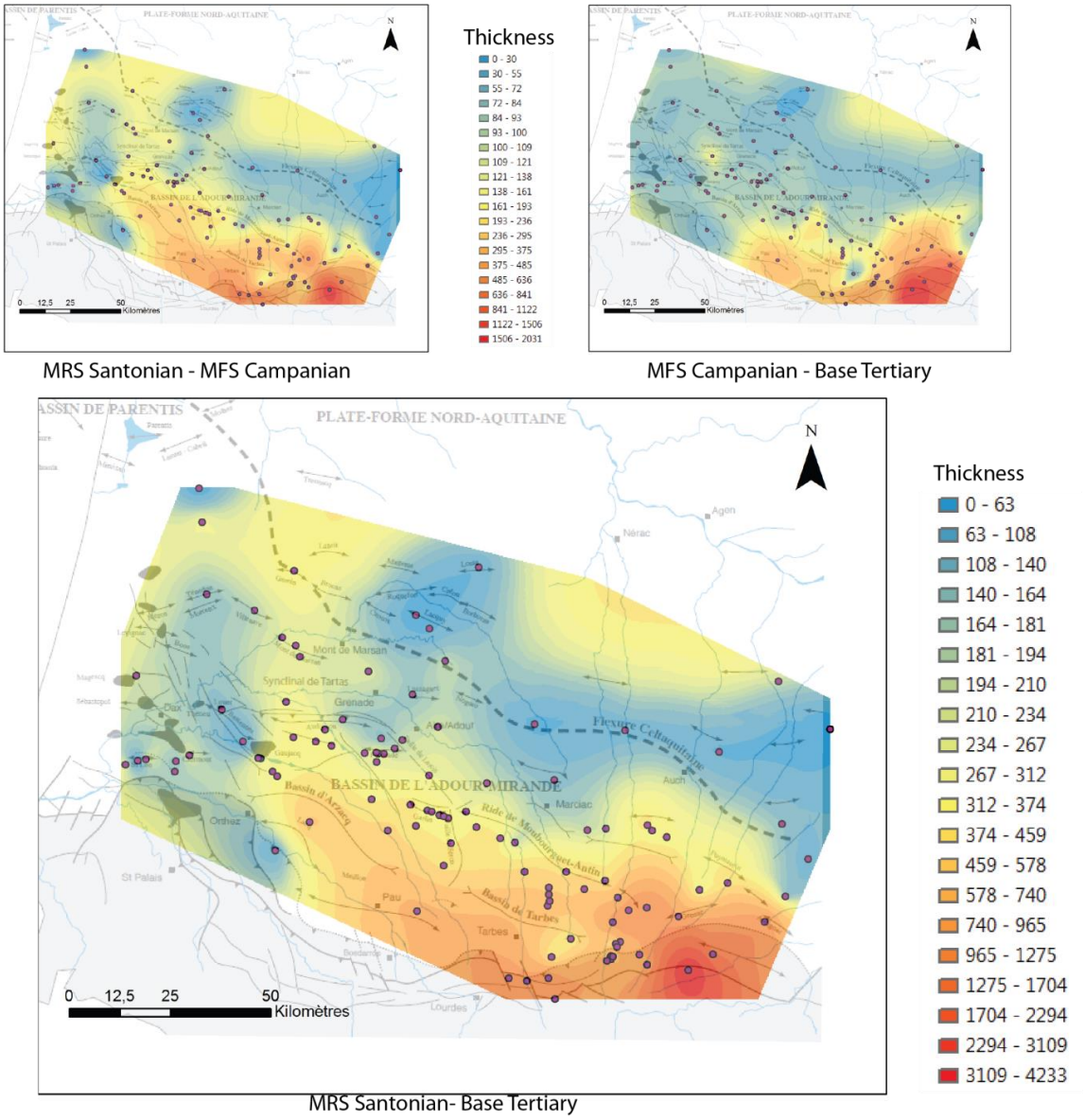


Figure 27 - Isopaques du cycle Santonien supérieur-Maastrichtien

Une homogénéisation relative des épaisseurs intervient au cours du Campanien (en haut à gauche). Le Maastrichtien (en haut à droite) montre une plus grande hétérogénéité dans la répartition des épaisseurs liée à la forte érosion tertiaire, ainsi qu'à la régression maastrichtienne (Figure 28).

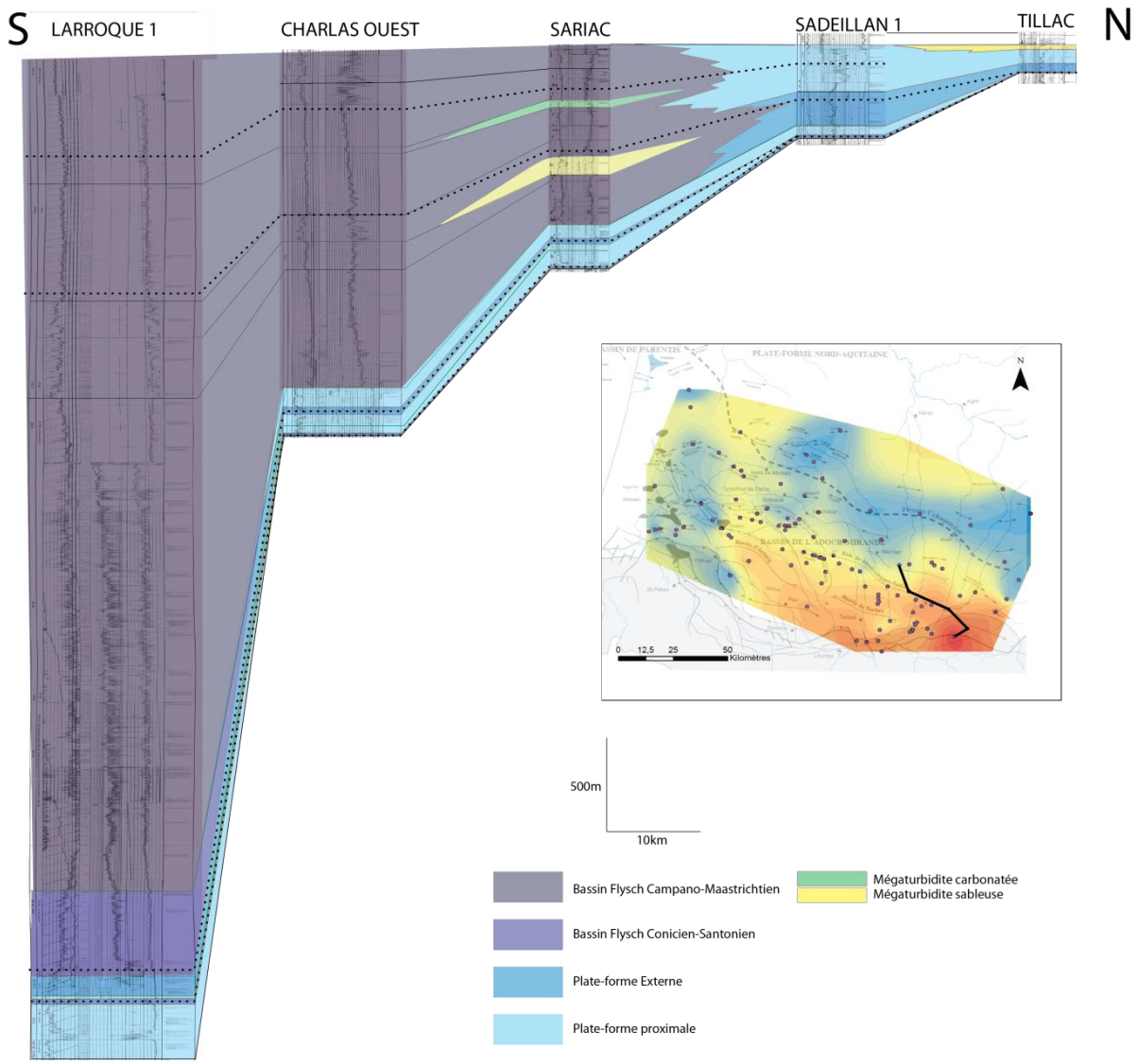


Figure 28 - Corrélation plateforme - bassin. Ce transect met en avant le très fort épaississement du bassin au sud avec l'empilement de flyschs sur des milliers de mètres d'épaisseur. En direction du nord, la série s'amincit très vite. La plateforme carbonatée crétacé n'apparaît que dans le forage de Sadeillan, la transition plateforme - bassin profond semble assez étroite (< 30 km).

4.2.4. Géométries sédimentaires : Implications géodynamiques

La période cénomano-turonienne correspond à une relative stabilité du bassin. Les variations d'épaisseur au Cénomanien témoignent de la fossilisation d'un paléo-relief d'âge albien, hérité de la tectonique d'ouverture du Golfe de Gascogne. Le Turonien, quant à lui, marque une progradation et un étalement des faciès peu profonds sur l'intégralité du bassin. A l'exception de la fin du cycle (chute eustatique au Turonien terminal), le cycle d'âge cénomanien-turonien dessine, dans l'ensemble, une géométrie relativement tabulaire et isopaque.

Le cycle d'âge coniacio-santonien montrent des variations spatiales beaucoup plus importantes, en lien avec une importante phase de structuration du bassin.

Les grandes rides (Audignon, Pécorade, Lacquy, Garlin) se soulèvent, comme en témoignent les épaisseurs très faibles des dépôts coniaciens-santoniens sur ces dernières. Les cartes

d'isopaques mettent en avant, en plus de ces rides, une importante zone de non-dépôt accolée à la flexure celtaquitaine. Le flanc de ces structures voit se développer une sédimentation peu profonde de plateforme carbonatée (Formation de Jouansalles pro parte). Au sud de ces dernières, se développent de fortes épaisseurs de flyschs au-dessus des dépôts turoniens, témoignant d'un brusque approfondissement du secteur distal. Près de 800 m de sédiments y sont déposés. Pour finir, le cycle d'âge Campanien-Maastrichtien repose en discordance sur le Coniacien-Santonien, comme en témoignent les nombreux *toplaps* identifiés en sismique.

Enfin, la comparaison des isopaques du Coniacien-Santonien et des isopaques de l'Albien (synthèse BRGM et al., 1974) montre que les zones de faible dépôt, identifiées au Coniacien-Santonien, coïncident avec les dépôts-centres albiens, suggérant un rejeu des structures albiennes ayant accommodé l'ouverture du Golfe de Gascogne. L'interprétation du profil sismique Lons-Pécorade (Figure 22) montre également que la flexuration d'âge campano-maastrichtien, qui s'amorce au nord de Thèze, coïncide également avec la localisation d'un dépôt-centre d'âge albien, démontrant à nouveau le lien entre les structures initiées à l'Albien et leur rejeu au cours du Crétacé supérieur.

Cet épisode tectonique pourrait être une manifestation précoce de la convergence Ibérie-Europe, d'âge coniacio-santonien. Les différents travaux convergent pour considérer que la compression pyrénéenne et la mise en place d'un bassin flexural d'avant-pays existent au Santonien supérieur. Les déformations observées dès le début du Coniacien montrent une activité tectonique avec l'approfondissement du bassin au sud et le soulèvement de nombreuses structures sur la flexure celtaquitaine (ride d'Audignon) qui semble rejouer à cette période. Il n'est pas l'objectif ici de discuter de l'origine géodynamique de ces variations *i.e.* mise en place d'un proto-bassin flexural ou réactivation de structures liées à une dynamique compressive *far field*. Ces évolutions sont cependant importantes à prendre en compte pour mieux comprendre les causes des géométries des dépôts du Crétacé supérieur.

Plus à l'est, nous l'avons vu avec la coupe-type des Corbières, la période du Coniacien-Santonien correspond à l'édification de deltas ouverts vers l'ouest, indiquant un apport terrigène depuis l'est et un changement dans la paléogéographie désormais dominée par des séries terrigènes. Elles sont probablement en lien avec la convergence plus précoce à l'est (Verges et Garcia-Senz, 2001) et où l'émergence des reliefs favorise les processus d'érosion, la redistribution du matériel silicoclastique dans la partie orientale du Bassin aquitain.

Le Campanien est marqué par une rétrogradation générale de la plateforme, ainsi qu'une réorganisation de la paléogéographie désormais orientée est-ouest, suite à l'épisode tectonique identifié au Coniacien-Santonien. Cette rétrogradation se manifeste : i- en proximal, par le dépôt en discordance de faciès argileux sur les précédents dépôts, souvent d'âge turonien sur les rides, et santonien sur le pourtour des rides et la PFNA ; ii- en distal, ce sont de fortes épaisseurs de flyschs qui sont déposées, dessinant le bassin campano-maastrichtien dont la très forte puissance, par rapport aux dépôts coniacio-santoniens (Figure 28), suggère la mise en place d'un grand bassin flexural comme l'avait déjà observé Bilotte (1985) plus à l'est.

Enfin, le Maastrichtien suit la même logique paléogéographique qu'au Campanien, avec le développement d'une sédimentation carbonatée peu profonde, voire restreinte (lagon), cantonnée à la partie nord-est de la zone d'étude. Vers l'ouest, ces dépôts passent rapidement à des argiles, et vers le sud, des flyschs se développent dans le bassin. Au sud-est, dans les Corbières et les Petites Pyrénées, l'épaisseur du Maastrichtien est très variable en fonction de l'érosion tertiaire et de la régression fini-maastrichtienne beaucoup plus précoce au nord qu'au sud.

4.2.5. Découpage lithostratigraphique

La réalisation du modèle géologique 3D repose sur l'intégration d'une importante base de données de puits. La taille du modèle géologique 3D, à l'échelle d'un bassin sédimentaire, empêche de réaliser des interpolations de faciès à une échelle aussi étendue. De plus, les informations hydrogéologiques sont souvent disponibles à l'échelle d'une ou plusieurs formations, rarement avec une résolution supérieure. En conséquence, les formations lithostratigraphiques forment un référentiel commun pour différents domaines des géosciences dont l'utilisation est privilégiée. Il s'agit donc d'identifier les surfaces séquentielles principales correspondant au mieux aux limites des principales entités lithologiques/lithostratigraphiques. Ceci est le cas principalement pour les discontinuités principales (SB ou SB/MRS).

Une synthèse lithostratigraphique a été effectuée, sur la base des travaux antérieurs et de l'étude actuelle selon les directions nord-sud, depuis la flexure celtaquitaine vers la région de Pau, et est-ouest, depuis les Corbières vers le Pays basque. Les principales surfaces sont reportées sur un diagramme lithostratigraphique synthétique (Figure 29), sur lequel ne figurent pas les lacunes sédimentaires. Il ne doit être considéré que comme un diagramme de substitution latérale entre les principales formations lithostratigraphiques. Par ailleurs, chaque formation s'est vu attribuer une caractéristique ″réservoir″ : aquitard - aquifère médiocre - bon aquifère. Les formations carbonatées proximales de type Jouansalles - Pilo - Lacave etc… sont de bons aquifères ; tout comme les faciès sablo-gréseux (deltas turoniens, Grès d'Alet etc…). Les aquifères médiocres correspondent soit aux formations mixtes silico-carbonatées (souvent argileuses) soit aux carbonates distaux (Pé-Marie - Dumes - Bidache - Atur…). Enfin, les aquitards sont les formations argileuses et les flyschs (Nay, flysch à Fucoïdes etc…).

a) Substitutions latérales selon la direction nord-sud

Sur la flexure celtaquitaine, et les bassins d'Adour-Mirande et Tartas, la succession de type Pilo - Jouansalles - Pé-Marie - Dumes se délimite assez bien par les surfaces séquentielles suivantes :

- la Formation de Pilo est délimitée en son toit par la MFS d'âge cénomanien ;
- la Formation de Jouansalles est délimitée en son sommet par la MRS d'âge santonien ;
- la Formation de Pé-Marie est délimitée en son sommet par la MFS d'âge campanien ;
- et enfin la Formation de Dumes par la surface érosive tertiaire ;
- la discontinuité principale de la limite Turonien-Coniacien est associée à une émersion de la plateforme et un changement du régime de subsidence qui se situe à l'intérieur de la Formation de Jouansalles.

Dans le bassin, l'essentiel de la sédimentation, à l'exception du Cénomanien, est représenté par des flyschs ; la MRS de la limite Turonien- Coniacien est marquée par le dépôt de la méga-turbidite carbonatée ou grande barre calcaire du flysch.

b) Substitutions latérales selon la coupe est-ouest

La Formation de Pilo est limitée en son sommet par la MFS d'âge cénomanien. A l'est, elle est surmontée par la Formation des calcaires à rudistes et les deltas turoniens, limités par la MRS de la limite Turonien-Coniacien ; puis le complexe deltaïque de la Montagne des Cornes, limité par la MRS santonienne. Au-dessus de cette MRS, le Campanien est marqué par un recul très important des dépôts profonds (Grès de Labastide), qui s'achèvent dans le Campanien supérieur. La progradation des dépôts deltaïques des Grès de Labarre et des Marnes d'Auzas se manifeste principalement au cours du Maastrichtien et est limitée au sommet par la limite Crétacé-Tertiaire.

4.2.6. Principaux découpages choisis pour la modélisation

L'adéquation entre surface séquentielle et formation lithostratigraphique (et les variations de propriétés associées) a servi de base pour définir les grandes entités modélisées.

Au cours du Crétacé supérieur, les aquifères principaux se situent sur la plateforme aquitaine, (flexure celtaquitaine et extension vers le sud hors bassin de flyschs) ; le bassin profond au sud est principalement constitué de faciès de flyschs (aquitards).

Si la MRS d'âge turono-coniacien marque une réorganisation importante du point de vue tectonique, elle n'est pas concordante à une limite de formations lithostratigraphiques sur la plateforme aquitaine. En revanche, la limite Santonien-Campanien, qui correspond approximativement à la MRS d'âge santonien, marque une transition vers des faciès campaniens moins aquifères (de plus l'intervalle Coniacien-Santonien est relativement lacunaire dans cette zone). De même, cette limite est bien marquée dans la partie sud-est (Corbières et Petites Pyrénées) où l'intervalle Santonien supérieur-Campanien correspond à la fin des dépôts de plateforme recouvert par des faciès profonds turbiditiques (et aquitards).

Afin de privilégier un découpage cohérent avec les propriétés hydrogéologiques, il a été choisi d'effectuer la modélisation de l'intervalle crétacé supérieur selon une logique lithostratigraphique.

La première unité, située au-dessus de la base du Crétacé supérieur (base du modèle géologique), s'étend du Cénomanien au Santonien terminal. La surface sommitale de cette unité correspond avec la limite entre la Formation de Jouansalles et la Formation de Pé-Marie sur la flexure celtaquitaine. Dans les Corbières, elle correspond à un approfondissement brutal marqué par la transition entre des faciès de plateforme carbonatée ou mixte (carbonatée-terrigène) et des faciès turbiditiques. Dans la partie sud, à partir de l'ouest de Tarbes, l'essentiel des dépôts est constitué par des dépôts de flyschs aquitards. Afin de respecter une cohérence hydrogéologique, bien qu'au dépend de l'exactitude stratigraphique, une partie des faciès considérés étant anté-campaniens, la limite modélisée a été choisie à la limite entre les faciès de plateforme externe et les faciès de flyschs.

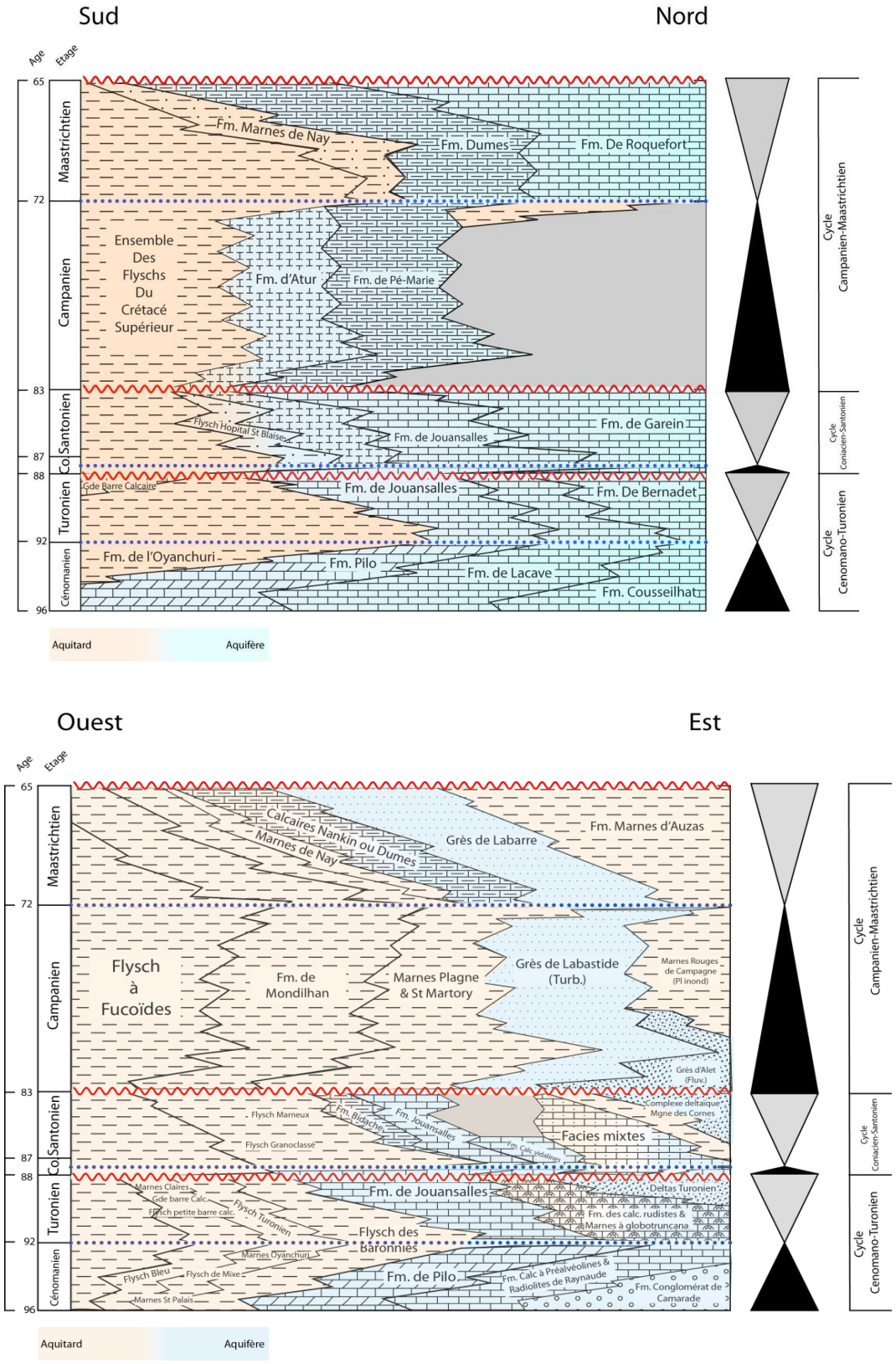


Figure 29 - Tableau lithostratigraphique des unités considérées et leur caractéristique "réservoir" : le premier est nord-sud ; le second, est-ouest (Le bleu correspond aux formations aquifères et l'orange aux aquitards ; entre les 2, sont représentées les formations aux propriétés hydrogéologiques médiocres. Les formations sont mises en relation avec les grandes surfaces séquentielles corrélées.)

4.2.7. Géométries sédimentaires : impact hydrogéologique

Les dépôts du cycle d'âge cénomano-turonien correspondent aux meilleurs aquifères, d'une part parce que les faciès sont relativement homogènes (Formation de Pilo et Jouansalles) et d'autre part parce qu'ils sont très étendus. En effet, à l'exception du secteur sud-ouest (à l'ouest de Tarbes), les faciès carbonatés proximaux s'étendent sur toute la zone d'étude. Par ailleurs, ils s'inscrivent dans des géométries relativement tabulaires et isopaques.

Les formations associées au cycle d'âge coniacio-santonien sont en revanche plus complexes. Le travail de corrélation diagraphique et les interprétations sismiques mettent en évidence une importante phase de structuration du bassin. Sur ces structures locales, les dépôts d'âge coniacio-santonien sont très peu épais, voire absents. Aucune évidence de karstification n'a été identifiée. De part et d'autre de ces structures se mettent en place des séries carbonatées peu profondes aux bonnes propriétés-réservoirs. Au sud, se développe le bassin de sorte que les formations aquifères passent latéralement à d'épaisses séries à faciès de type ″flyschs aquitards″. La limite entre les deux entités est basée sur la paléogéographie définie dans la synthèse Pyrénées (BRGM-AGSO, 2018).

Plus à l'est, au niveau des Corbières, les corps deltaïques et les dépôts de plateforme mixtes terrigènes et carbonatés offrent de bonnes propriétés aquifères locales. Cependant, ils passent vers l'ouest à des dépôts de pro-delta argileux, ce qui en fait des aquifères marginaux non-connectés aux aquifères majeurs du Bassin aquitain plus occidental.

Le Campanien correspond à un approfondissement global du bassin. Cette rétrogradation se manifeste par le dépôt en discordance de faciès argileux sur les aquifères sous-jacents (Pilo et Jouansalles). La connexion est donc moyenne avec les carbonates campano-maastrichtriens. Par ailleurs, les bons aquifères campaniens (équivalents proximaux de la Formation de Pé-Marie) sont localisés en position très proximale sur la plateforme, c'est-à-dire à l'est et au nord-est de la zone d'étude.

Le Maastrichtien est très similaire, les bons aquifères sont surtout localisés dans le secteur nord / nord-est de la zone d'étude et dans la partie sud-est (Corbières et Petites Pyrénées), où les deltas progradants remplissent le sillon pyrénéen précédemment rempli par des turbidites. Ces dépôts, affleurant à la faveur de la déformation d'âge tertiaire, peuvent jouer le rôle de zone de recharge localement. Partout ailleurs, les dépôts maastrichtiens sont assez argileux, ce qui leur confère des propriétés-réservoirs relativement médiocres. Cependant, l'érosion tertiaire peut parfois mettre en contact les aquifères d'âge paléocène, ainsi que les bons aquifères d'âge sénonien supérieur. La Figure 30 résume la nature des lithologies localisées sous les terrains tertiaires. Globalement, les parties est et nord sont à dominante carbonatée, et aucun écran argileux ne les sépare du Tertiaire ; il faut donc considérer les aquifères tertiaire et crétacé supérieur comme connectés. Dans la partie médiane, les faciès se chargent en argile et réduisent donc la connectivité entre aquifères tertiaires et crétacés. Enfin, les secteurs sud et orientaux sont très mal connectés aux aquifères tertiaires. En effet, le secteur sud correspond au bassin flexural avec son puissant remplissage de flyschs ; et le secteur oriental est marqué par la progradation d'est en ouest de dépôts continentaux et deltaïques dominés par des argiles.

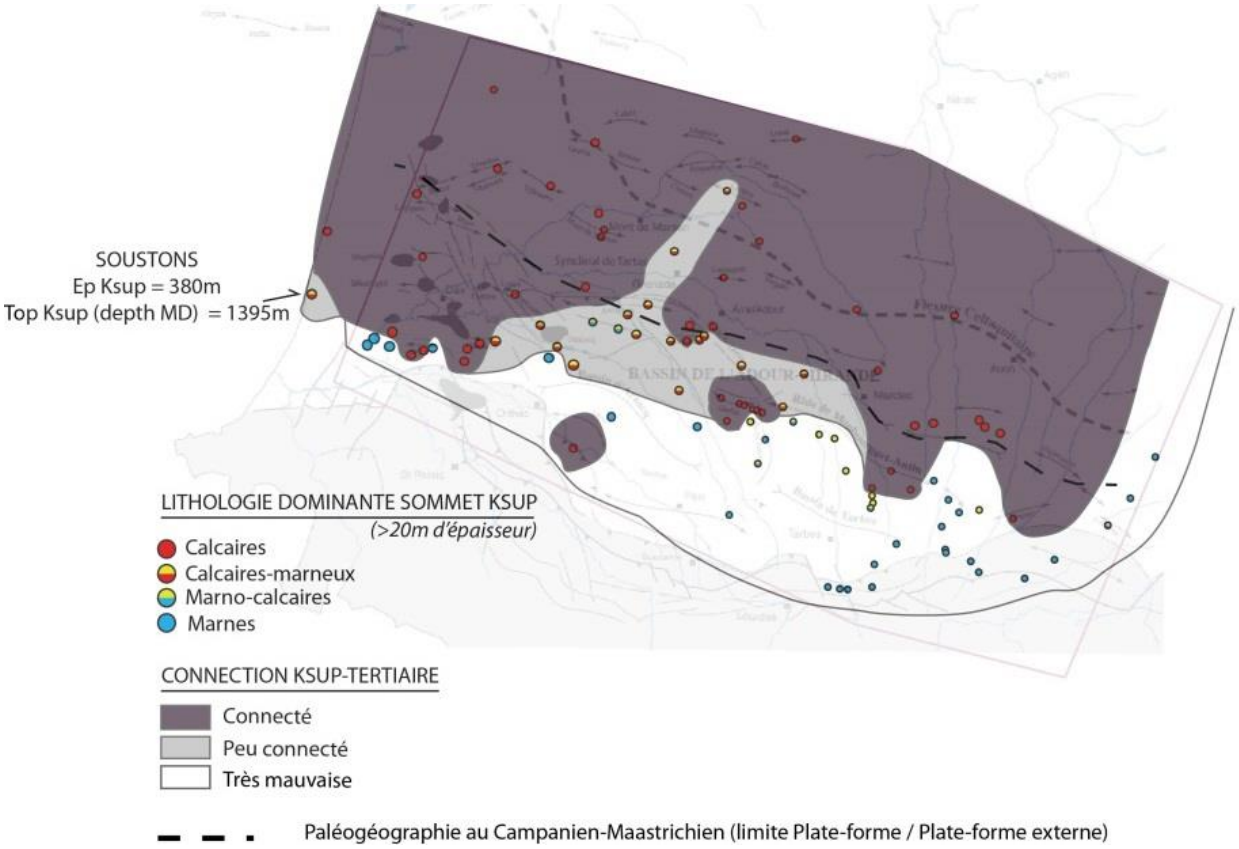


Figure 30 - Qualité de la connexion hydraulique supposée entre les aquifères du Crétacé supérieur et du Tertiaire, sur la base des lithologies séparant les entités aquifères (Les points rouges représentent les lithologies calcaires, et les points bleus les lithologies argileuses. Les aquifères sont donc connectés dans les secteurs nord et est, où le Sénonien supérieur est très carbonaté.)

5. Tertiaire du bassin d'Aquitaine

Le remplissage tertiaire du bassin d'Aquitaine est étroitement lié à l'évolution de la chaîne pyrénéenne qui produit, via la charge orogénique, une subsidence variable du bassin et dont les produits d'érosion remplissent tout ou partie de l'espace disponible créé par la subsidence et les variations du niveau marin.

Trois grandes périodes se distinguent durant l'intervalle Paléocène-Eocène du bassin d'Aquitaine :

- La période Paléocène-Yprésien inférieur est marquée par des **dépôts de plateforme carbonatée** sur la flexure celtaquitaine et la présence d'environnements profonds dans le sud aquitain.
- La période Yprésien inférieur-Lutétien correspond à une période de reprise de compression pyrénéenne et d'érosion des reliefs. Cette période est associée à des décharges terrigènes importantes qui amènent au comblement du bassin d'avant-pays et à une continentalisation progressive par le dépôt de séries deltaïques, puis fluviatiles. Cette période correspond au dépôt de l'ensemble couramment dénommé les **Sables infra-molassiques** qui comprennent les Grès à Nummulites au sens large (dépôts deltaïques et littoraux) et les Sables de Lussagnet (dépôts continentaux fluviatiles).
- La période Bartonien-Priabonien appartient à une période de paroxysme de la compression pyrénéenne, durant laquelle le bassin est sur-rempli par les dépôts terrigènes très épais (localement supérieur à 1 000 m), à forte dominance argileuse, bien qu'entrecoupé de niveaux sableux ou carbonatés continentaux (**molasses d'Aquitaine**), à l'exception de la partie occidentale qui reste marine. Reflétant l'évolution diachrone, d'est en ouest de la compression pyrénéenne, les dépôts molassiques sont eux-mêmes diachrones, leur base se situant dans l'Yprésien à l'est, et dans le Priabonien plus à l'ouest.

En termes hydrogéologiques, les molasses d'Aquitaine sont couramment considérées comme un ensemble globalement aquitard, qui surmonte deux grands ensembles aquifères que sont : i- les dépôts de plateforme carbonatée d'âge du Paléocène-Eocène inférieur et ; ii- les Sables infra-molassiques. Ces deux ensembles aquifères étant plus ou moins séparés par des formations argileuses (marnes pro-deltaïques associées aux Grès à Nummulites) relativement aquitards (Marnes de Gan / Marnes de Donzacq).

La stratigraphie et les géométries de ces deux ensembles aquifères seront présentées dans un premier temps. L'évolution à l'intérieur des dépôts bartoniens, et postérieurs, sera abordée dans un chapitre dédié.

5.1. DEPOTS ANTE-MOLASSIQUES : STRATIGRAPHIE, PALEOGEOGRAPHIE, ETAT DES CONNAISSANCES

Ce projet concerne les aquifères « infra-molassiques ». Les dépôts molassiques sont des dépôts d'avant-pays qui accompagnent l'évolution de la chaîne pyrénéenne et correspondent à un stade de remplissage très avancé (sur-rempli), durant lequel le bassin d'avant-pays, encore très subsident, est comblé par les produits d'érosion de la chaîne, mais peu drainé. A distance du piémont, il en résulte des dépôts continentaux fins (environnement de plaine alluviale et lacustre) à forte dominance argileuse et peu aquifère. Ces dépôts qui forment l'aquitard principal des aquifères-dépôts tertiaires accompagnent l'évolution de la chaîne pyrénéenne qui est diachrone

d'est en ouest. Il en résulte que les dépôts molassiques débutent plus tôt à l'est (Yprésien) qu'à l'ouest (Priabonien à Oligocène).

Dans cette partie, nous présentons les principales évolutions, formations et traits paléogéographiques des dépôts infra-molassiques, marins (les passages latéraux et les relations avec les dépôts molassiques seront abordés plus loin). Pour ces dépôts marins, plusieurs reconstitutions paléogéographiques ont été proposées : la plus notable étant celle tirée de la *Synthèse Aquitaine* de 1974 (Géologie du bassin d'Aquitaine, BRGM, Société Elf recherche, Société Esso REP et SNPA) qui se base sur les affleurements du bassin et sur de nombreux forages pétroliers. Plaziat (1981) a également proposé des cartes paléogéographiques, basées sur les travaux de la *Synthèse Aquitaine* (1974) et sur de nombreux affleurements, situés principalement sur les bordures du bassin (Languedoc, Castres, Albi). Plus récemment, Gély et Sztrakos (2000) et Serrano (2001) ont proposé de nouvelles cartes paléogéographiques basées sur de nouvelles révisions stratigraphiques des formations paléogènes du bassin. Les dernières cartes publiées sont celles de la *Synthèse Pyrénées* (BRGM-IGME), compilées dans les années 2000, et publiées récemment par l'AGSO et le BRGM (2018). Ces cartes sont les plus complètes à l'échelle du bassin d'Aquitaine et ont servi de supports pour définir les grandes entités cartographiques. Une série de cartes paléogéographiques a ensuite été réalisée dans le cadre du présent projet, ainsi que dans le cadre du projet ″Source to sink″ (BRGM, Total) et seront présentées dans les parties suivantes.

5.1.1. Paléocène-Eocène inférieur

Pour l'intervalle Paléocène-Eocène inférieur, les différentes cartes qui concernent plus précisément l'intervalle stratigraphique Danien-Yprésien inférieur sont au nombre de trois, et correspondent aux intervalles : i- Danien, ii- Thanétien et iii- Thanétien supérieur - Yprésien inférieur.

Au Paléocène-Eocène inférieur, la sédimentation du bassin Aquitain se caractérise par des dépôts de plateformes carbonatées, passant latéralement à une sédimentation profonde dominée par des flyschs, au sud du bassin. Cette période a fait l'objet de nombreuses études lithologiques et biostratigraphiques, depuis les travaux de Seunes en 1890. En effet, de nombreux auteurs se sont intéressés à la stratigraphie des formations paléogènes d'Aquitaine, notamment à travers des études d'affleurements-type dans la Zone nord-pyrénéenne ou encore en bordure des structures héritées de la tectonique halocinétique.

Depuis les travaux de Seunes (1890), Douvillé (1919) ou encore de Gubler et Pomeyrol (1946) sur la coupe de Gan-Rébénacq, les coupes-types des formations de Gan et de Pont-Labau ont été révisées par différents auteurs (Flicoteaux,1972 ; Seyve, 1984 ; Dubarry, 1988 ; Peybernes et al., 1999) et plus récemment par Steurbaut et Strakos (2002). Les travaux de Beseme (1962) se sont concentrés sur les différents affleurements paléogènes, situés au niveau des structures diapiriques d'Audignon, de Pau ou encore de Garlin.

a) Danien

Le Danien se dépose après une émersion, à la fin du Maastrichtien, d'une partie du bassin, progressivement comblée durant la fin du Crétacé supérieur (Faber, 1961 ; Beseme, 1962 ; Bouroullec et al., 1972).

Durant le Danien, la paléogéographie présente des contours assez semblables à ceux du Crétacé supérieur (Serrano, 2001 ; BRGM-AGSO, 2018 ; Figure 31). En effet, les faciès marins se développent le long d'un axe nord-ouest / sud-est, créant un golfe ouvert sur l'Atlantique.

Ce domaine marin de plateforme carbonatée se caractérise par trois ensembles majeurs :

- Au nord du bassin, sur la flexure celtaquitaine, le Danien se caractérise par un ensemble carbonaté, composé essentiellement de calcaires dolomitiques, de calcaires marneux graveleux, riches en échinodermes, bryozoaires et Mélobésiées (Bouroullec, 1962) et de calcaires sub-récifaux à polypiers ; l'ensemble étant connu sous le nom de Formation d'Arcet (Membre inférieur). Le sommet de cet ensemble calcaréo-dolomitique est marqué par une colonisation importante de Microcodium, notamment dans la région de la ride d'Audignon (Bouroullec, 1962). Il présente également de nombreuses intercalations de calcaires graveleux marquant vraisemblablement la phase régressive danienne.
- Au sud du bassin, dans la partie profonde, le Danien se distingue par la mise en place de calcaires pélagiques à hémipélagiques, de microbrèches et de conglomérats (Calcaires de Lasseube ou calcaires conglomérés), qui correspondent à des remaniements gravitaires des dépôts de la plateforme septentrionale (Dubarry, 1988).
- Plus à l'est, au-delà du seuil du Comminges, les faciès daniens correspondent à des environnements de dépôts plus proximaux, notamment avec la présence de calcaires lacustres (Kieken, 1973) ou de dépôts continentaux terrigènes, comprenant des dépôts de plaine d'inondation, des chenaux fluviatiles à rares passées conglomératiques, ainsi que des ensembles lacustres terrigènes (Tambareau, 1995 ; Vinciguerra, 2020).

La transition Danien-Sélandien est marquée par une émersion généralisée de la plateforme nord-aquitaine. Dans le bassin profond, des dépôts d'âge du Danien supérieur au Sélandien inférieur sont préservés (Sables de Guillempau, de Steurbaut et Sztrakos, 2002, d'âge NP4 et NP5), mais correspondent latéralement à une période d'émersion généralisée sur les bordures nord et est, qui ne sont ré-ennoyées qu'au Sélandien supérieur-Thanétien supérieur (NP6). Au-dessus, se déposent les formations carbonatées thanétiennes qui forment la partie supérieure de la Formation d'Arcet, ou Membre de Houns.

b) Sélandien-Thanétien moyen

Le Thanétien s'enregistre dans le bassin par la mise en place d'une plateforme carbonatée de type ″rampe″, qui longe toujours le nord du sillon avec un axe proximal-distal orienté nord-sud. La paléogéographie est assez proche de celle du Danien, avec toutefois l'installation de dépôts de plateforme carbonatée à l'est enregistrant une transgression thanétienne (Tambareau et al., 1995).

Du point de vue paléogéographique (Figure 32), les dépôts continentaux se développent de manière plus restreinte au nord de la plateforme et également plus à l'est, au niveau des bassins de Castres et de Narbonne. La préservation des dépôts thanétiens au nord est plus limitée que celle des dépôts daniens.

Les dépôts pélagiques de cette séquence, dans le domaine distal (Bayonne-Tarbes), présentent quelques niveaux gravitaires, prémices des dépôts gravitaires plus importants qui se manifesteront au cours de la période suivante.

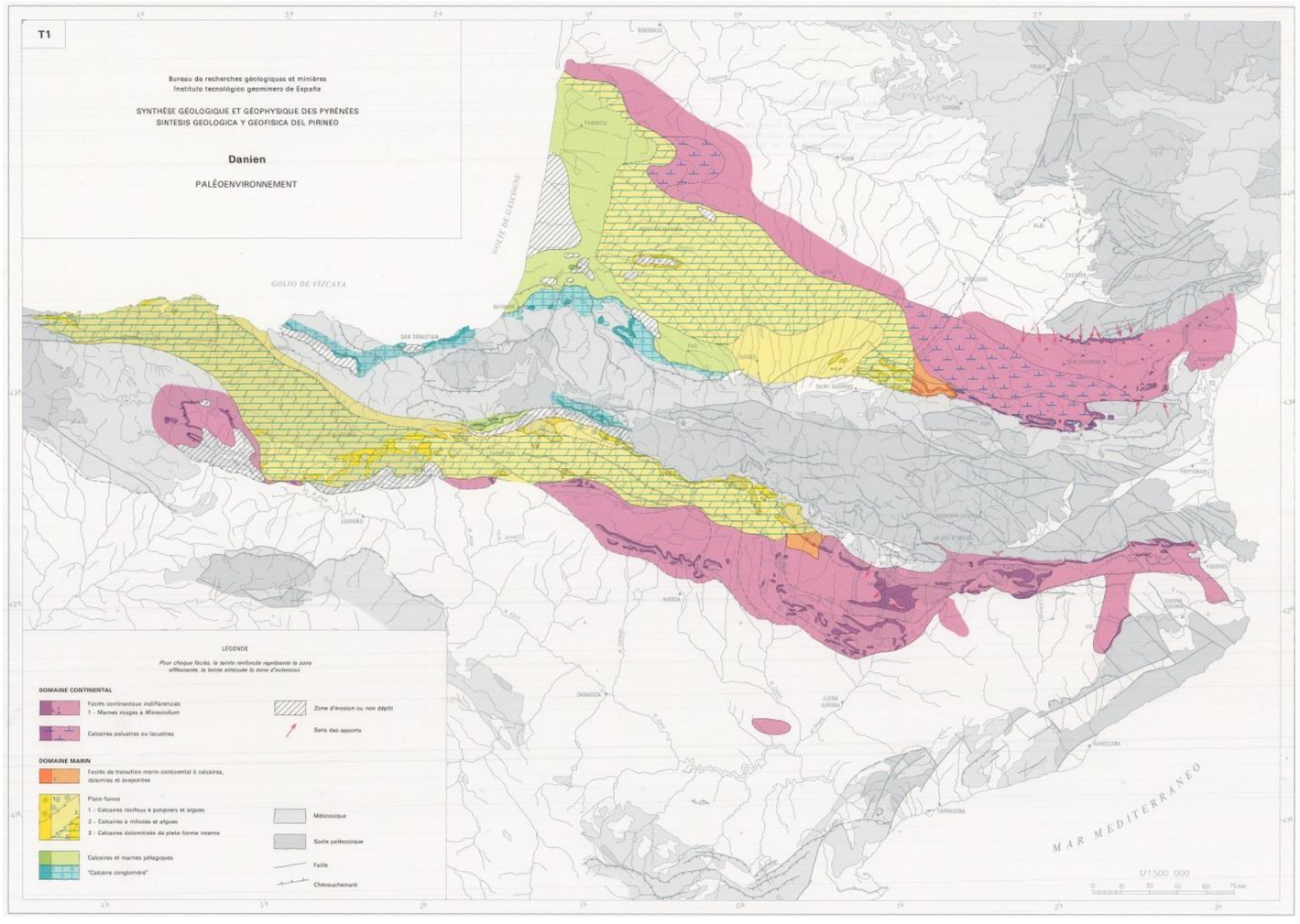


Figure 31 - Carte paléogéographique au Danien (Synthèse Pyrénées, BRGM)

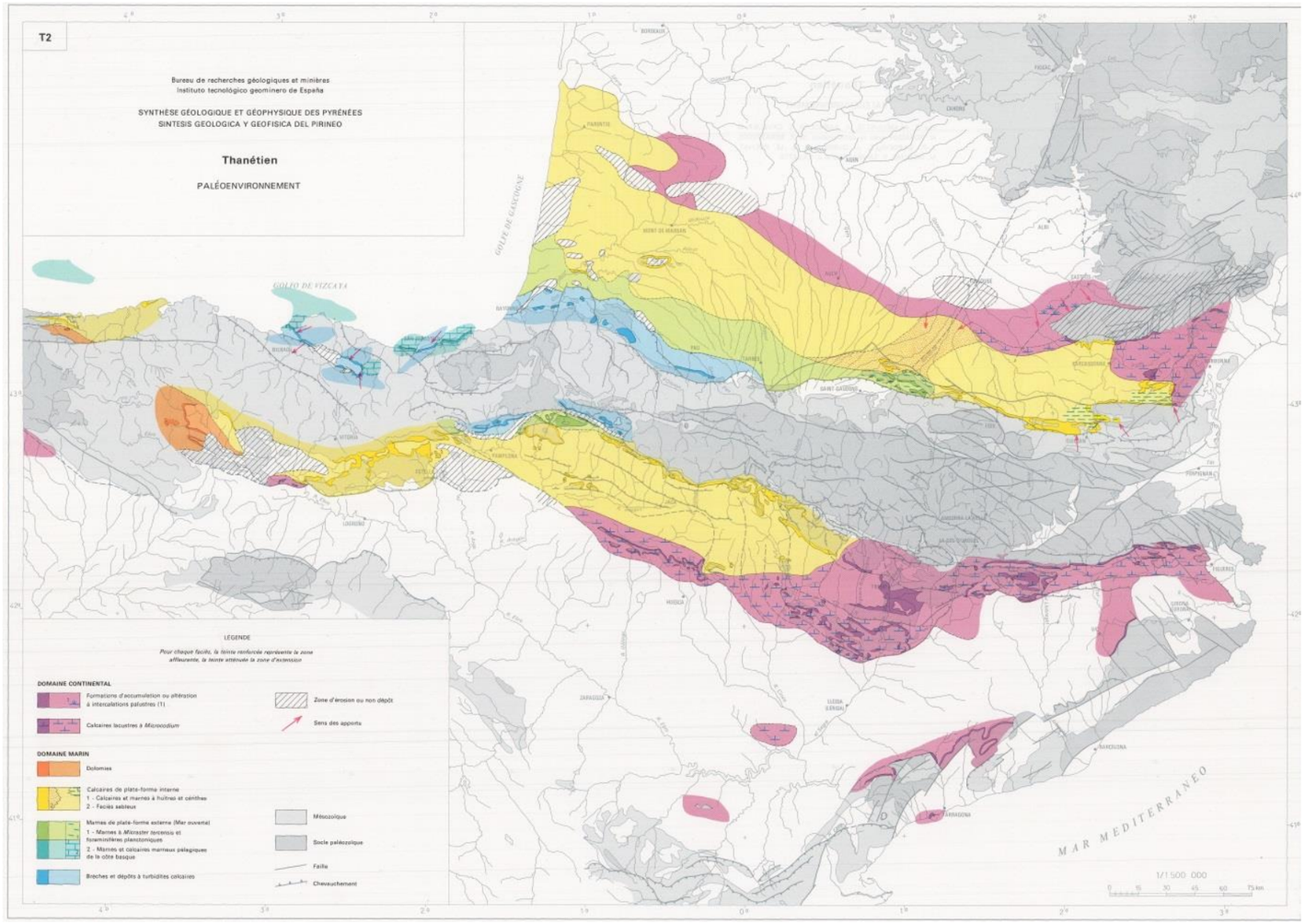


Figure 32 - Carte paléogéographique au Thanétien (Synthèse Pyrénées, BRGM)

c) Thanétien supérieur-Yprésien inférieur (Ilerdien)

Cet intervalle ne semble pas enregistrer de changement majeur dans le type sédimentation du bassin. Cependant, la paléogéographie change largement au nord (Figure 33).

La transgression progresse largement dans la région bordelaise, ennoyée à cette période, et où se déposent des dépôts peu profonds de sables et grès à Nummulites, qui représentent les premiers termes de l'ensemble des Grès à Nummulites, largement développés dans la période suivante. Des dépôts deltaïques se mettent également en place dans les Corbières. La partie profonde du bassin présente des dépôts similaires aux précédents, toutefois les dépôts gravitaires sont plus développés. Nous verrons plus loin que cet intervalle est marqué par des variations importantes du niveau marin (chute à la fin du Thanétien et grande transgression durant l'Yprésien inférieur, non imagées sur la Figure 33).

5.1.2. Eocène marin

a) Yprésien inférieur-Lutétien inférieur

Durant cet intervalle (Figure 33), une progradation a lieu au-dessus de la transgression majeure de l'Ilerdien (Figure 36). Elle se traduit par la mise en place d'une sédimentation deltaïque représentées par des marnes pro-deltaïques (Marnes de Gan, Marnes de Donzacq), des sables deltaïques (Grès à Nummulites au sens large, Sables de Baliros, Grès de Grenade…), puis de sables continentaux (Sables de Lussagnet). Ces dépôts progradants montrent un diachronisme relativement important selon les directions est-ouest et nord-sud (Cavelier et al., 1997 ; Sztrakos et al., 1998 ; Serrano, 2001).

Durant la même période, des dépôts conglomératiques prennent place au front des Pyrénées dans la partie orientale du bassin (Poudingues de Palassou). Cette période correspond au comblement de la majeure partie du bassin. Elle est suivie par le dépôt des molasses d'Aquitaine, dans une grande partie de la zone, à l'exception de la partie occidentale.

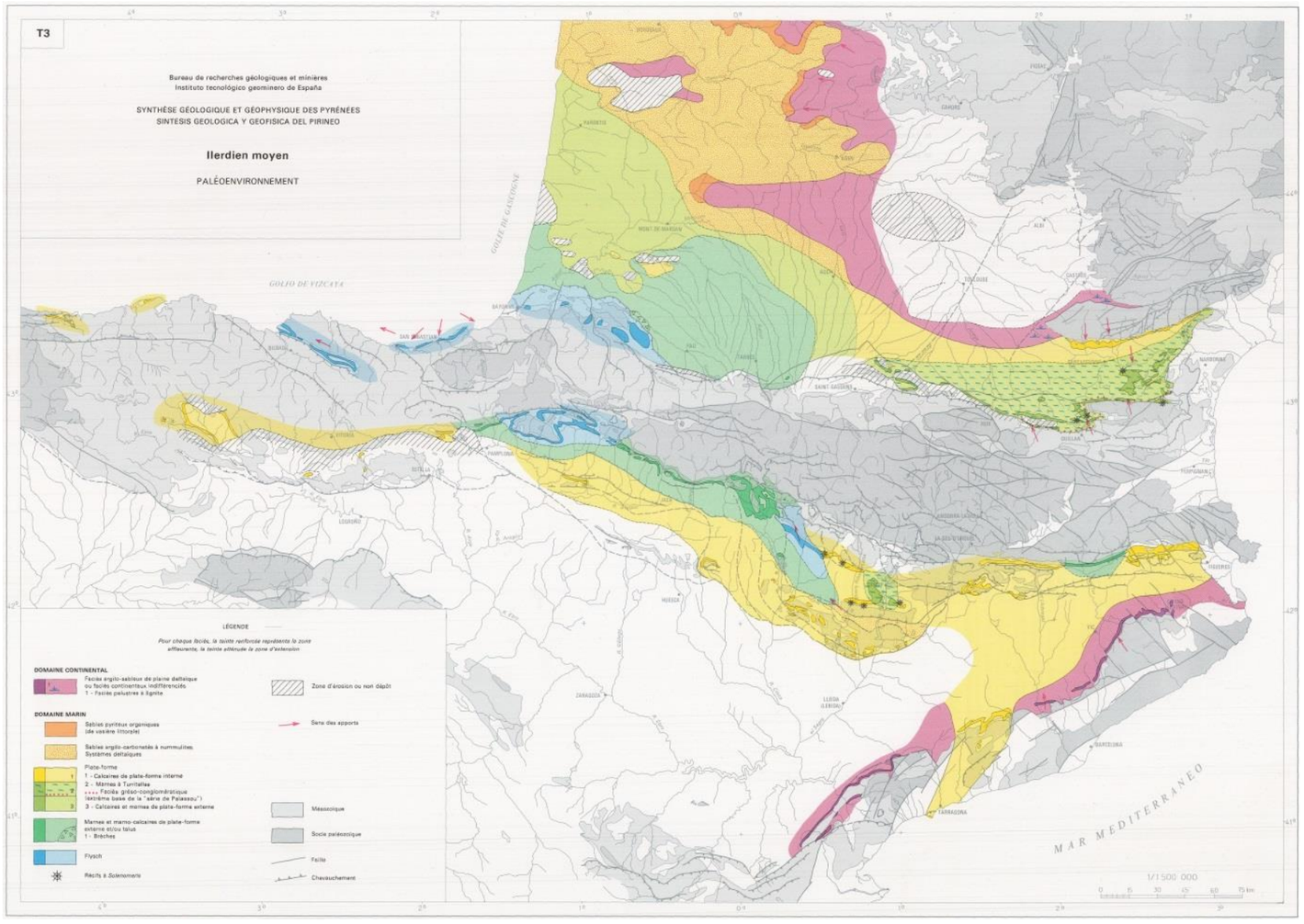


Figure 33 - Carte paléogéographique de l'Ilerdien (Synthèse Pyrénées, BRGM-AGSO-IGME, 2018)

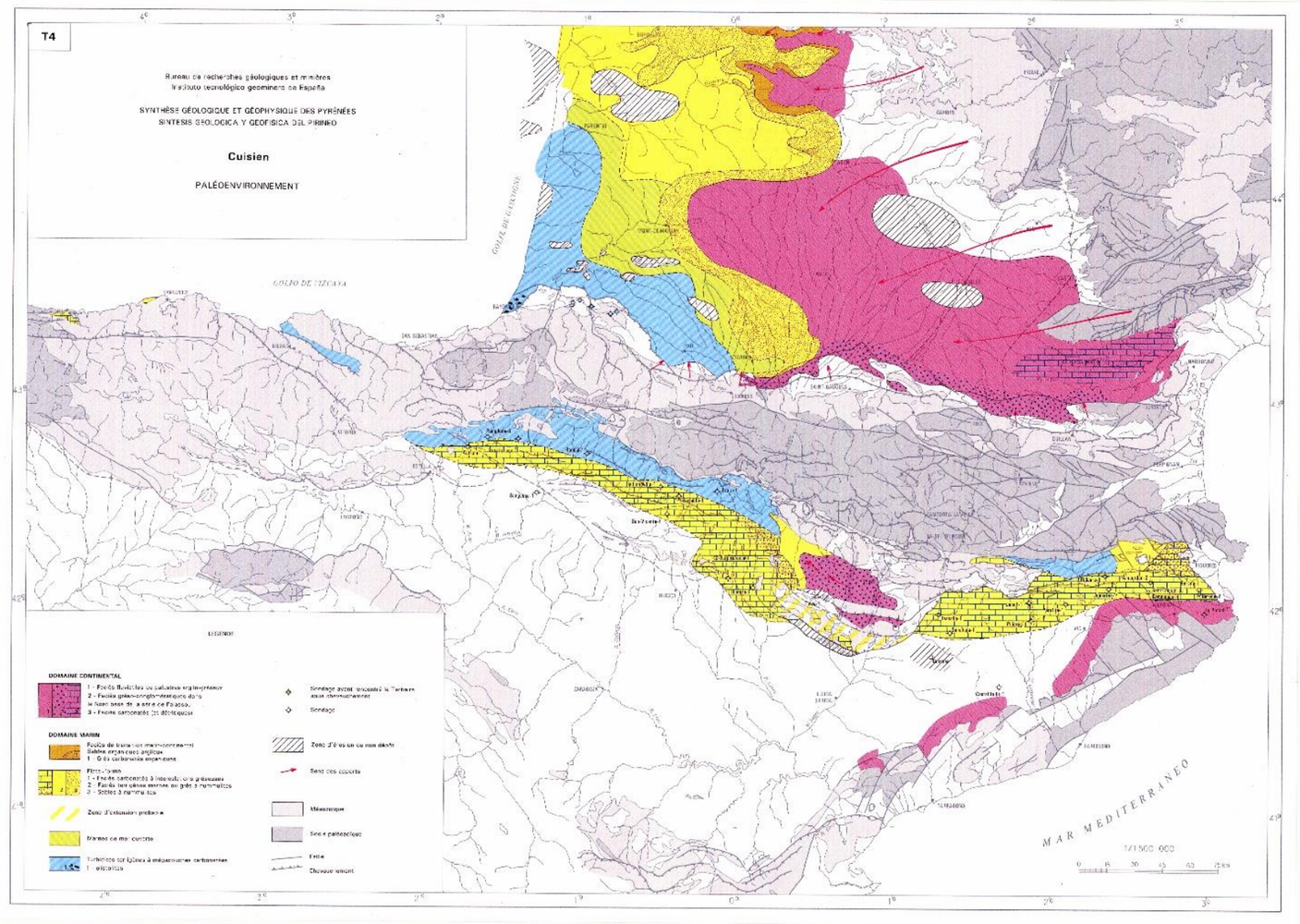


Figure 34 - Carte paléogéographique du Cuisien (Synthèse Pyrénées, BRGM-AGSO-IGME, 2018)

b) Lutétien à Priabonien

Au-dessus de cet épisode terrigène et après le comblement d'une grande partie du bassin au Lutétien inférieur, les dépôts du Lutétien moyen à supérieur sont dominés par le développement d'un ensemble à dominance carbonatée. Dans l'ordre chronologique, ces séries sont (Sztrakos et al., 1998 ; Serrano, 2001 - Figure 35 et Figure 36) :

- les Calcaires de Nousse, d'âge lutétien moyen, correspondent à des calcaires récifaux ;
- la Formation de la Fontaine de la Médaille débute au Lutétien supérieur et correspond à des dépôts mixtes terrigènes carbonatés ; ces deux ensembles passent latéralement (dans le domaine du bassin) à des dépôts marneux (Marnes de Miretrain - Saint-Geours-d'Auribat *pro parte*) ;
- les Calcaires de Brassempouy (d'âge bartonien) correspondent à des dépôts de rampe, plus ou moins terrigènes. Ces dépôts sont largement transgressifs avec un maximum d'approfondissement au milieu de la Formation de Brassempouy. Latéralement se déposent des formations molassiques, dénommées Formation de Tartas.

Cet ensemble est recouvert par des dépôts molassiques priaboniens progradants de la Formation de Campagne.

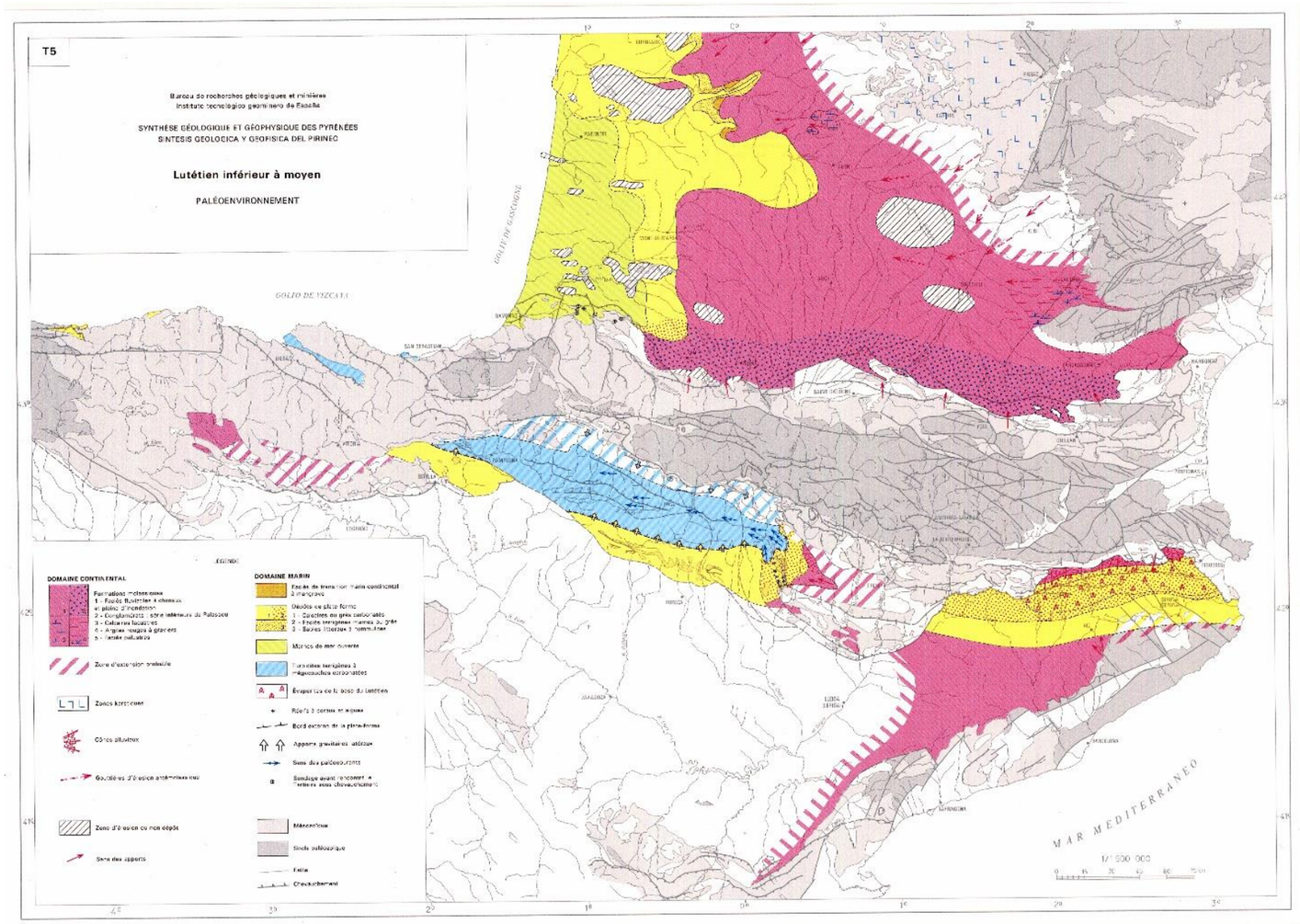


Figure 35 - Carte paléogéographique au Lutétien (BRGM-AGSO-IGME, 2018)

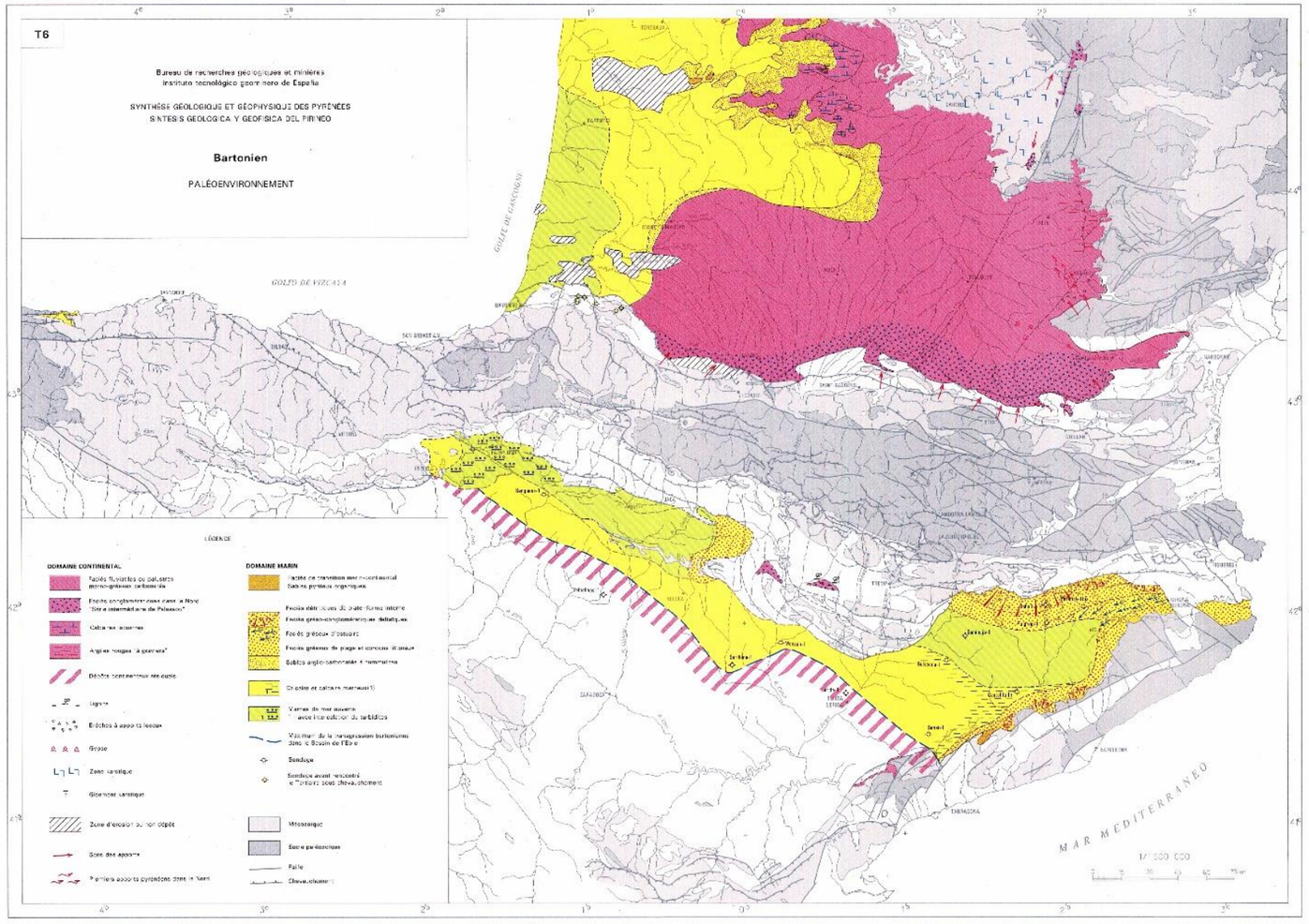


Figure 36 - Carte paléogéographique au Bartonien (BRGM-AGSO-IGME, 2018)

5.1.3. Découpage séquentiel de Serrano (2001)

Différents découpages séquentiels ont pu être proposés pour la période Paléocène-Eocène du Bassin aquitain. Nous ne rediscuterons ceux-ci qu'en regard des travaux réalisés au cours de cette étude.

Le découpage séquentiel, le plus récent et le plus détaillé pour cette période, a été proposé par Serrano (2001) (Figure 37). Ce découpage se base essentiellement sur l'analyse de forages carottés dans la zone de Mont-de-Marsan et sur des corrélations diagraphiques dans le bassin de l'Adour. Il propose de diviser cet intervalle en deux cycles majeurs (10 à 20 Ma) :

- (1) cycle Danien-Thanétien (de Membre de Buane à Membre de Houns). Ce cycle est caractérisé par une aggradation, puis une progradation, des systèmes carbonatés. Il est essentiellement constitué de faciès péri-récifaux et de lagons. La limite supérieure de ce cycle est définie par une surface karstique émersive.
- (2) cycle Thanétien moyen à Bartonien inférieur (de Formation de Meilhan à Formation de La Fontaine de la Médaille). Le demi-cycle rétrogradant se caractérise par une évolution des faciès de lagon vers des faciès de plateforme externe à Nummulites (Marnes de Donzacq). La surface d'inondation maximale correspondrait à un *hardground* (surface de condensation) au sommet de la Formation de Lapêche (Yprésien inférieur) et à la base des Marnes de Donzacq. Le demi-cycle progradant qui suit enregistre la progradation, d'est en ouest, de deltas mixtes terrigènes carbonatés de la fin de l'Yprésien inférieur au Lutétien.

Au-dessus, Serrano (2001) positionne un demi-cycle transgressif bartonien, surmonté par une progradation à grande échelle, enregistrée par le développement généralisé de dépôts molassiques (Formation de Campagne).

Le découpage en cycles de troisième ordre sera détaillé en comparaison du découpage proposé dans cette étude.

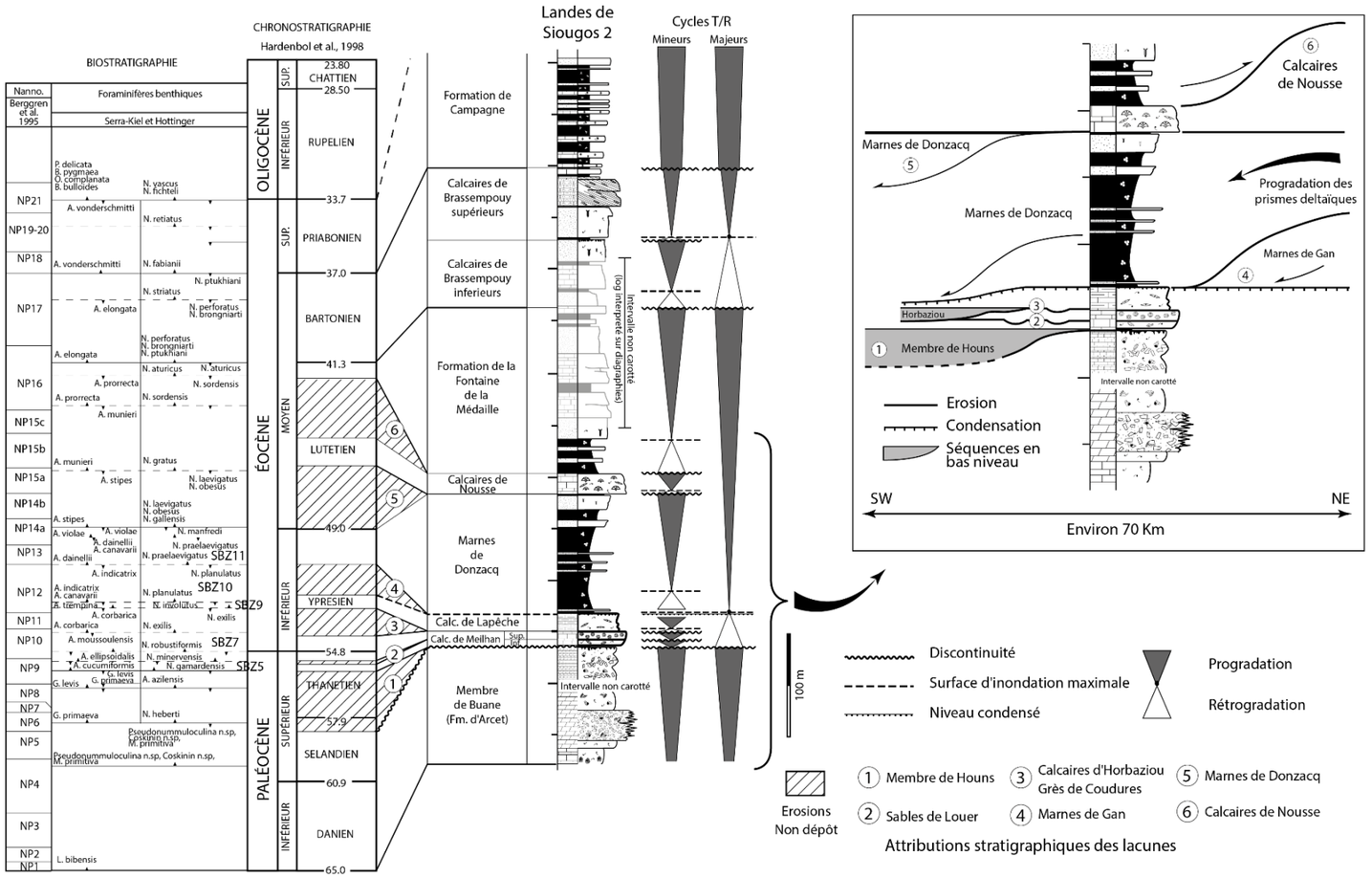


Figure 37 - Log type, biostratigraphie et découpage séquentiel de la région de Landes de Siougos (Serrano, 2001)

5.2. SYNTHESE DES SERIES SEDIMENTAIRES ANTE-MOLASSIQUES ET PRINCIPAUX DECOUPAGES

5.2.1. Plateforme et flexure nord-aquitaine : évolution sédimentaire et découpage stratigraphique

a) Coupe-type : le forage de Lussagnet

Le forage de Lussagnet (Figure 38) a été décrit en détail (au 1/50ème), puis synthétisé au 1/500ème. Il permet de disposer d'une seconde coupe de référence pour la série étudiée. Plusieurs ensembles lithologiques présentant des faciès sédimentaires différenciés et séparés par des discontinuités lithologiques et/ou faciologiques nettes sont identifiés :

- Un ensemble (1) inférieur, de la base de la carotte à 905 m. Cet ensemble est constitué principalement de calcaires fins *wackestone*, souvent bioturbés, comportant des faunes de milieu abrité, à gastéropodes principalement, où les traces de racines sont fréquentes. Cet intervalle se termine par un paléosol assez développé (calcrête), qui marque une émersion importante et constitue la discontinuité D2. Cet ensemble correspond à des faciès de lagon, abrité en arrière d'une barrière, dans un profil de type ″plateforme barrée″. Les nombreuses émersions montrent que ce lagon était relativement peu profond ; il s'inscrit dans un profil de type ″*flat topped platform*″.
  Cet intervalle est attribué à la partie inférieure du Membre de Buane. Il est relativement mal daté, et est attribué, au vu de sa composition lithologique et faciologique, au Danien.
- L'ensemble suivant (2) se développe de 905 m à 857 m. Il est également à dominance carbonatée, mais contient des dépôts plus grossiers, essentiellement de *pakstone* à *grainstone*. Cet ensemble contient des faunes internes et de milieu plus ouvert (alvéolines, milioles, rares coraux), et présente des figures sédimentaires (lamines planes et stratifications obliques) qui montrent un hydrodynamisme relativement élevé. Cet intervalle reste relativement peu profond, mais est plus agité que le précédent. Les faciès identifiés correspondent à des dépôts peu profonds de rampe non barrée et par conséquent sous l'influence de l'énergie des vagues. L'ensemble se termine par un niveau plurimétrique à Microcodium et présente des nodules pédogénétiques, qui marquent une tendance émersive prononcée. Cette discontinuité est nommée T4.
  L'ensemble 2 est attribué à la Formation de Buane supérieur. Les datations biostratigraphiques indiquent un intervalle assez large, SBZ2-3 (*i.e.* Sélandien au Thanétien inférieur) dans la partie inférieure, SBZ 3-6 (*i.e.* Thanétien à Yprésien basal) dans la partie supérieure. Par cohérence avec les variations connues dans la zone et avec la position du PETM, identifié dans un intervalle débutant au niveau de T4 par Tremblin et al *in prep*, un âge du Sélandien supérieur à Thanétien supérieur lui est attribué.
- Le dernier ensemble carbonaté (3) débute par des niveaux à Microcodium. Il est constitué de dépôts moyennement triés, de texture *packstone* principalement, contenant à la base des gastéropodes. Au-dessus, les foraminifères sont abondants, avec l'apparition de milioles puis d'alvéolines, qui marque un approfondissement progressif. Des intercalations de niveaux de racines et de niveaux à lignites montrent cependant des périodes émersives à sub-émersives.
  Ces dépôts sont datés à partir de 844 m, à l'Yprésien inférieur (SBZ 5-6), et sont attribués à l'ensemble indifférencié Meilhan/Horbaziou. De 819 m à 812 m, un ensemble très bioturbé, à nombreuses Nummulites et riche en glauconie, termine l'intervalle carbonaté (Calcaires de Lapêche) : il est recouvert par des marnes plus profondes. La surface Y3 forme le sommet de cet intervalle. Ce dernier niveau correspond à un intervalle condensé (sédimentation peu

épaisse, associée à un faible taux de sédimentation), daté de l'Yprésien inférieur (SBZ 7-9). Ce niveau condensé fait la transition avec les Marnes de Gan et la sédimentation à dominance terrigène.

Ces trois ensembles à dominance carbonatée forment la plateforme paléocène à ilerdienne.

- L'ensemble terrigène marin (4) (de 812 à 724 m) correspond à des alternances de marnes, de sables et de grès carbonatés, tous riches en Nummulites. La tendance générale est une transition vers des dépôts de moins en moins profonds, ce qui se traduit par une transition progressive de marnes, devenant de plus en plus sableuses. Dans la partie supérieure à la transition avec les Sables de Lussagnet sus jacents, des marnes très bioturbées sont interprétées comme des dépôts abrités, peu profonds, de type ″lagune″. Le passage aux Sables de Lussagnet est net.
  L'ensemble (4) correspond aux Marnes de Gan à la base, passant aux Grès à Nummulites (Baliros/ Grenade) au-dessus. Cet ensemble débute dans l'Yprésien inférieur (NP10- SBZ9) et se termine dans l'Yprésien supérieur (NP12/SBZ10).
- L'ensemble terrigène continental (5) (de 724 à 652 m) correspond à des sables principalement grossiers. Le carottage n'a pas récupéré l'ensemble de cet intervalle ; des passées plus fines sont observées dans la partie supérieure. L'augmentation de la radioactivité dans cette partie supérieure suggère la présence d'argiles. Cet ensemble qui correspond à la Formation des Sables de Lussagnet n'est pas daté biostratigraphiquement.
- L'ensemble supérieur (6) n'a été décrit que jusqu'à 600 m. Il s'agit essentiellement de niveaux argileux, avec de fréquentes traces de racines, quelques intercalations de niveaux carbonatés à gastéropodes, traduisant des intervalles à sédimentation lacustre, et de rares niveaux sableux. L'ensemble n'est pas détaillé ici et fait partie des molasses d'Aquitaine, non datées sur le site. Des études plus détaillées, réalisées par Terega, ont élaboré une stratigraphie fine basée sur l'identification de niveaux-repères locaux.

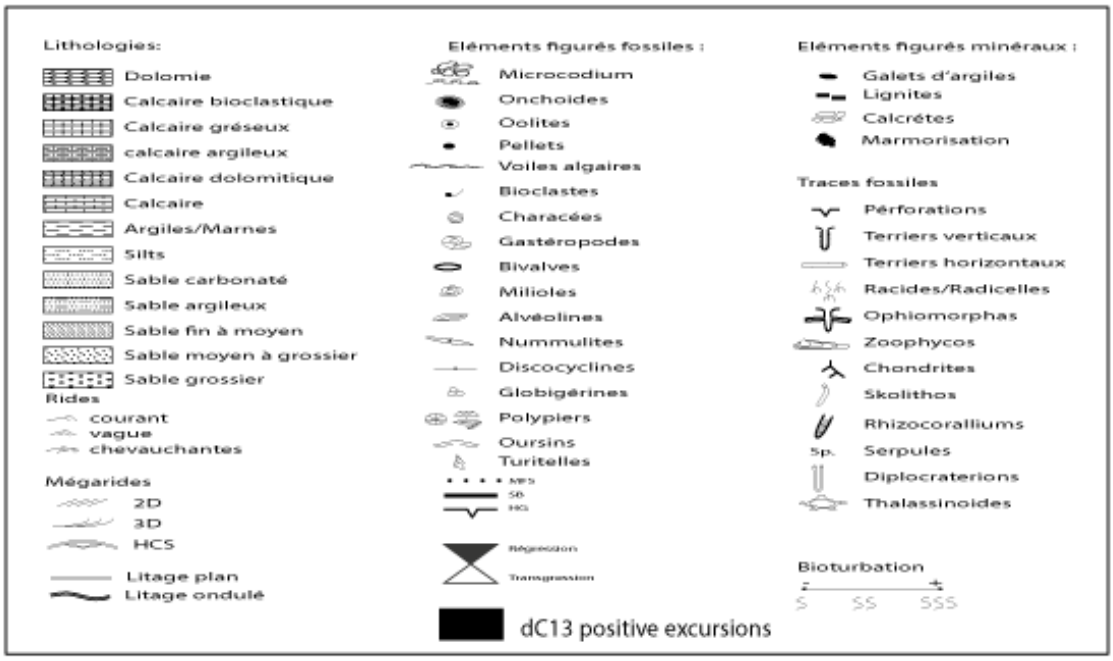
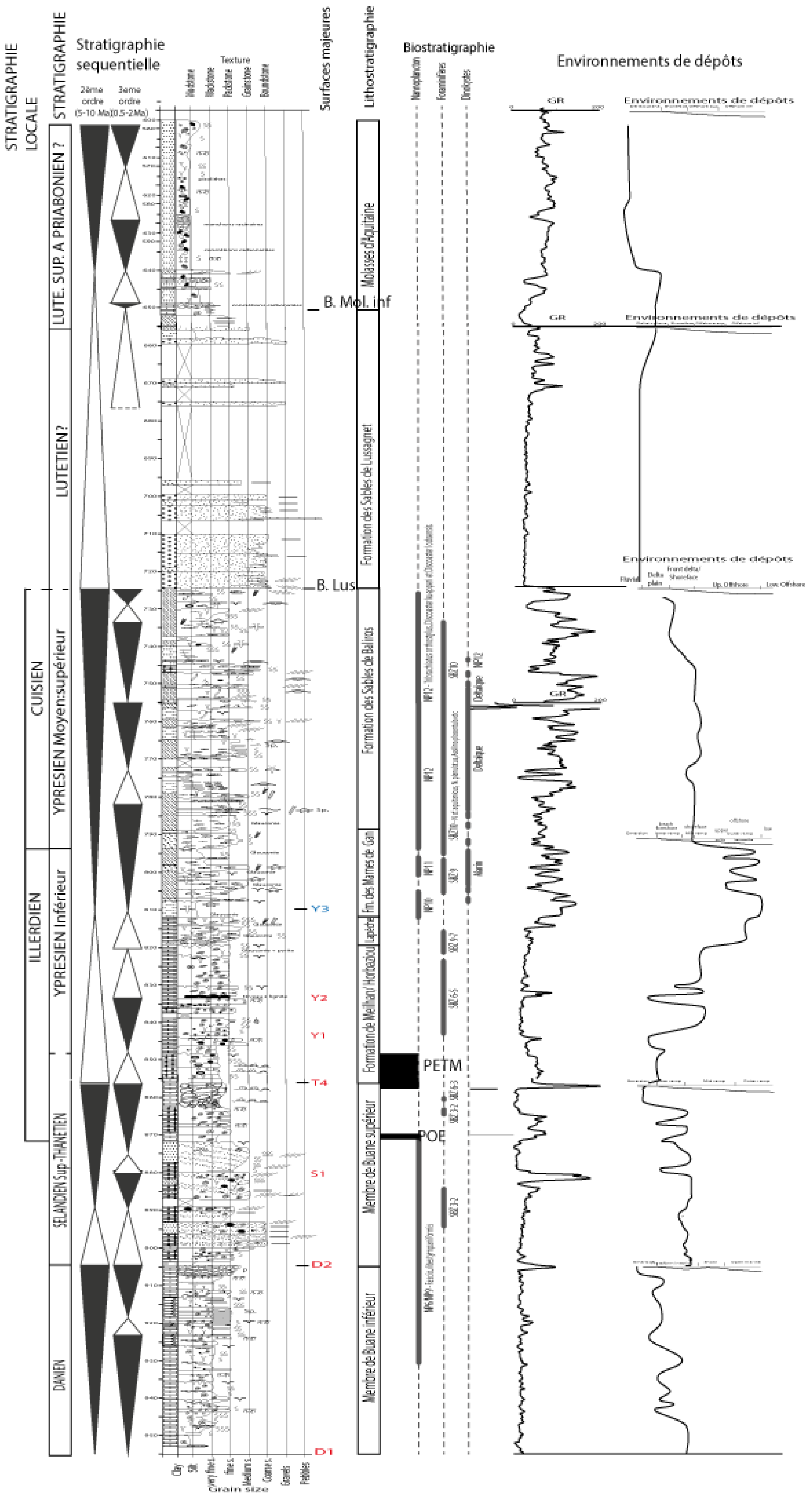


Figure 38 - Légende (ci-dessus) et log synthétique (page suivante) du forage LUG101, utilisé comme forage de référence (y figurent les données stratigraphiques disponibles (Terega, Tremblin et al., in prep), l'interprétation en terme d'environnement de dépôt, le découpage séquentiel et les surfaces majeures identifiées)


STRATIGRAPHIE LOCALE
STRATIGRAPHIE
Stratigraphie sequentielle
2ème ordre (5-10 Ma)
3eme ordre (0.5-2Ma)
Texture
Surfaces majeures
Lithostratigraphie
Biostratigraphie
Environnements de dépôts
LUTE. SUP. A PRIABONIEN ?
LUTETIEN?
CUISIEN
YPRESIEN Moyen-supérieur
ILLERDIEN
YPRESIEN Inférieur
SELANDIEN Sup-THANETIEN
DANIEN
B. Mol. inf
B. Lus
Y3
Y2
Y1
T4
S1
D2
D1
Molasses d'Aquitaine
Formation des Sables de Lussagnet
Formation des Sables de Baliros
Fm. des Marnes de Gan
Formation de Meilhan/ Horbeasbu
Membre de Buane supérieur
Membre de Buane inférieur
PETM
POE
GR
Grain size

b) Corrélations avec la plateforme nord-aquitaine

Une série similaire et contemporaine, située à proximité, a été décrite par Serrano (2001), dans les forages du stockage de gaz de Landes de Siougos, situés au nord-est de Lussagnet. Les grands ensembles identifiés dans le forage de Lussagnet s'y retrouvent, mais présentent des variations plus ou moins importantes, selon les intervalles (Figure 39 et Figure 40).

Les intervalles de la plateforme d'âge paléocène à ilerdien montrent des évolutions relativement similaires.

Les dépôts danien et thanétien, non carottés dans les forages de Landes de Siougos, n'y sont pas différenciés. Ils se terminent par une surface d'émersion qui semble équivalente à la surface **T4** d'âge thanétien supérieur, qui termine le second ensemble carbonaté (Sélandien-Thanétien) de Lussagnet.

Au-dessus, l'ensemble carbonaté montre des évolutions similaires, attribuables aux Calcaires de Meilhan : ils sont entrecoupés dans les deux forages par une surface d'émersion. Les calcaires inférieurs de Meilhan (non datés à Lussagnet) sont datés du Thanétien supérieur dans le forage de Landes de Siougos, tandis que les Calcaires supérieurs de Meilhan ont un âge yprésien basal. Ceci confirme les attributions de la littérature (Sztrakos et al., 1998) et est confirmé par des travaux récents qui ont identifié la limite PETM (Paléocène-Eocène) à proximité du niveau d'émersion, dans le forage de Lussagnet (Tremblin et al., *in prep*). L'approfondissement et la condensation visible dans les Calcaires de Lapêche sont également similaires dans les deux forages. La période de condensation peut néanmoins être plus longue dans le forage de Landes de Siougos, dans lequel les sédiments, recouvrant les Calcaires de Lapêche, ne comportent pas la zone SBZ 10 (présente à Lussagnet), mais démarrent directement dans la zone SBZ 11.

Les ensembles terrigènes sont relativement différents. Alors qu'à Lussagnet, la stratigraphie est constituée par les Marnes de Gan, les Sables de Baliros puis les Sables de Lussagnet, au niveau des Landes de Siougos, seuls les faciès marneux distaux, représentés par les Marnes de Donzacq, sont enregistrés. Ceci montre que la progradation d'est en ouest des ensembles deltaïques et fluviatiles associés n'a pas atteint la zone plus distale (profonde) de Landes de Siougos. L'évolution de ce domaine distal est significativement différente de celle de Lussagnet, en accord avec les interprétations (Serrano, 2001) des lacunes sédimentaires enregistrées (Figure 37). En effet, des conditions marines y persistent durablement :

- le Lutétien moyen est représenté par les Calcaires de Nousse, représentés par des calcaires récifaux ;
- au-dessus d'une lacune sédimentaire érosive, prennent place des dépôts mixtes carbonatés-siliciclastiques de la Fontaine de Médaille, d'âge lutétien terminal ;
- les Calcaires de Brassempouy, d'âge bartonien, constituent deux ensembles correspondant également à des dépôts mixtes carbonatés-siliciclastiques. Ils sont distingués en deux ensembles : inférieur et supérieur, et séparés par un maximum de transgression MFS (Serrano, 2001). Ces dépôts transgressifs reflètent une rétrogradation importante qui se traduit par un recul des faciès marins jusqu'à proximité du forage de Lussagnet. La MFS identifiée au sein des Calcaires de Brassempouy a probablement un équivalent non identifié ici dans les dépôts molassiques du forage de Lussagnet.
- ces dépôts marins sont surmontés, au début du Priabonien, par la progradation des dépôts molassiques de la Formation de Campagne, correspondant à des dépôts côtiers.

c) Identification des surfaces majeures

Un transect de corrélation diagraphique incluant l'ensemble a été réalisé afin de préciser les géométries des différents corps sédimentaires et les variations latérales, ainsi que le découpage séquentiel, et d'identifier les principales surfaces.

Les corrélations montrent les grandes évolutions et permettent de définir les principales surfaces suivantes :

- Un ensemble Danien-Thanétien correspondant à une série carbonatée récifale dans sa partie danienne, de type ″rampe carbonatée″ dans sa partie Sélandien-Thanétien. Ces deux sous-ensembles sont séparés par une **émersion prononcée D2, âgée du Danien supérieur-Sélandien**, présente dans les deux forages corrélés. Cet ensemble se termine par une **seconde émersion importante T4** durant le Thanétien supérieur. Cet ensemble correspond, à Lussagnet et Siougos, au Membre de Buane. Les surfaces D2 et T4 forment des surfaces majeures (de chute du niveau marin avec émersion prolongée SB et MRS) corrélables à grande échelle qui ont été utilisées pour découper la série carbonatée.
- Un ensemble Thanétien terminal-Yprésien inférieur, relativement complexe, entrecoupé par une émersion (Y1), située à proximité de la limite Thanétien-Yprésien (PETM), séparant en deux les Calcaires de Meilhan, et surmonté par les Calcaires de Lapêche. Cet ensemble se termine par le passage à une sédimentation terrigène et la progradation des ensembles des Grès à Nummulites (plateforme terrigène et deltaïque) et des Sables de Lussagnet. Cette surface **Y3**, située au toit des Calcaires de Lapêche, correspond à une sédimentation très condensée et à un approfondissement. Elle forme, comme à Landes de Siougos, une MFS majeure en même temps qu'une disparition des dépôts de plateforme carbonatée. Elle a également été utilisée comme une surface majeure qui marque la **fin des dépôts à dominance carbonatée et le début des dépôts à dominance terrigène**.
- L'ensemble de cet intervalle carbonaté est relativement continu vers l'ouest ; toutefois il se pince entièrement dans le forage de Saint-Girons-en-Marensin (le long de la côte actuelle).
- La progradation des Grès à Nummulites et des Sables de Lussagnet est assez continue, de sorte qu'aucune discontinuité majeure n'est identifiée dans la progradation de cet ensemble. La base des Grès à Nummulites, ainsi que celle des Sables de Lussagnet, est diachrone : plus vieille dans les zones les plus proximales (est), plus récentes dans les zones les plus distales (ouest). Il n'est dans ce cas pas possible de traiter ces évolutions via des surfaces-temps. Les Sables de Lussagnet enregistrent les dépôts les plus proximaux, néanmoins, leur base étant d'âge très diachrone, elle n'est pas utilisée comme une surface séquentielle. Les changements de faciès sur une verticale entre marnes pro-deltaïques - grès deltaïques - et sables continentaux ont donc été identifiés dans chaque forage et interpolés (cf. modélisation). Pour information, la base des Grès à Nummulites a été positionnée dès l'apparition des faciès gréseux et carbonatés, au-dessus des faciès purement marneux. Cette base est donc fréquemment encore assez argileuse. D'après nos corrélations, les derniers Grès à Nummulites légèrement rétrogradants pourraient être équivalents à la partie supérieure des Sables de Lussagnet, à Lussagnet.
- Les données biostratigraphiques dans les forages les plus à l'ouest : Lesgor, Laborde, montrent que l'ensemble de l'intervalle des Sables infra-molassiques et des Calcaires de Nousse sont pincés à l'ouest. Cet intervalle est cependant préservé au niveau de Laborde-ouest, suggérant un jeu de la faille de Thétieu lors de l'Eocène inférieur (cf 5.4).
- Au-dessus de la progradation des Grès à Nummulites, qui voit l'avancée de ces grès jusqu'à proximité du forage LS2, à la fin de l'Yprésien supérieur (SBZ12), une lacune sédimentaire s'observe et est surmontée par le dépôt des Calcaires de Nousse. Ceux-ci sont particulièrement développés dans la zone située entre Lussagnet et Landes de Siougos,

atteignant une épaisseur de 70 m à proximité de Mont-de-Marsan. Ces calcaires récifaux se pincent vers l'ouest (tombant de récif) et vers l'est (la zone restant émergée). D'après nos corrélations, il n'existe pratiquement pas de dépôts équivalents aux Calcaires de Nousse à Lussagnet. Ces derniers forment un intervalle de lithologies très différentes de celles des Grès à Nummulites. Ils pourraient servir de repères. Néanmoins, les données de forage et les corrélations (ainsi que les données antérieures de Serrano, 2001) montrent (1) qu'ils ont une répartition spatiale limitée en bordure de plateforme et ne peuvent être utilisés comme un repère stratigraphique, (2) qu'aucune discontinuité claire et corrélable n'est associée à leur base.

- La Formation de Fontaine de la Médaille (débutant au Lutétien terminal) prend place au-dessus d'une lacune temporelle importante et d'une légère transgression au-dessus des Calcaires de Nousse. Ces dépôts prennent place uniquement à l'ouest, avec des épaisseurs plus importantes à partir de LS8. Leur géométrie correspond au dépôt d'un prisme de bas niveau marin. Dans la transgression qui suit, la sédimentation redémarre dans la partie est avec le dépôt de molasses. La **base de la Formation de la Fontaine de la Médaille** correspond à une discontinuité importante (Limite de Séquence au sens de Vail) qui peut être corrélée dans le domaine marin. La reprise des dépôts molassiques terrigènes dans le même cycle (Molasses de Tartas), et *in fine* au-dessus de cette surface, permet de mettre en équivalence la surface ″Base Fontaine de la Médaille″ avec l'avancée des dépôts molassiques. La surface est dénommée localement **Base Molasse inférieure**. Nous verrons plus loin que la limite de séquence, identifiée d'âge lutétien terminal, correspond en outre au début d'une phase de déformation importante dans l'ensemble du bassin d'Aquitaine. La surface de la base de la Formation de Fontaine de la Médaille limite au sommet l'ensemble progradant formé par le système des Sables infra-molassique et les Calcaires de Nousse.
- Au-dessus de la Formation de la Fontaine de la Médaille, une transgression est exprimée par les Calcaires de Brassempouy, qui recouvrent en rétrogradation les molasses de Tartas. La **MFS majeure des Calcaires de Brassempouy**, qui correspond au maximum d'*onlap* des calcaires bartoniens, peut être un repère important, corrélable dans une grande partie du domaine marin. L'ensemble de l'intervalle, formé par les formations de Fontaine de la Médaille et Brassempouy, passe rapidement vers l'ouest à des marnes qui conservent une épaisseur relativement importante dans le bassin, se pinçant progressivement en direction de Saint-Girons-en-Marensin.
- La **progradation majeure des dépôts de molasse (Formation de Campagne),** visible au-dessus des Calcaires de Brassempouy, correspond à l'installation de dépôts molassiques sur l'ensemble de la plateforme aquitaine. Cette progradation de forte amplitude (Ortiz et al., 2020) prend place durant le début du Priabonien. Cette surface limitera au sommet la modélisation géologique réalisée.

Dans cette zone de référence, les discontinuités principales suivantes sont retenues :

- surface de base du Tertiaire ;
- surface D2 d'âge du Danien supérieur-Sélandien (émersion sur la flexure celtaquitaine) ;
- surface T4 d'âge thanétien supérieur (émersion sur la flexure celtaquitaine) ;
- surface Y3 d'âge yprésien inférieur (transgression, MFS majeure et fin des plateformes carbonatées à la limite Paléocène- Eocène) ;
- surface de la base de la Formation de Fontaine de la Médaille (Lutétien terminal) ; première discontinuité marquée au-dessus de la progradation des Grès à Nummulites et des Sables de Lussagnet, et quasi équivalente dans cette région à la base de la Molasse inférieure ;
- surface de base de la molasse priabonienne (Molasse de Campagne), qui recouvre progressivement l'ensemble des dépôts marins antérieurs.

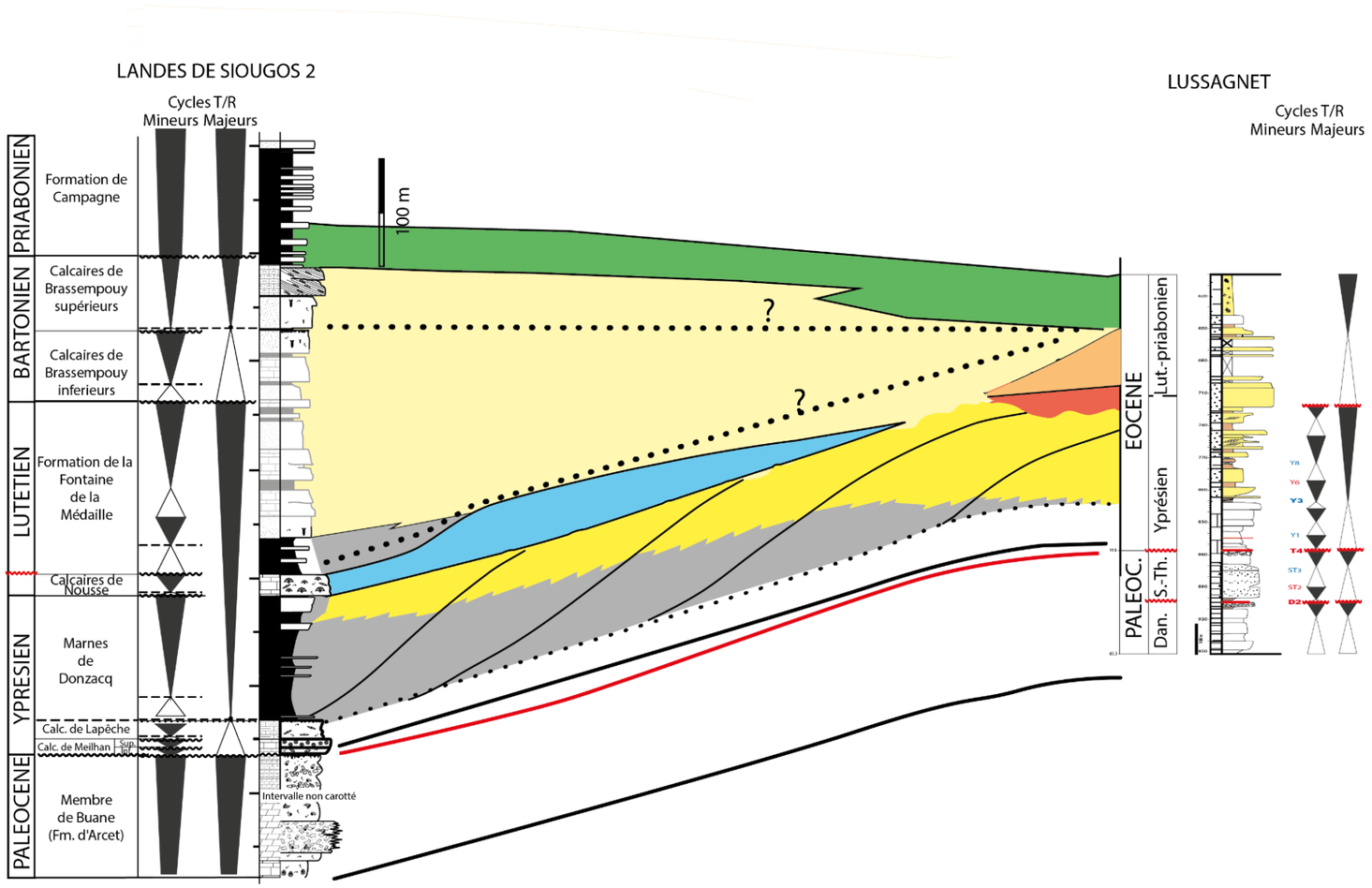


Figure 39 - Corrélation des logs de Landes de Siougos et Lussagnet : en pointillé figurent les corrélations possibles des MFS majeures de Landes de Siougos avec le forage de Lussagnet

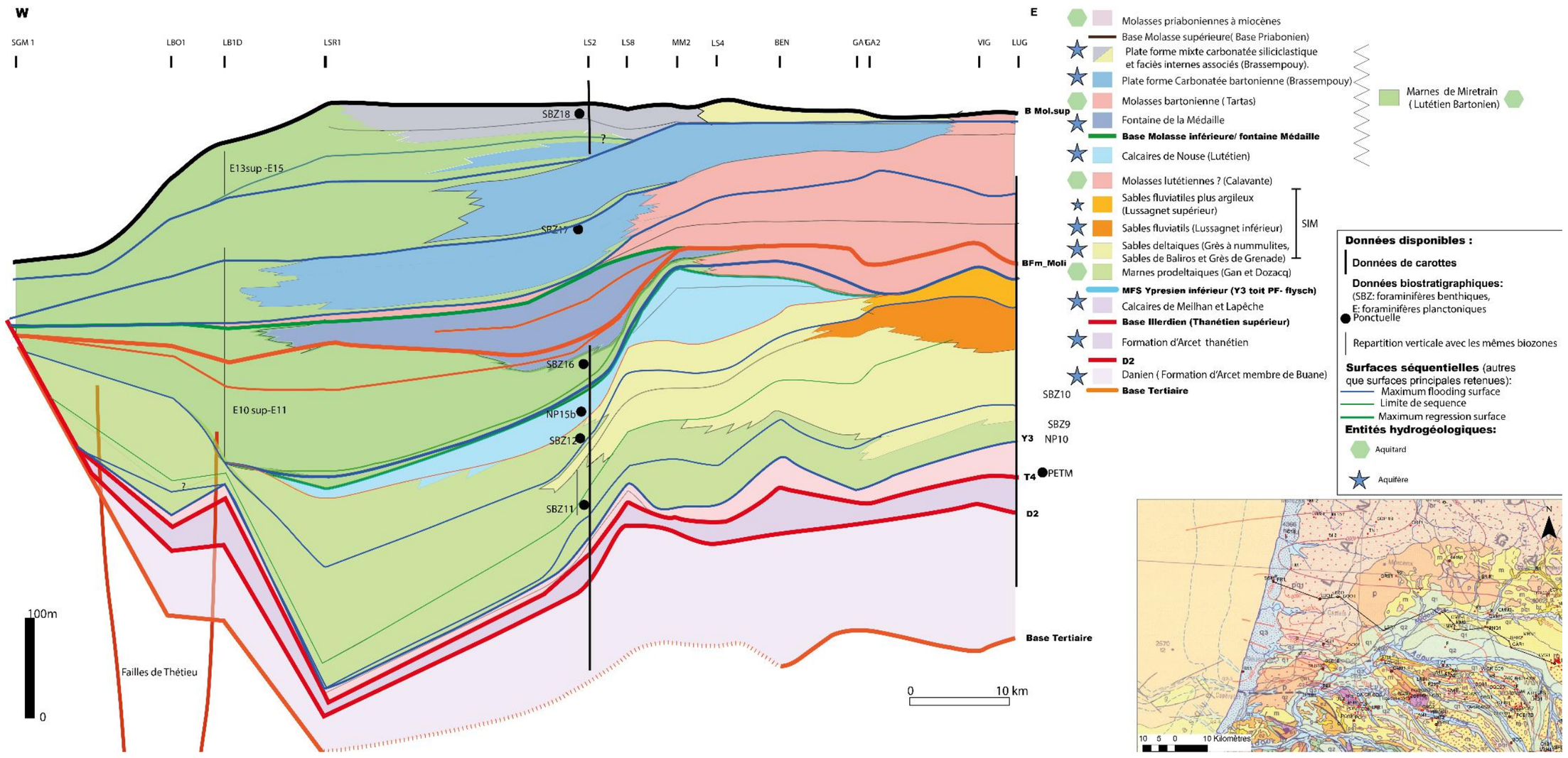


Figure 40 - Transect de corrélations diagraphiques entre le forage de Lussagnet et la cote actuelle montrant les principales géométries et entités aquifères associées, ainsi que les principales surfaces séquentielles identifiées

5.2.2. Principaux cycles sédimentaires et expression des principales discontinuités dans les différentes parties du bassin d'Aquitaine

Nous présenterons ici les corrélations, à grande échelle, sur des arguments temporels et au vu des principales séquences identifiées, intégrant une compilation des données de la littérature.

a) Petites Pyrénées

L'analyse des travaux de Tambareau (1995) permet également de proposer un découpage séquentiel dans des dépôts situés dans le secteur des Petites Pyrénées. Basés essentiellement sur l'analyse d'affleurements, dans la région des Petites Pyrénées (Figure 41), ces travaux permettent d'identifier trois séquences majeures :

- Le Danien est peu développé, dans cette zone. Il est transgressif et marin à l'ouest, à tendance lagunaire et lacustre, à l'est, voire localement fluviatile. Il se termine par une émersion prononcée (marnes rouges « vitrolliennes » à Microcodiums ; Tambareau, 1995 ; Vinciguerra, 2020), qui correspond au sommet du Danien, et à la surface D2 précédemment identifiée.
- L'ensemble du Thanétien est largement transgressif dans cette zone, puisque des calcaires de plateforme s'installent largement sur les Petites Pyrénées (calcaires à Dasycladacées, calcaires à Milioles). Ils passent, à l'ouest, à des dépôts plus profonds (marnes à Globigérines) et, à l'est (région des Corbières), à des dépôts continentaux. Des intercalations d'environnement peu profond s'y observent (marnes à Ostrea). La partie supérieure du Thanétien correspond à une régression qui se traduit par l'installation de dépôts continentaux (sables et marnes rouges, poudingue à Œufs d'oiseaux ; Tambareau, 1995). La limite Paléocène-Eocène a récemment été identifiée dans la partie supérieure de cet ensemble (Maufrangeas et al., 2020). Le maximum de régression de cet intervalle, situé dans le Thanétien supérieur, correspond à la surface T4, identifiée sur la plateforme nord-aquitaine.
- L'intervalle Thanétien supérieur-Yprésien inférieur (calcaires à Alvéolines - marbres de Mancioux - marnes à Turitelles, couramment dénommé plateforme ilerdienne dans cette zone) correspond à une transgression marine et à l'installation d'une plateforme carbonatée. Dans les Petites Pyrénées et les Corbières, ces dépôts carbonatés se situent sur la bordure nord du bassin, tandis qu'au front des Pyrénées, dominent des dépôts mixtes terrigènes-carbonatés (Tambareau, 1995). Ces derniers ont particulièrement été étudiés dans les Corbières (Christophoul et al., 2003). Les dépôts mixtes sont principalement développés dans le sillon subsident, situé au front des Pyrénées en cours de structuration, réceptacle des produits de l'érosion de la chaîne, avec des dépôts deltaïques, tandis que les dépôts de plateforme sont plus développés au nord de ce sillon, qui ne reçoit pas ces apports terrigènes. Le sommet de cette plateforme carbonatée est marqué par des apports terrigènes de plus en plus prononcés (marnes à Operculines et Turitelles). Dans les Petites Pyrénées, comme dans les Corbières, la fin de cet ensemble se situe dans l'Yprésien inférieur (à la transition entre les étages à valeur locale ilerdien et cuisien), selon les zones (Tambareau, 1995 ; Christophoul et al., 2003) correspondant aux biozones de foraminifères benthiques SBZ 7 et 8 (Serra Kiel et al., 1998). La fin de la plateforme carbonatée se traduit, sur la plateforme du Minervois, par une période de faible taux de sédimentation et a un âge proche de celui de la surface Y3 de Lussagnet, au sommet des Calcaires de Lapêche. La même configuration est observée plus à l'ouest, à la limite entre la flexure celtaquitaine et le sillon pyrénéen, particulièrement au niveau de la ride d'Antin Maubourguet.

Par la suite une sédimentation terrigène s'installe rapidement et se mettent en place les dépôts continentaux de piémont des Poudingues de Palassou. Les derniers dépôts marins de cette zone

sont datés de la zone SBZ 9. Ces poudingues sont alimentés directement par la chaîne pyrénéenne en cours d'exhumation. Une première séquence (Palassou 1, défini par Crochet, 1991) a un âge compris entre l'Yprésien supérieur et le Lutétien. Cette séquence a donc un âge équivalent à l'ensemble ″marnes prodeltaïques - grès à Nummulites - Sables de Lussagnet″, qui se développe sur la flexure celtaquitaine. La base des Poudingues de Palassou, qui forment en terme lithostratigraphique un équivalent local des Molasses d'Aquitaine (cependant plus grossier), est largement plus ancienne que ces dernières, mais contemporaine des premiers dépôts deltaïques, puis continentaux des environs de Lussagnet. Leur attribution sera discutée plus loin.

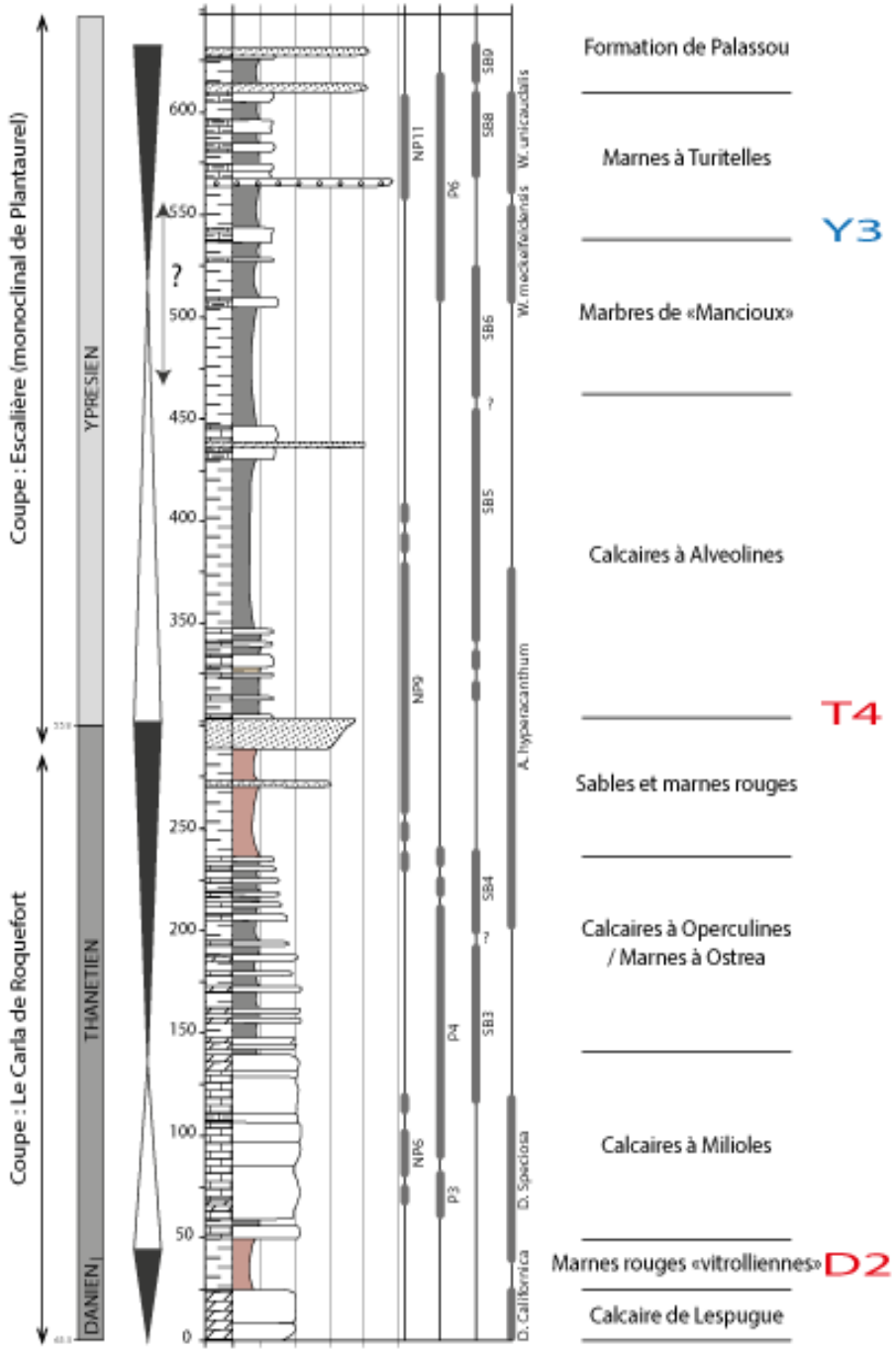


Figure 41 - Log synthétique de la série Paléocène-Eocène des Petites Pyrénées (d'après Tambareau et al., 1995 et Tambareau, 1972)

b) Sillon pyrénéen

Les travaux de Dubarry (1988) permettent de proposer un découpage séquentiel simplifié, dans des dépôts plus profonds (pélagique à hémipélagique) recoupés par le forage GER 1 (Figure 42). La biostratigraphie de cette zone a été précisée en particulier par les travaux de Steurbaut et Sztrakos (2002). La coupe-type recomposée se base sur la compilation des travaux antérieurs et sur l'analyse des diagraphies disponibles dans la région de Pau-Tarbes (forage GER 1). On reconnaît ainsi de bas en haut :

- (1) Crétacé supérieur - Danien (Calcaire de Lasseube). Ce cycle régressif est marqué par le dépôt des Marnes d'Auzas. Le Danien est caractérisé, dans le bassin, par la mise en place de dépôts de pentes (brèches carbonatées), qui forment un équivalent latéral profond (Calcaire de Lasseube, calcaires conglomérés) de la plateforme récifale danienne. La surface sommitale de cet ensemble carbonaté correspond à la **surface D2** qui marque l'émersion sur la flexure celtaquitaine.
- (2) Sélandien - Thanétien (sables inférieurs - calcaires supérieurs). Ce cycle correspond à l'installation d'une sédimentation pélagique. Dans cette partie plus profonde, les dépôts sélandiens sont préservés, en particulier sous la forme des Sables de Guillempau (d'âge du Danien supérieur à Sélandien inférieur (NP4 , Steurbaut et Sztrakos, 2002), qui enregistrent des apports terrigènes liés à l'émersion de la plateforme, et des Marnes de Latapy. Le Thanétien est marqué par des dépôts pélagiques, plus ou moins riches en carbonates, qui sont l'équivalent des dépôts de plateforme déposés sur la flexure celtaquitaine (Membres de Néez, calcaires de Repère). Cet intervalle se termine avec une augmentation des dépôts turbiditiques marquant la mise en place des dépôts de type ″flysch″. Cette augmentation des apports sédimentaires, durant le Thanétien supérieur, est mise en équivalence de la **surface T4** qui souligne une régression importante sur la flexure celtaquitaine.
- (3) Ilerdien - Thanétien supérieur - Yprésien inférieur (sables supérieurs - Unité de transition - Marnes de Gan). Cet ensemble est marqué par d'épais dépôts turbiditiques, bien exprimés dans le Membre de Pillardou, atteignant localement des dépôts conglomératiques au sud de Tarbes (conglomérats du vieil Adour). Au fur et à mesure du comblement de cette zone, les dépôts évoluent verticalement vers des marnes prodeltaïques (Marnes de Gan), puis des dépôts deltaïques (Grès à Nummulites : Sables de Baliros) qui appartiennent au cortège suivant. La fin des faciès de flysch se situe aux alentours de la limite entre les biozones de foraminifères E4 et E5 (équivalente des biozones de foraminifères SBZ 9 et 10), et correspond approximativement à la **surface Y3**. Cette surface est affectée par un diachronisme, plus ou moins important, lié à la progradation progressive des dépôts deltaiques. Malgré ce diachronisme, cette surface est utilisée comme un repère satisfaisant pour caractériser la transition verticale observée dans le sillon nord-pyrénéen.

  L'ensemble des dépôts profonds allant des Sables de Guillempau à la base des Marnes de Gan est dénommé Formation de Pont Labau
- (4) Yprésien supérieur - Lutétien (Marnes de Gan - Grès à Nummulites (Sables de Baliros principalement) - Sables de Lussagnet). Cette série progradante se traduit par le comblement total de l'espace disponible de la zone, jusqu'à atteindre des dépôts continentaux (Sables de Lussagnet) dans lesquels quelques dépôts conglomératiques (cônes alluviaux) sont reconnus, dans la région de Tarbes (et appartiennent à l'ensemble des Poudingues de Palassou, localement associés à la partie inférieure des Poudingues de Jurançon).
- (5) A partir du Bartonien, l'ensemble de la zone voit le dépôt de sédiments continentaux, à l'exception de la zone la plus occidentale (de Dax à la côte Basque) - cf infra.

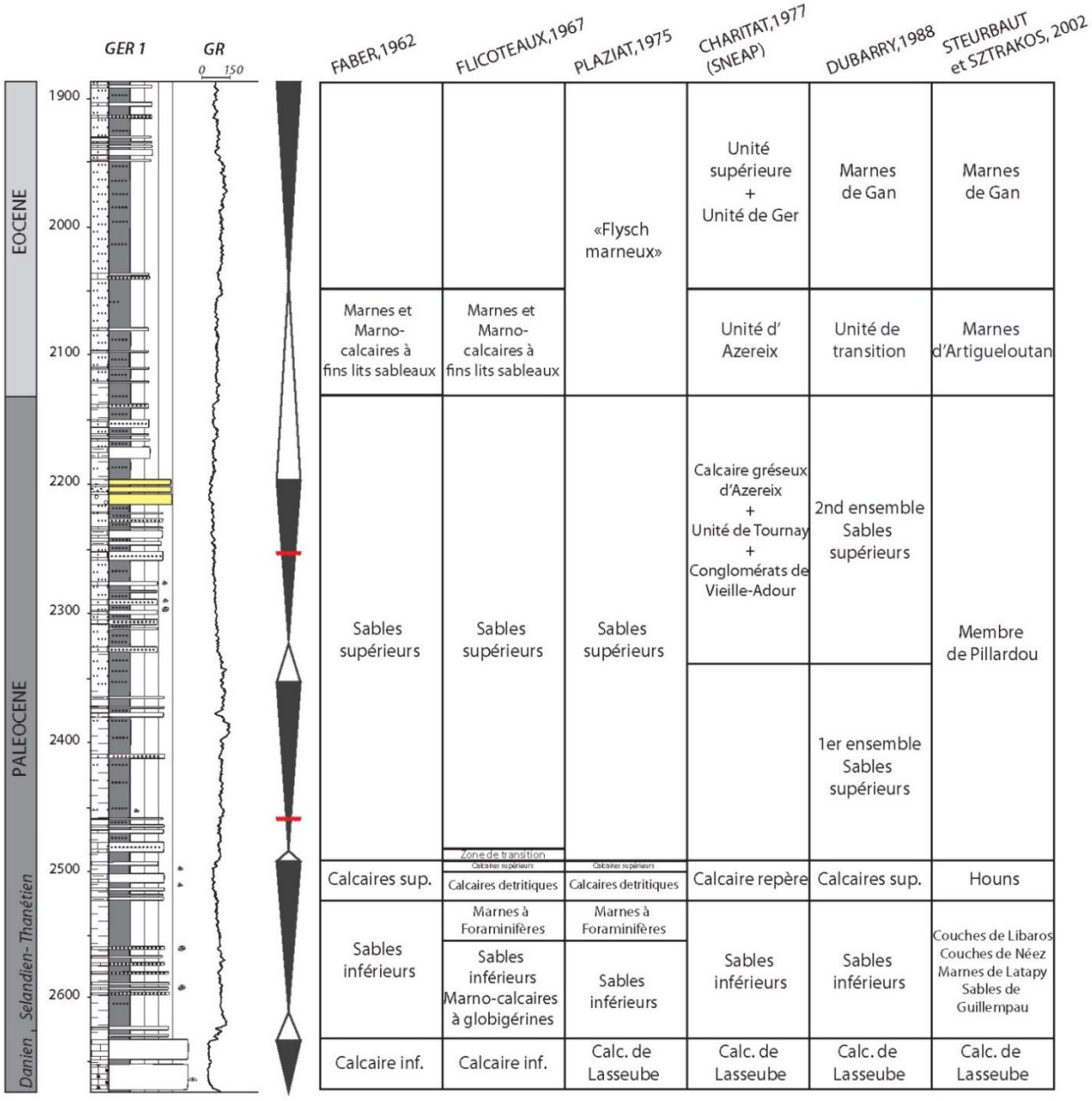


Figure 42 - Log recomposé dans le puits de GER 1 (Les différents découpages lithostratigraphiques sont figurés. Les données biostratigraphiques sont basées sur les travaux de Steurbaut et Sztrakos, à partir de la coupe de Gan)

5.2.3. Corrélations à l'échelle du bassin sédimentaire et principales géométries

Les données sismiques permettent de préciser les géométries des différentes entités identifiées ci-dessus. Ces données sont particulièrement utilisées dans le bassin sud-aquitain où les épaisseurs sont très importantes et les géométries relativement complexes.

a) Evolution "plateforme - bassin" dans les dépôts infra-molassiques

Transect Thèze - Pau

Selon une direction nord-sud, la Figure 43 montre l'évolution entre le domaine de la plateforme au nord et le domaine de bassin, très subsident, au sud.

Au-dessus du Crétacé supérieur, présenté au chapitre précédent, les dépôts du Danien et du Thanétien montrent des épaisseurs relativement importantes sur la plateforme, au nord. Dans la présente figure, ces séries sont érodées, au sud, par une grande érosion au-dessus de laquelle se déposent des dépôts turbiditiques, couramment connus sous le nom de flysch yprésiens. La surface de base des flyschs correspond à cette érosion. Cette surface d'érosion a été cartographiée, ce qui met en évidence un canyon de relativement grande taille, d'orientation est-ouest, alimenté localement par de petits canyons nord-sud, entaillés le long de la bordure de la plateforme aquitaine. La mise en place de cette surface d'érosion est contemporaine de la réactivation du petit chevauchement frontal de l'anticlinal de Pau, ce qui montre la reprise de la compression aux environs de la limite Thanétien-Yprésien.

Au-dessus de cette surface, les dépôts turbitiques (flyschs ilerdiens (thanétiens supérieurs et yprésiens inférieurs) viennent remplir la dépression. Ils sont recouverts par des dépôts argileux, qui passent latéralement à des marnes, qui ennoient la plateforme aquitaine. Ces dépôts correspondent aux marnes prodeltaïques (Marnes de Gan, etc.). Dans le bassin, le maximum de cette transgression correspond au sommet (derniers dépôts) du flysch. Sur la plateforme, le maximum de transgression se situe au-dessus des derniers dépôts carbonatés (Calcaire de Lapêche) et à la base des marnes. Cette MFS correspond à la surface dénommée ***"top* flysch - *top* plateforme"**. Pour information, dans les forages du bassin sud-aquitain, la position de cette MFS est située à l'intérieur de dépôts marneux ; elle est déduite d'après la signature diagraphique : entre un signal argilo-croissant vers le haut (dominant dans les turbidites) et un signal sablo-croissant (dominant dans les dépôts deltaïques). Dans la partie de la plateforme, elle est placée au-dessus des derniers ensembles carbonatés*, ie* dans la majorité des cas au-dessus des Calcaires de Lapêche.

Au-dessus de la MFS, dénommée *"top* flysch - *top* plateforme*"*, les progradations deltaïques débutent. Sur la présente figure, cette progradation montre une composante nord-sud. Elle entraîne la mise en place, au-dessus des marnes, de dépôts deltaïques puis de dépôts fluviatiles. La géométrie des réflecteurs (clinoformes) permet, en l'absence de forages, de définir les différents faciès sédimentaires de cet ensemble progradant. La progradation des dépôts fluviatiles entraîne la continentalisation de l'ensemble de la zone recoupée par le profil sismique.

Un réflecteur de forte amplitude (correspondant fréquemment à des niveaux de calcaires lacustres) marque la base des Molasses d'Aquitaine.

Transect Maubourguet - Tarbes

La même configuration est observable plus à l'est, au nord de Tarbes, entre le chevauchement frontal nord-pyrénéen et la ride d'Antin-Maubourguet (Figure 45 et Figure 46). Dans cette zone, le Danien, bien développé au nord sous forme de plateforme récifale, se pince rapidement vers le sud. Les dépôts sélandiens et thanétiens se déposent au-dessus de la topographie créée par l'héritage danien. Ils sont tronqués (surface **T4** ou base *"*flysch*"* - base Ilerdien) sur la plateforme, pendant que se déposent des séries épaisses à composante turbiditique, au cours du Thanétien supérieur et de l'Yprésien inférieur. Au-dessus de la surface **Y3** (*"top* plateforme*"*), se déposent des séries plus riches en matériel terrigène, jusqu'au comblement du bassin et au dépôt d'épaisses séries de molasses. Plusieurs séquences sont visibles à l'intérieur des dépôts

molassiques. A noter qu'un premier jeu du chevauchement frontal nord-pyrénéen se traduit par une érosion dans les Sables infra-molassiques. Cette dernière est associée à un soulèvement de la ride d'Antin-Maubourguet, mis en évidence sur les dépôts de plateforme. Cependant, l'essentiel du jeu a lieu pendant le dépôt des séries molassiques, le chevauchement n'étant scellé qu'à la fin du dépôt des séries molassiques, vraisemblablement au Miocène. Sur le compartiment chevauché, les séries molassiques élevées reposent directement sur les marnes deltaïques (forage de Mondilhan).

b) Evolution est-ouest des Sables infra-molassiques

Une ligne composite (Figure 47) a été réalisée pour observer, à grande échelle, l'évolution des Sables infra-molassiques, selon une direction est-ouest. Cette ligne montre une progradation est-ouest dominante dans l'ensemble des Sables infra-molassiques, bien qu'un composante nord-sud existe (Figure 43).

Dans cette figure, les dépôts de plateforme carbonatée ne sont pas différenciés. Ces derniers sont largement érodés par l'érosion de la surface base ″flysch″ - base Ilerdien (Thanétien supérieur), comme observé sur la Figure 44. Cette surface forme une topographie assez marquée localement.

Au sein des Sables infra-molassiques, plusieurs cortèges sédimentaires progradants vers l'ouest sont mis en images. Ils forment des clinoformes (géométries sigmoïdes déposées le long d'une pente sédimentaire). Chacun de ces clinoformes est constitué individuellement par :

- au sommet (ou *topset*), un ensemble de dépôts continentaux, dans la partie plane des clinoformes ;
- un ensemble de sables/grès deltaïques, en contrebas d'1/3 supérieur environ de la partie inclinée (ou *foreset*) ;
- enfin en contrebas, un ensemble de dépôts marneux pro-deltaïques.

D'un point de vue lithostratigraphique, les *topset* correspondent aux Sables de Lussagnet et les sables deltaïques équivalent aux Grès à Nummulites, les marnes à l'ensemble ″Marnes de Gan - Marnes de Donzacq″.

L'intérêt principal des données sismiques est ici d'étudier la connexion entre les différents intervalles sableux aquifères (*i.e* les Grès à Nummulites entre eux et la connexion entre les Grès à Nummulites et les Sables de Lussagnet). Dans une grande partie de ces cortèges, les dépôts continentaux sont préservés en arrière des dépôts deltaïques, mettant en évidence une aggradation relativement importante et peu de périodes de chute du niveau de base, et d'un point de vue du réservoir, une connexion directe entre les Grès à Nummulites et les dépôts continentaux, auxquels appartiennent les Sables de Lussagnet (hormis localement quelques faciès de delta interne plus argileux). Dans le détail, nous verrons plus loin que, dans la partie orientale, les dépôts continentaux sont directement représentés par les molasses. Les Sables de Lussagnet *sensu stricto* n'existant principalement qu'à l'ouest de la faille de Villefranche-Toulouse.

Quelques cortèges sédimentaires, en particulier autour de la zone de Lagrave, sont déconnectés les uns des autres, en particulier les ensembles sableux (Figure 47, en bas). La ride de Lagrave a, d'après les géométries observables sur cette ligne, acquis sa position de point haut, avant le dépôt des molasses qui drapent progressivement la ride (et sont donc postérieures à la déformation). Cette déformation implique que la déconnexion observée est liée au soulèvement de cette ride au cours du dépôt des cortèges deltaïques progradants. Cette configuration (également rencontrée plus au nord) peut avoir une implication relativement importante sur la

connexion ″réservoir″ au sein des Sables infra-molassiques. En effet, cela implique que les jeux des rides, contemporains du dépôt, peuvent localement (au niveau des rides et de leur bordure) déconnecter les réservoirs deltaïques. A l'inverse, les cortèges de bas niveau, situés au-delà de la zone d'influence des rides, sont rarement déconnectés, ce qui suggère une faible influence des chutes du niveau marin, qui aurait créé des déconnexions à l'échelle du bassin. On retiendra donc que, dans l'ensemble des Grès à Nummulites, aucune discontinuité majeure n'est observée (à l'exception de discontinuité locale à proximité de rides actives).

Ces cortèges progradants sont caractérisés par des clinoformes, qui sont de taille relativement importante dans la partie centrale de la ligne sismique, révélant des bathymétries relativement importantes et un espace disponible assez conséquent au moment du dépôt. A l'est et au nord (Figure 43), les clinoformes sont de taille bien inférieure traduisant une tranche d'eau faible. En relation directe, les épaisseurs de marnes prodeltaïques, séparant la plateforme carbonatée ilerdienne et les Sables infra-molassiques, sont relativement faibles dans ces zones est et nord, et seront donc moins aquitards.

Dans la partie ouest, la progradation s'arrête progressivement. Nous manquons de données biostratigraphiques en forages dans cette zone ; cependant par analogie avec le cas de figure observé le long de la flexure celtaquitaine (Figure 40), et à l'appui des affleurements connus autour du diapir de Bastennes-Gaujacq, ces progradations semblent s'arrêter probablement avant le dépôt des Calcaires de Nousse et ces derniers se déposent sur la bordure de plateforme. Par cette analogie, nous interprétons les réflecteurs-plans et très réflectifs, au-dessus des dernières progradations, comme appartenant aux Calcaires de Nousse. Les dépôts de calcaires récifaux, auxquels ils correspondent, se font sur la bordure de plateforme à une période au cours de laquelle les apports terrigènes ont largement diminué. L'ensemble marneux qui se trouve en position latérale et sous les Sables infra-molassiques, ainsi qu'en position latérale des Calcaires de Nousse, appartient à l'ensemble des marnes distales des Marnes de Gan, Donzacq et Miretrain.

A son sommet, l'ensemble, interprété comme les Calcaires de Nousse, est tronqué par une surface d'érosion majeure, au-dessus de laquelle se dépose un ensemble carbonaté qui « *onlap* » (biseau transgressif) vers l'est. Cet ensemble transgressif est rapporté aux Calcaires de Brassempouy. La surface d'érosion majeure sous-jacente est rapportée à la surface de base de la Formation de la Fontaine de la Médaille. Cet ensemble carbonaté est recouvert par les dépôts molassiques et marneux du Priabonien, qui progradent largement vers l'ouest.

En relation avec ces 3 grands ensembles sédimentaires, les Molasses d'Aquitaine se déposent dans la partie orientale, tout d'abord, puis progradent vers l'ouest. Trois ensembles de molasses peuvent être différenciés sur la Figure 47 :

- Un premier ensemble passe latéralement aux sables et grès deltaïques progradants. Il correspond à l'aggradation de dépôts continentaux, en arrière des dépôts deltaïques. C'est l'intervalle le plus développé, sur cette ligne, dans la partie est. Dans cette zone, les dépôts continentaux sont épais et souvent assez argileux, en provenance des Pyrénées, et peuvent être qualifiés de dépôts molassiques. La limite entre ces faciès et les Sables de Lussagnet n'est pas aisée à discriminer sur la seule base des faciès sismiques. D'après les données de forage, la partie orientale est essentiellement constituée de faciès molassiques ; les molasses y recouvrant des Sables de Lussagnet peu épais. Cet ensemble correspond à un premier intervalle d'âge yprésien-lutétien.
- Un deuxième ensemble qui, d'après le pointé sismique, est contemporain des Calcaires de Brassempouy, qui figurent au-dessus de la surface de base de la Formation de Fontaine de la Médaille, correspond à un intervalle molassique, d'âge bartonien et surtout développé dans la partie orientale.

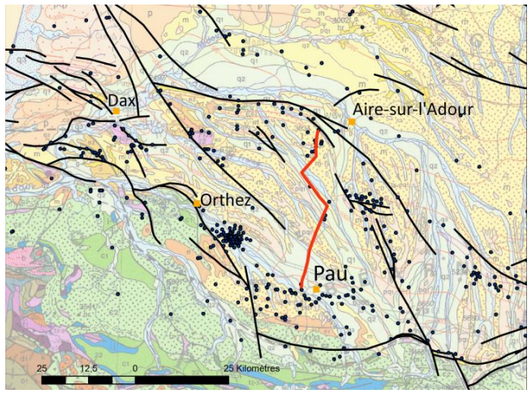
- Le troisième ensemble correspond aux molasses d'âge priabonien à postérieur. Cet ensemble recouvre l'ensemble de la zone.

Comme plus au nord, ces ensembles molassiques peuvent être découpés, de haut en bas, en :

- molasses supérieures (d'âge priabonien) recouvrant l'ensemble des dépôts antérieurs, en particulier les dépôts calcaires bartoniens ;
- molasses bartoniennes, qui passent latéralement à des dépôts de plateforme carbonatée (Calcaires de Brassempouy) ;
- molasses d'âge yprésien - lutétien, qui sont contemporaines du dépôt des Sables infra-molassiques.

Pour simplifier la réalisation du modèle hydrogéologique et l'interprétation des données de forage, les intervalles molassiques sont différenciés en :

- molasse supérieure, à partir du Priabonien. Elle forme l'aquitard de l'ensemble de la zone ;
- molasse inférieure pour l'ensemble des dépôts molassiques passant latéralement à des dépôts marins et considérés comme aquifères. Il s'agit des dépôts molassiques bartoniens, ainsi des dépôts molassiques d'âge yprésien - lutétien, présents à l'est.



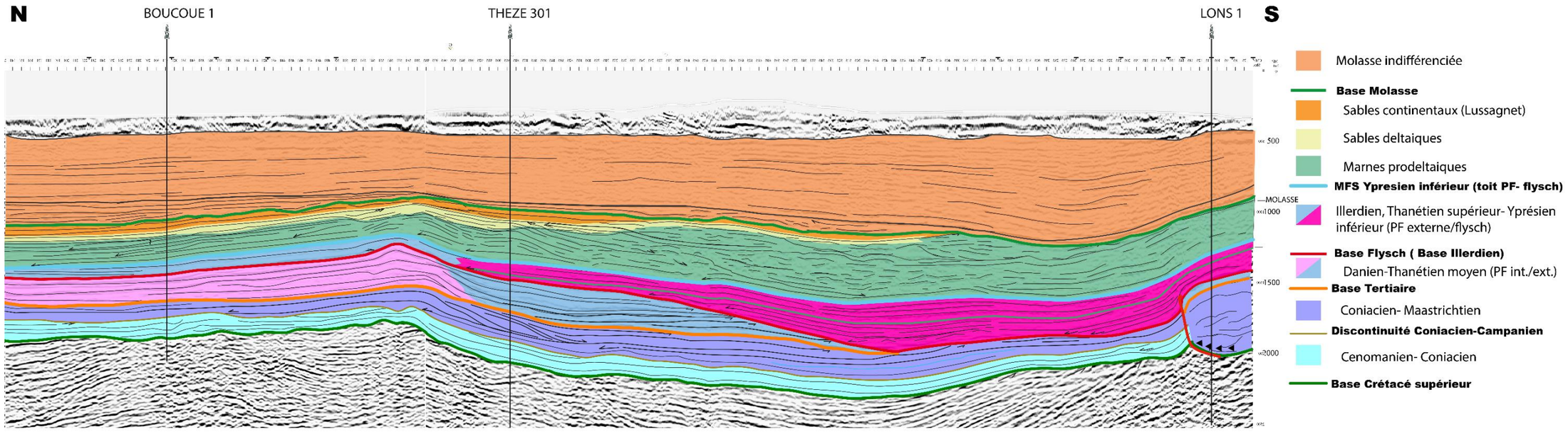


Figure 43 - Principales géométries sédimentaires des grandes entités différenciées dans le Tertiaire du Bassin aquitain, selon une direction nord-sud, de Boucoue à Lons

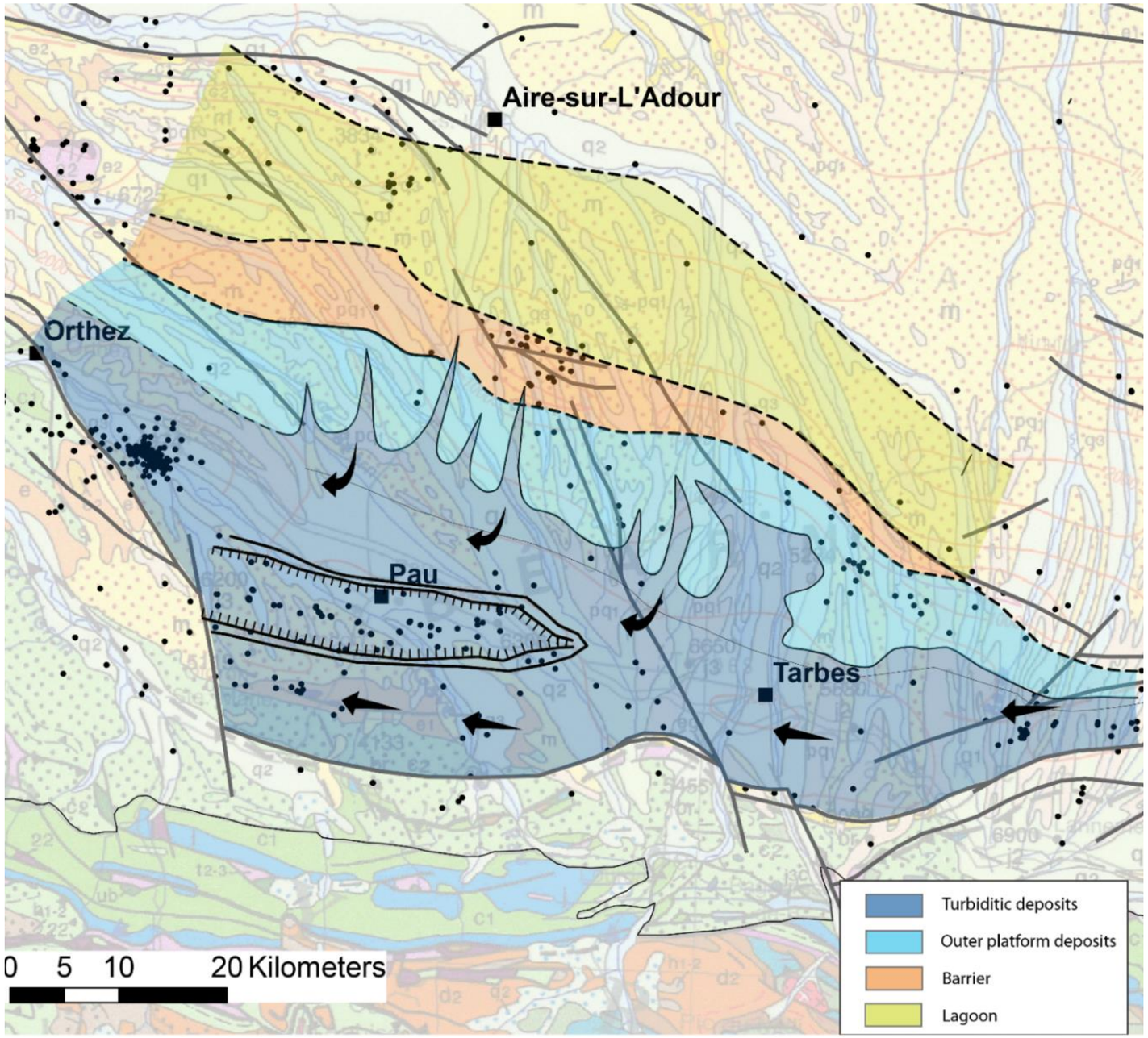


Figure 44 - Cartographie de l'érosion (canyon), à la base du flysch, et des incisions principales, sur la bordure de la plateforme aquitaine (Les flèches montrent les principales directions de transports turbiditiques)

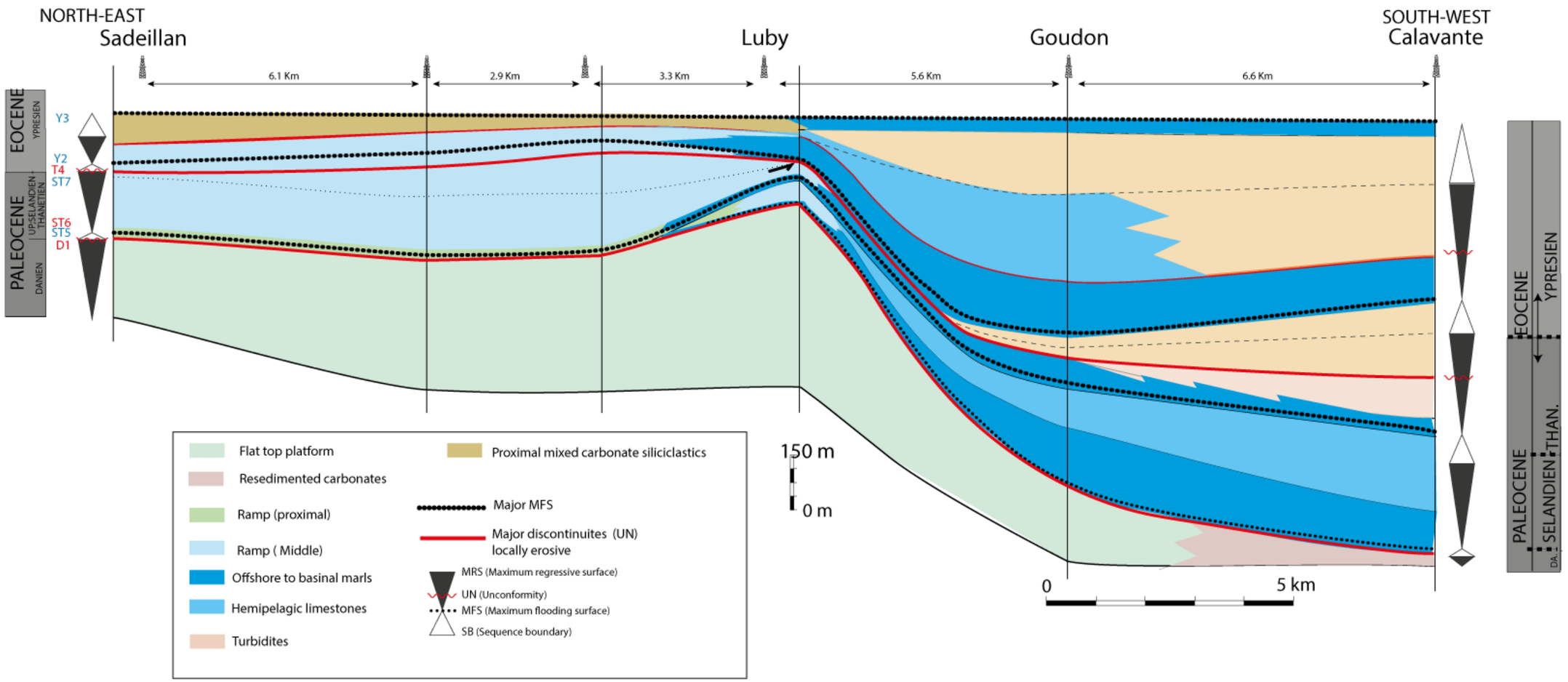
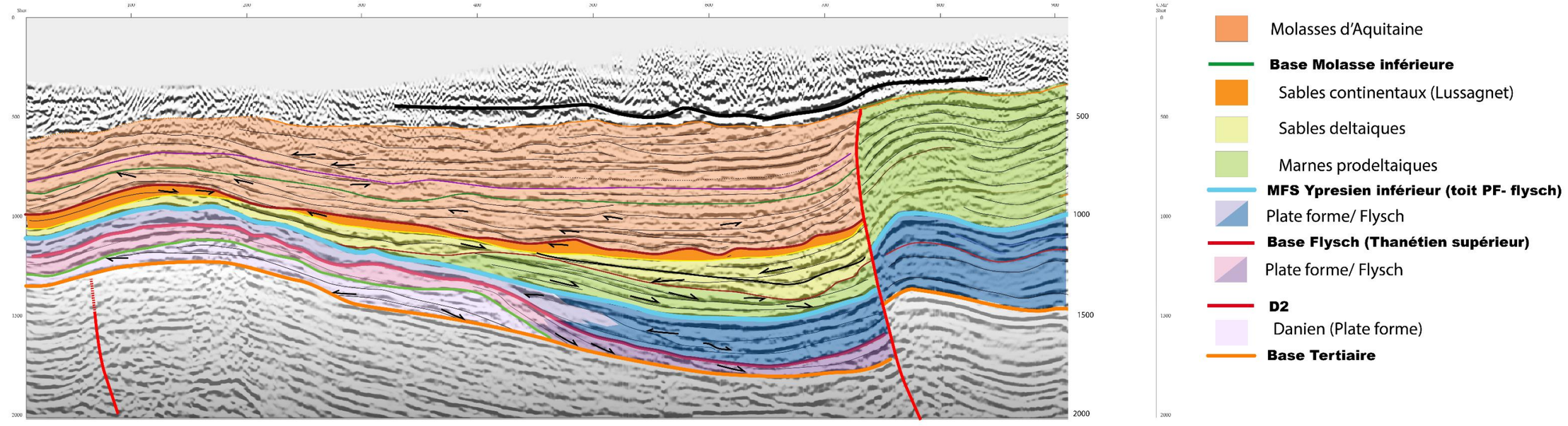


Figure 45 - Transect de corrélation NE-SW, dans les dépôts paléocènes à yprésien moyen, au nord de Tarbes



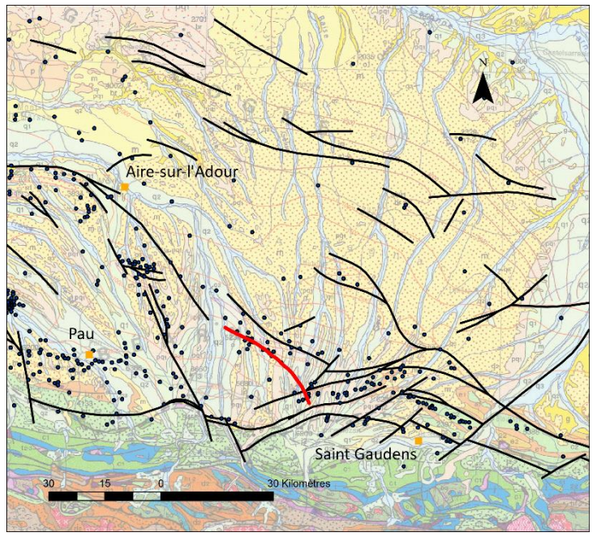
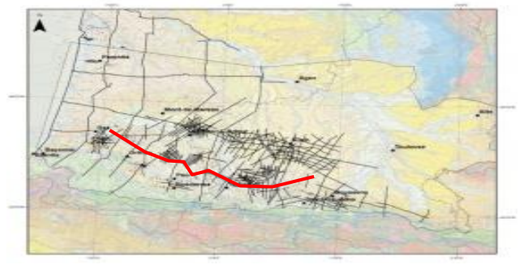


Figure 46 - Ligne sismique (Total La noue 73 cb2Y04) NE-SW, interprétée au nord de Tarbes, montrant les géométries tertiaires (La ligne en rouge matérialise le chevauchement frontal nord-pyrénéen)



Molasses priaboniennes à miocènes
Base Molasse supérieure(Base Priabonien)
Plate forme Carbonatée bartonienne
Molasses bartonienne
Base Molasse inférieure
Carbonates lutétiens?
Sables continentaux (Lussagnet)
Sables deltaiques
Marnes prodeltaiques (Yprésien- Lutétien)
MFS Ypresien inférieur (toit PF- flysch)
Illerdien, Thanétien supérieur- Yprésien inférieur (faciès de plate forme et flysch)
Base Flysch (Thanétien supérieur)
Base Tertiaire

W **E**

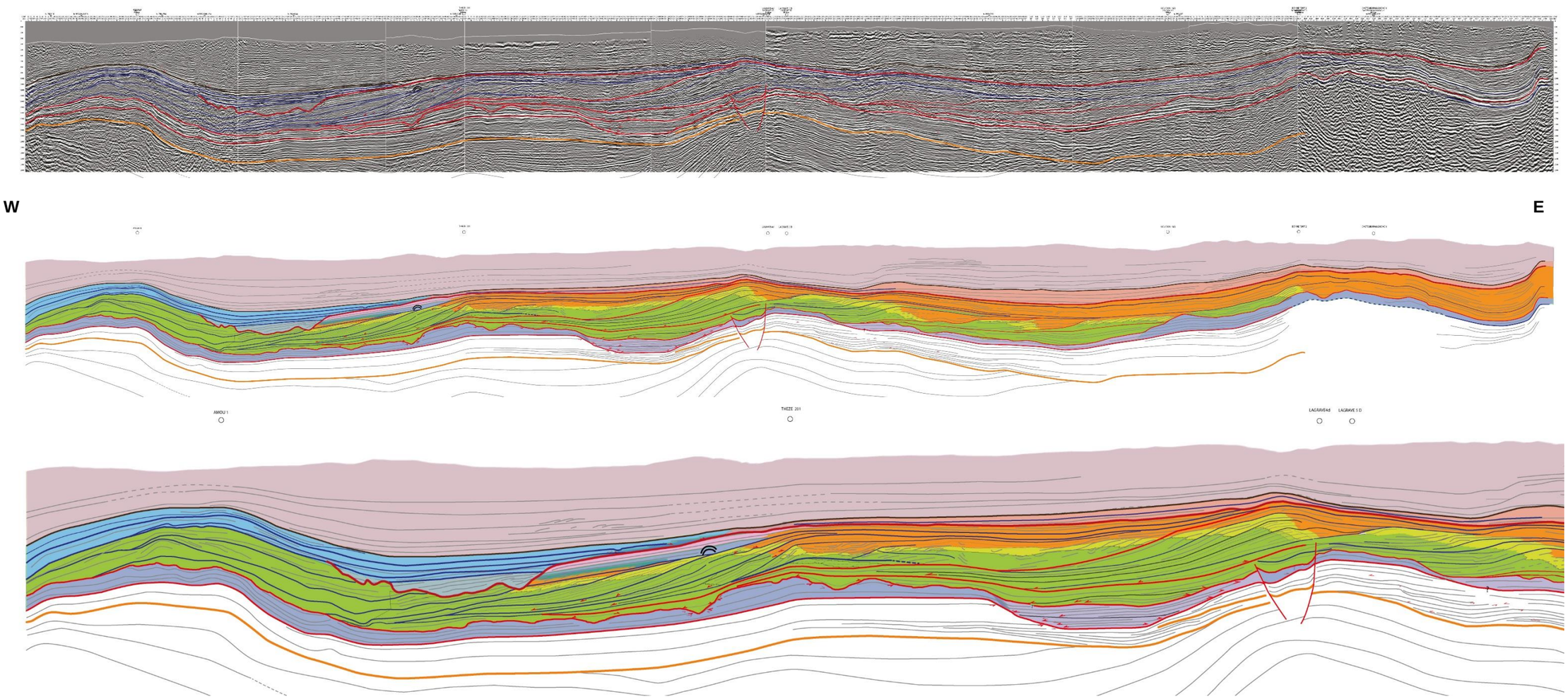


Figure 47 - Ligne sismique composite est-ouest, avec zoom sur la partie ouest (en bas) et légende des principaux horizons et surfaces

5.2.4. Dépôts marins bartoniens et postérieurs dans l'ouest du bassin d'Aquitaine

Après le comblement des parties orientale et centrale du bassin, à l'Yprésien - Lutétien, la partie ouest du bassin reste dans des conditions marines, à l'Eocène supérieur.

A l'affleurement, à proximité de l'anticlinal d'Audignon et du diapir de Bastennes-Gaujacq, les séries sédimentaires éocènes supérieures sont comparables à celles de la bordure de la flexure celtaquitaine et comprennent de bas en haut :

- les Calcaires de Nousse (Lutétien), reposant directement au-dessus des dépôts terrigènes d'âge yprésien-lutétien ;
- les Calcaires de Fontaine de la Médaille (Lutétien supérieur) ;
- les Calcaires de Brassempouy (Bartonien) ;
- les dépôts siliciclastiques dominants et les dépôts molassiques d'âge priabonien.

Ces séries passent, vers l'ouest, à des dépôts marneux d'environnement plus profond. La Figure 48 montre les géométries et faciès entre les diapirs de Bastennes-Gaujacq à l'est et de Dax à l'ouest. Cette ligne se situe en continuité de celle de la Figure 47.

Les dépôts d'âge danien-thanétien et yprésien inférieur sont peu épais et difficilement différenciables en sismique, à l'exception de la proximité du diapir de Dax, le long duquel un mini-bassin se développe durant le Paléocène-Yprésien inférieur (sans plus de précision sur l'âge, d'après les données dont nous disposons).

Les marnes éocènes, pour partie équivalentes latérales des sables d'âge yprésien-lutétien, sont très développées dans la partie est, où elles présentent une géométrie progradante en « *downlap* » qui induit une réduction d'épaisseur vers l'ouest, accentuée par une érosion importante à leur sommet. Cette érosion sommitale correspond à la base de dépôts carbonatés attribués la Formation de Fontaine de la Médaille, dans le forage d'Amou, et plus à l'ouest à une augmentation brusque du contenu sableux des marnes. D'après les données biostratigraphiques du forage de Marpaps, situé à proximité, et les affleurements éocènes autour du diapir de Bastennes-Gaujacq, cette discontinuité présente un âge lutétien supérieur (limite des zones de foraminifères planctoniques E10-E11).

Au-dessus des Calcaires de Fontaine de la Médaille et leur équivalent marneux, se déposent un intervalle marneux, puis un ensemble carbonaté correspondant aux Calcaires de Brassempouy. Cet ensemble se dépose au-dessus d'une nouvelle surface d'érosion. Il est transgressif comme observé précédemment (Figure 47), au moins jusqu'à sa partie médiane (base des Calcaires de Brassempouy supérieurs). Au-dessus, une tendance régressive débute, qui se termine par le passage, au Bartonien supérieur-Priabonien, à des dépôts lagunaires terrigènes reconnus à proximité (carte géologique au 1/50 000 d'Hagetmau). Les dépôts priaboniens et postérieurs sont peu reconnus en forage, mais semblent essentiellement constitués de dépôts marneux passant verticalement à des dépôts molassiques eux-mêmes aquitards.

Dans cette zone, la nomenclature définie plus au nord (base Tertiaire - base ″flysch″/plateforme carb. ilerdienne - *top* ″plateforme/flysch ilerdien″ - base ″Fontaine de la Médaille″ - base ″Molasse supérieure″) permet de différencier les différents ensembles de l'Eocène.

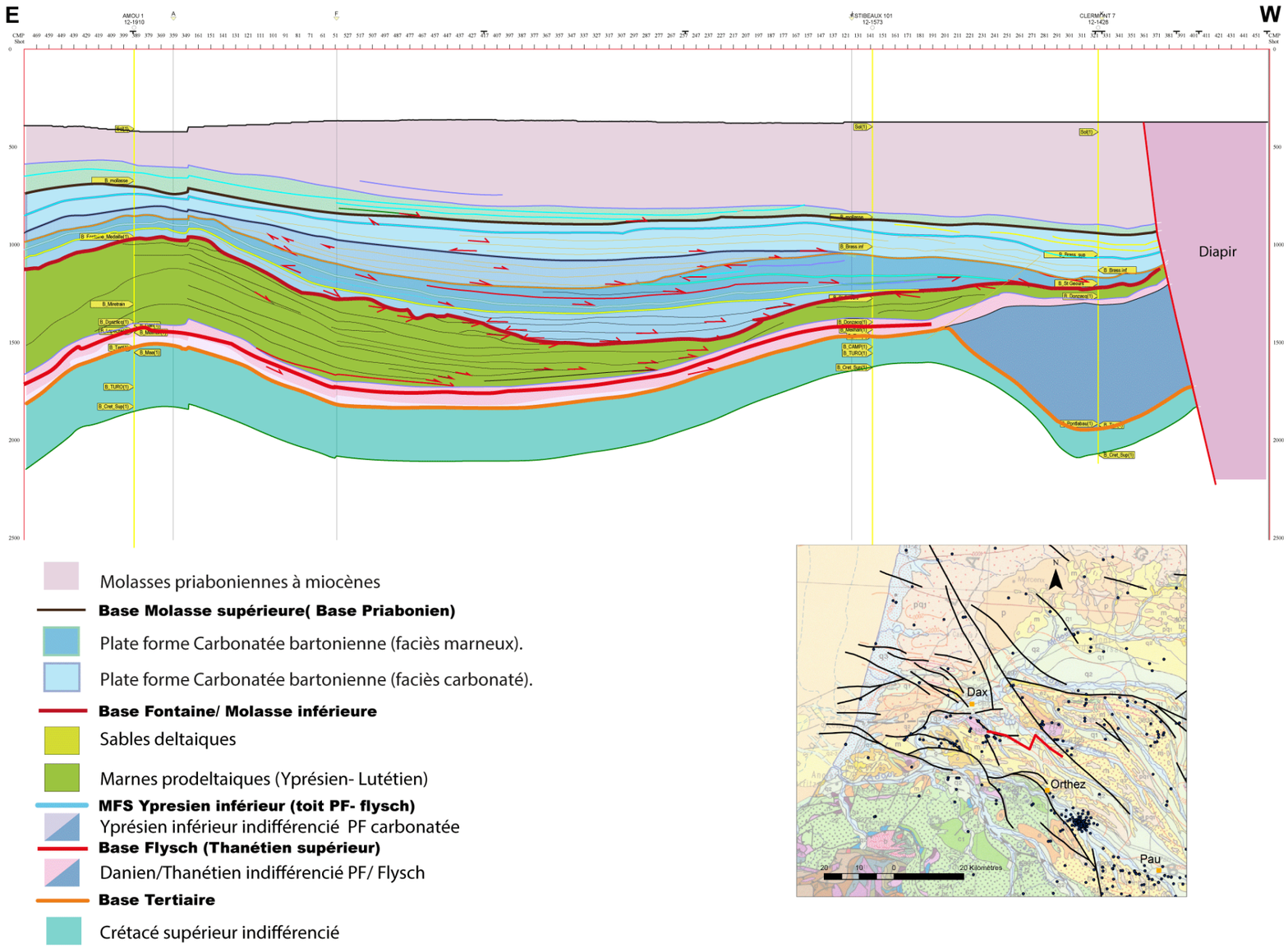


Figure 48 - Ligne sismique habillée entre Bastennes-Gaujacq et Dax, montrant en particulier les géométries des dépôts de l'Eocène supérieur

5.3. DEPOTS CONTINENTAUX, MOLASSES D'AQUITAINE ET EQUIVALENTS

L'objectif de cette partie est de mieux contraindre les géométries et les faciès des dépôts d'âges bartonien et postérieurs, en particulier pour les dépôts molassiques. Ces derniers constituent l'essentiel des dépôts affleurants, en particulier sur les bordures des bassins où la recharge des aquifères peut s'effectuer. Dans ce cadre, il est important de comprendre la répartition spatiale des niveaux aquifères à l'intérieur des dépôts molassiques, d'identifier les zones de recharge potentiel, et la connectivité de ces intervalles aquifères avec les principaux aquifères du bassin d'Aquitaine. La question concernera principalement : les relations entre les dépôts de piémont au front des Pyrénées et les aquifères infra-molassiques et, dans un second temps, le travail sera axé sur le bassin de Castres-Albi afin d'identifier s'il existe un contact géométrique entre les Sables infra-molassiques (en particulier les Sables de Lussagnet) et les dépôts du bassin de Castres-Albi, *i.e.* une connexion possible des aquifères de ces deux domaines.

5.3.1. Bref contexte géologique

L'Eocène supérieur (Bartonien-Priabonien) et l'Oligocène inférieur correspondent au paroxysme de la compression pyrénéenne. Il s'agit de la période d'exhumation principale dans les Pyrénées, résultat de la croissance de la Zone axiale par empilement de nappes successives. Cette période suit l'inversion de la Zone nord-pyrénéenne et la croissance des premiers reliefs importants dans la partie orientale. Dans le bassin d'Aquitaine, la période Eocène supérieur - Oligocène correspond à l'essentiel du dépôt des molasses d'Aquitaine au sens large. Ces conditions de bassin suralimenté surviennent après le comblement du bassin au Lutétien. Les travaux récents, dans le cadre du projet ″Source to sink″ (Ortiz, 2019 ; Ortiz et al., 2020), ont montré que le dépôt des molasses d'Aquitaine se produit essentiellement jusqu'au début du Chattien. Une discontinuité d'âge chattien correspond à une surface d'érosion dans le bassin et à une transition entre un système de bassin suralimenté très subsident, piégeant l'essentiel du matériel sédimentaire sur place (Eocène supérieur - Oligocène), et un système marqué par un transit sédimentaire beaucoup plus important à partir du Miocène.

L'intervalle Eocène supérieur-Oligocène est une période de forts taux de sédimentation et de subsidence et de faible drainage général. Ces conditions se traduisent par de fortes épaisseurs des dépôts molassiques peu triés, à forte dominance argileuse, incluant de nombreuses intercalations, plus ou moins carbonatées, à faciès lacustres. L'Eocène supérieur est également une période de forte subsidence, à relativement grande échelle, dans le bassin d'Aquitaine, ainsi que d'une déformation cassante relativement prononcée. Une grande partie des structures connues dans le bassin d'Aquitaine est en effet réactivée au cours de cette époque et scellée au Chattien.

Les molasses se déposent concomitamment au soulèvement des Pyrénées. Suivant le diachronisme, d'est en ouest, de ce soulèvement, la transition vers les dépôts molassiques est également diachrone dans le bassin. Les premiers dépôts molassiques sont d'âge yprésien à l'est (Corbières), et priabonien à oligocène, à l'ouest (Landes). Quelques incursions marines sont identifiées dans cet ensemble, particulièrement à l'ouest où des dépôts marins persistent durant le Lutétien et le Bartonien. Les premiers dépôts de piémont : les Poudingues de Palassou, se voient dans la partie orientale.

L'initiation du bassin flexural et les déformations enregistrées dans le centre du Bassin aquitain sont documentées dans la partie orientale (Christophoul et al., 2003) par la propagation des chevauchements du Mouthoumet et de l'Alaric montrant une migration de la déformation vers le

nord, depuis l'Yprésien (SBZ 6) jusqu'au Lutétien (Figure 49). La déformation est accommodée le long de ces fronts de chevauchements qui semblent fonctionner « en séquence ».

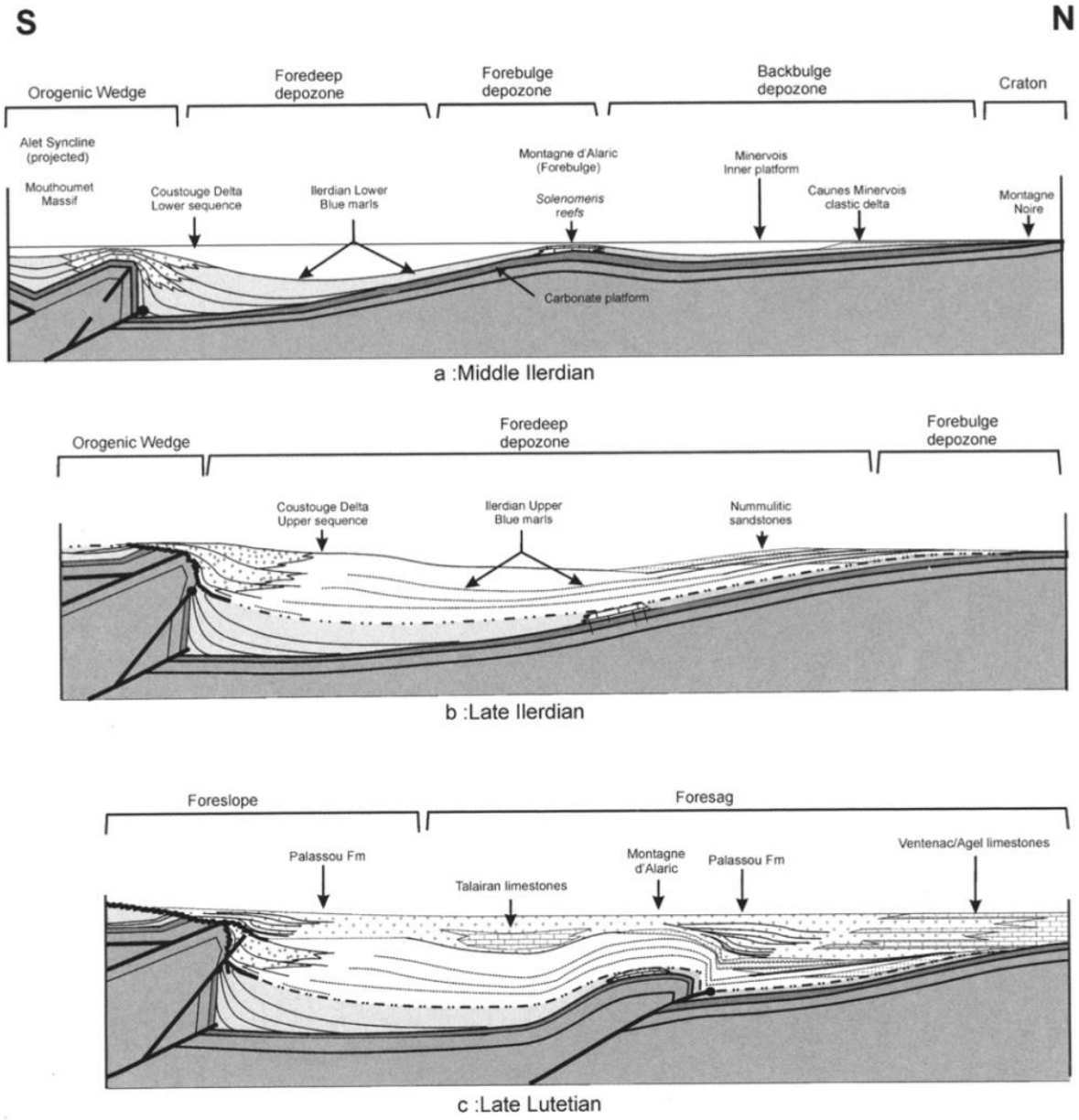


Figure 49 - Schéma de l'évolution du bassin éocène des Corbières (selon Christophoul et al., 2003) Ce schéma montre successivement l'avancée des fronts de chevauchement du Mouthoumet et de la Montagne d'Alaric et la réponse du bassin, qui passe d'un régime sous-alimenté à un régime suralimenté. On notera dans le détail que, contrairement à cette figure, il est peu probable que la Montagne d'Alaric corresponde à un rebond lithosphérique de type "forebulge", ce type de flexure de la lithosphère (sur une lithosphère normale) ayant des amplitudes et longueur d'onde beaucoup plus élevées.

Ces déformations compressives sont contemporaines de l'inversion de la Zone nord-pyrénéenne, de la croissance des premiers reliefs pyrénéens et de leur exhumation. Elles se traduisent par des apports terrigènes importants au front de la chaîne, correspondant à des dépôts de piémont dénommés Poudingues de Palassou (ou équivalent), qui se déposent de l'Yprésien supérieur (NP 12) (Tambareau et al., 1995) au début de l'Oligocène.

a) Evolution tertiaire dans les Corbières

Les Poudingues de Palassou sont des dépôts de piémont qui enregistrent plusieurs étapes de soulèvement et d'exhumation de l'orogenèse pyrénéenne.

Dépots anté Palassou

Dans les Corbières, les Poudingues de Palassou se déposent au-dessus de dépôts marins ilerdiens, qui montrent des variations de faciès importantes entre le nord et le sud. Les données biostratigraphiques et les travaux de sédimentologie (Plaziat, 1984 ; Tambareau, 1995 , compilées par Martin Martin, 2001 ; Christophoul et al., 2003 ; Carayon, 2010) montrent (Figure 50) :

- des dépôts de plateforme carbonatée, relativement isopaques au début de l'Yprésien (biozone SBZ 5, de Serra Kiel et al., 1998),
- une différenciation relativement marquée entre le nord, où les plateformes carbonatées se développent (Minervois, Alaric) durant les biozones SBZ 6 à SBZ 8, et le sud, où des dépôts deltaïques dominent durant tout l'Yprésien inférieur, marqués par plusieurs phases de progradation de dépôts deltaïques (Figure 51),
- les derniers dépôts marins, datés de la biozone SBZ 9, recouverts par les premiers dépôts continentaux attribués aux Poudingues de Palassou,
- les variations importantes de faciès et d'épaisseur selon les directions nord-sud, interprétées par Christophoul et al. (2003) et Carayon (2010), comme un enregistrement de l'accélération de la subsidence associé à l'initiation d'un bassin d'avant-chaîne et la mise en place de chevauchement au front du massif du Mouthoumet, à partir de la zone à SBZ 6 (de Serra Kiel et al., 1998), soit 55,5 Ma (Ogg et al., 2012).

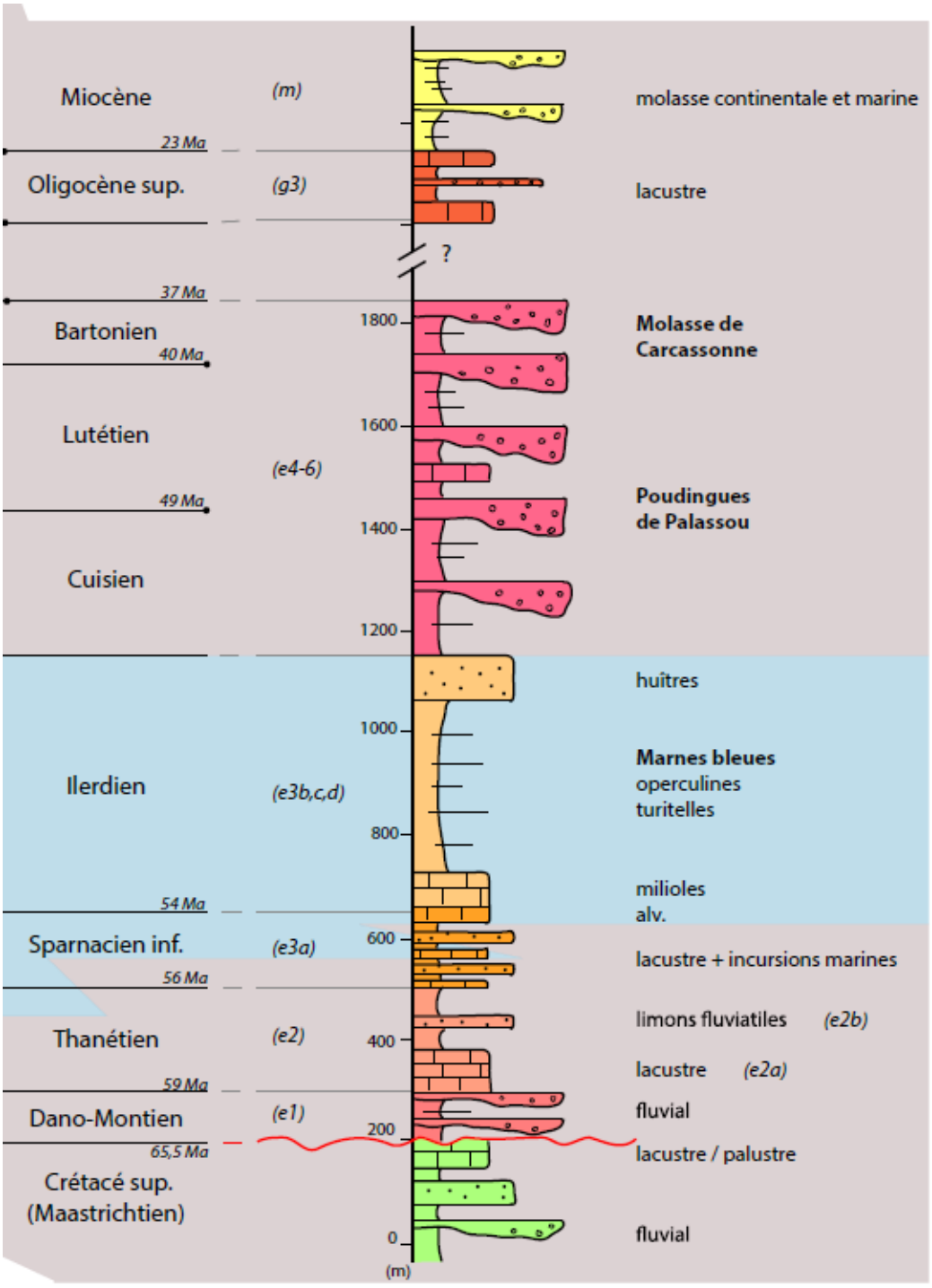


Figure 50 - Log composite de la feuille de Capendu
(Prieur, 2019, d'après notice de la feuille Capendu Ellenberger et al., 1987)

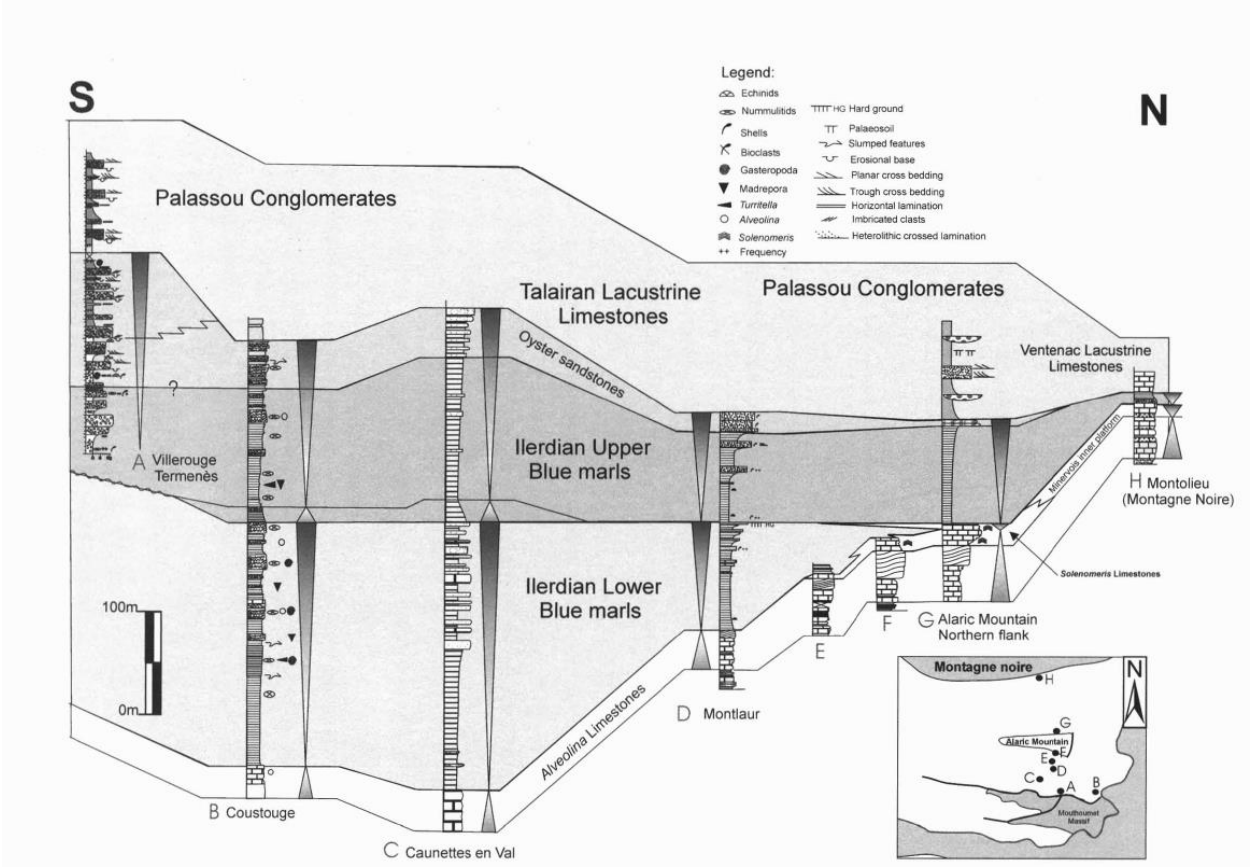


Figure 51 - Corrélations entre les dépôts marins éocènes des Corbières (Christophoul et al., 2003 ; d'après Massieux (1973), Rey et Bousquet (1981), Plaziat (1984, 1987), Pautal 1987, Tambareau inédit)

Stratigraphie des Poudingues de Palassou

La stratigraphie de la série de Palassou est basée sur les travaux de Plaziat (1984) et Crochet (1989). Cette série conglomératique syn-orogénique est couramment attribuée au Cuisien *s.l.,* débutant au sein ou après le biozone SBZ 9 (53,5 à 53 Ma).

Crochet (1989) propose une subdivision des Poudingues de Palassou en 3 unités tectono-stratigraphiques que sont : i- l'unité 1 (Yprésien supérieur, Lutétien), ii- l'unité 2 (Bartonien) et enfin iii- l'unité 3 (Priabonien). Les différentes unités sont définies à partir de leur contenu en clastes, dans la zone d'étude comprise entre Limoux et le Mas d'Azil (Figure 50 et Figure 51) :

- l'unité 1, caractérisée par la prédominance de galets carbonatés, attribués au Méso-Cénozoïque (correspondant essentiellement à l'exhumation de la Zone nord-pyrénéenne (Prieur et al., Al Reda et al., in prep) ;
- l'unité 2, caractérisée par l'apparition et la prédominance de galets de socle ;
- enfin l'unité 3, caractérisée par un retour à la prédominance de galets d'âge méso-cénozoïque.

Chacune de ces unités est définie par une tendance grano-croissante marquée par une abondance de plus en plus importante de niveaux conglomératiques, suivie par des intervalles plus fins, à dominance silteuse, et contenant des volumes plus ou moins importants de calcaires lacustres (Figure 52). Les données biostratigraphiques sont relativement rares dans la série de Palassou. Des gisements de micromammifères (Mirepoix, Crochet (1989), Douzens Nord

(biozone MP 12-13), Ellenberger et al. (1987) ; Sudre et al. (1992)) et des données palynologiques (Billotte et al., 1988) permettent de dater les dépôts fins, intercalés entre les unités 1 et 2, à un intervalle compris entre le Lutétien moyen et le Bartonien basal. Les gisements de La Livinière 2, Siran, Pépieux et Casseras permettent d'attribuer un âge bartonien inférieur à la Molasse de Castelnaudary (Sudre et al., 1992), ce qui confirme son équivalence avec les dépôts de la deuxième unité de Palassou, définie par Crochet (1989).

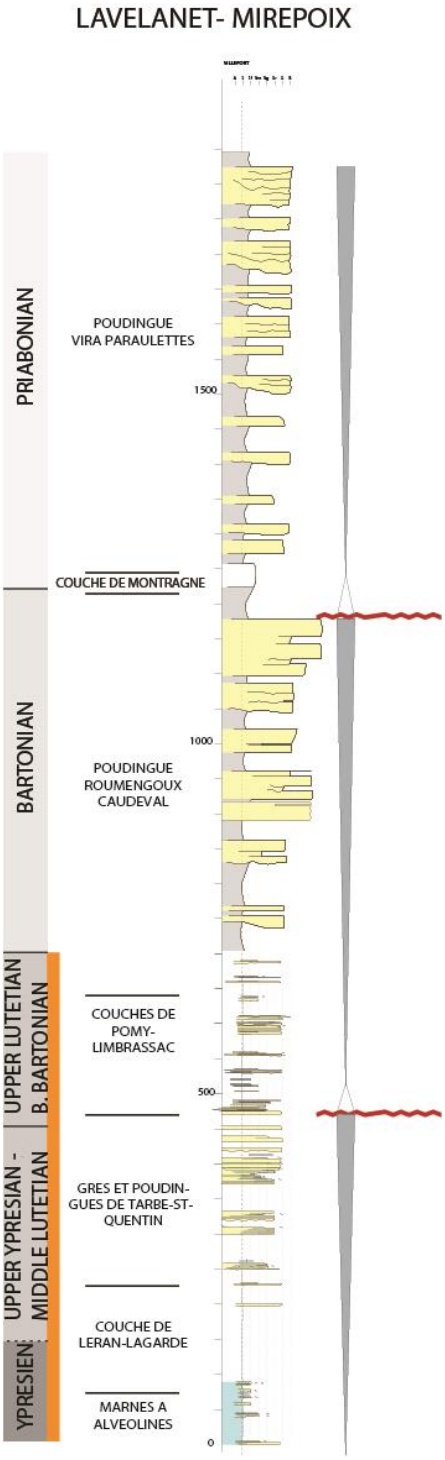


Figure 52 - Coupe composite des poudingues de Palassou dans la région de Mirepoix, montrant les trois unités principales qui forment des séquences progradantes

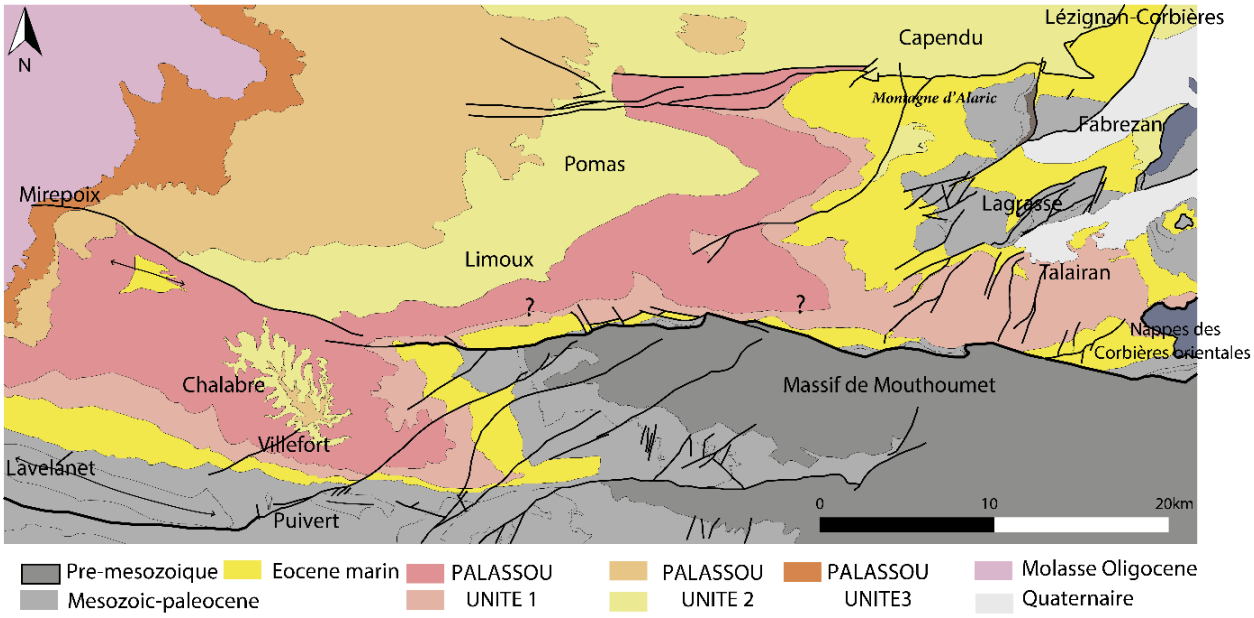


Figure 53 - Carte géologique harmonisée montrant les principales unités des poudingues de Palassou

Les trois séquences d'âge yprésien supérieur-lutétien, bartonien et priabonien correspondent donc à des phases d'avancées et de recul des cônes alluviaux. Les travaux réalisés dans le cadre du projet ″Source to sink″ (Prieur et al., *in prep* ; Lasseur et al., *in prep*) ont permis de contraindre les positions successives des cônes alluviaux. Ceci met en évidence une avancée progressive des dépôts de cônes alluviaux entre l'Yprésien supérieur et le Bartonien. Les dépôts priaboniens sont assez peu préservés, mais, sur la base de leur granulométrie et des dépôts présents dans le bassin de Castres, ils ont probablement eu une extension plus importante que ceux du Bartonien. A distance des reliefs, ces dépôts de piémont passent à des dépôts fluviatiles peu drainés et très argileux, formant le dépôt classique des molasses d'Aquitaine (Molasse de Carcassonne et de Castelnaudary).

b) Géométries et passages latéraux des Poudingues de Palassou

Les travaux initiés dans le cadre de Gaia ont été continués dans le projet ″Source to sink″ ; ces derniers ont permis de cartographier plus précisément la limite des dépôts conglomératiques durant différents intervalles sédimentaires des Poudingues de Palassou. En particulier, la Figure 54 (issue des travaux de master 2 de M. Prieur, inclus dans le projet ″Source to sink″) montre une avancée progressive au cours de l'intervalle Yprésien supérieur-Lutétien. Cette avancée se poursuit en particulier vers l'ouest, au cours du Bartonien et du Priabonien (cf. cartes paléogéographiques).

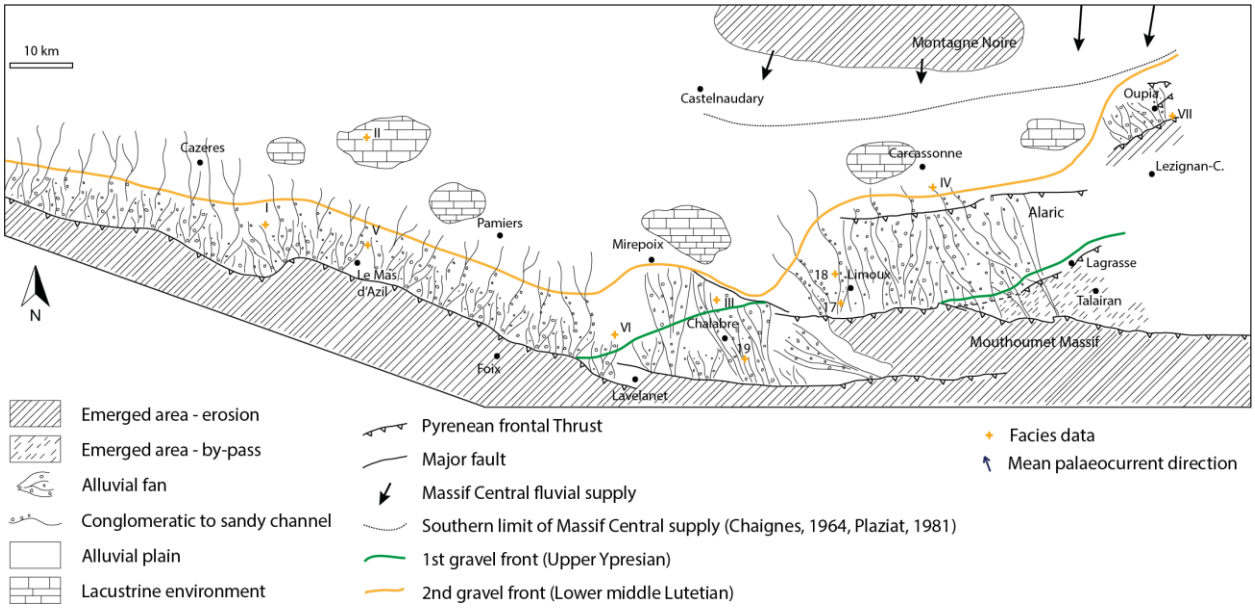


Figure 54 - Migration de la limite des faciès conglomératiques (Gravel front) au cours de l'intervalle Yprésien-Lutétien (Prieur et al., in prep)

La Figure 55, située au niveau des Petites Pyrénées, montre les géométries et les relations tectono-sédimentaires au cours du Tertiaire. Dans cette zone, une partie frontale du bassin d'avant-pays, appartenant au « *foredeep* » pendant le début du Tertiaire, est incorporée au prisme orogénique sous la forme du domaine sub-pyrénéen, transporté au-dessus du chevauchement sub-pyrénéen (Sub Pyrenean Frontal Thrust - SPFT).

Dans cette zone, les dépôts paléocènes ne montrent pas de variation particulière, si ce n'est une géométrie en « *onlap* » vers le nord. Les dépôts sont principalement des dépôts de plateforme carbonatée. Des dépôts mixtes terrigènes carbonatés se développent à partir de l'Yprésien inférieur (Tambareau et al., 1996 (5.2.2) et ci-dessus). Ces dépôts marins sont recouverts assez rapidement par des dépôts molassiques, qui sont un équivalent latéral, distal des Poudingues de Palassou. Les dépôts bartoniens sont conglomératiques et considérés comme syntectoniques, pour lesquels la partie la plus proximale est incorporée au prisme, au-dessus du chevauchement frontal (« *wedge-top basin* » ou « *piggy-back* »), tandis qu'une épaisse série bartonienne et postérieure se dépose au front du chevauchement, en position de *foredeep*. Le relief créé par le chevauchement est progressivement drapé et vraisemblablement recouvert au cours du Miocène. L'essentiel du remplissage est donc ici constitué de dépôts continentaux molassiques. Les limites des trois unités de Palassou, *i.e.* la base du Bartonien et celle du Priabonien, sont marquées par des discontinuités suivies en sismique. La base des séries molassiques (Yprésien-Lutétien) est également matérialisée sous forme d'une discontinuité.

Dans l'ensemble de la zone, la grande majorité des dépôts yprésiens et lutétiens (Figure 55 et Figure 47) est constituée de dépôts molassiques. En conséquence, dans cette zone, le choix a été fait de positionner la surface ″base molasse inférieur″ au niveau de ces premiers dépôts molassiques. Il en résulte qu'entre les Petites Pyrénées et le bassin de Tarbes, la surface ″base molasse inférieur″ correspond à une limite de faciès sédimentaire et non à une surface temporelle.

c) Principales déformations au front de la chaîne et dans l'avant-pays

Dans la partie orientale du bassin d'Aquitaine (bassins de Carcassone-Pamiers, Aurignac), les dépôts molassiques et les Poudingues de Palassou sont donc en grande partie syntectoniques, dès l'Yprésien, dans les Corbières (Christophoul et al., 2003). La Figure 55 montre la migration du prisme orogénique au Bartonien, avec l'incorporation de l'ensemble sub-pyrénéen dans le prisme orogénique. Des rejeux de failles dans l'avant-pays, au Bartonien-Priabonien, sont également visibles sur cette figure. La période Bartonien-Priabonien est en effet une période de réactivation majeure des accidents hérités. Une des expressions principales dans la zone est le chevauchement de Muret, mis en évidence sur la Figure 56, qui présente un rejeu majeur durant les dépôts des ensembles molassiques, avec un fonctionnement durant le dépôt de la molasse inférieure (ici bartonienne, d'après la propagation des réflecteurs de détail) et son scellement progressif durant le dépôt de la molasse supérieur, probablement durant l'Oligocène supérieur.

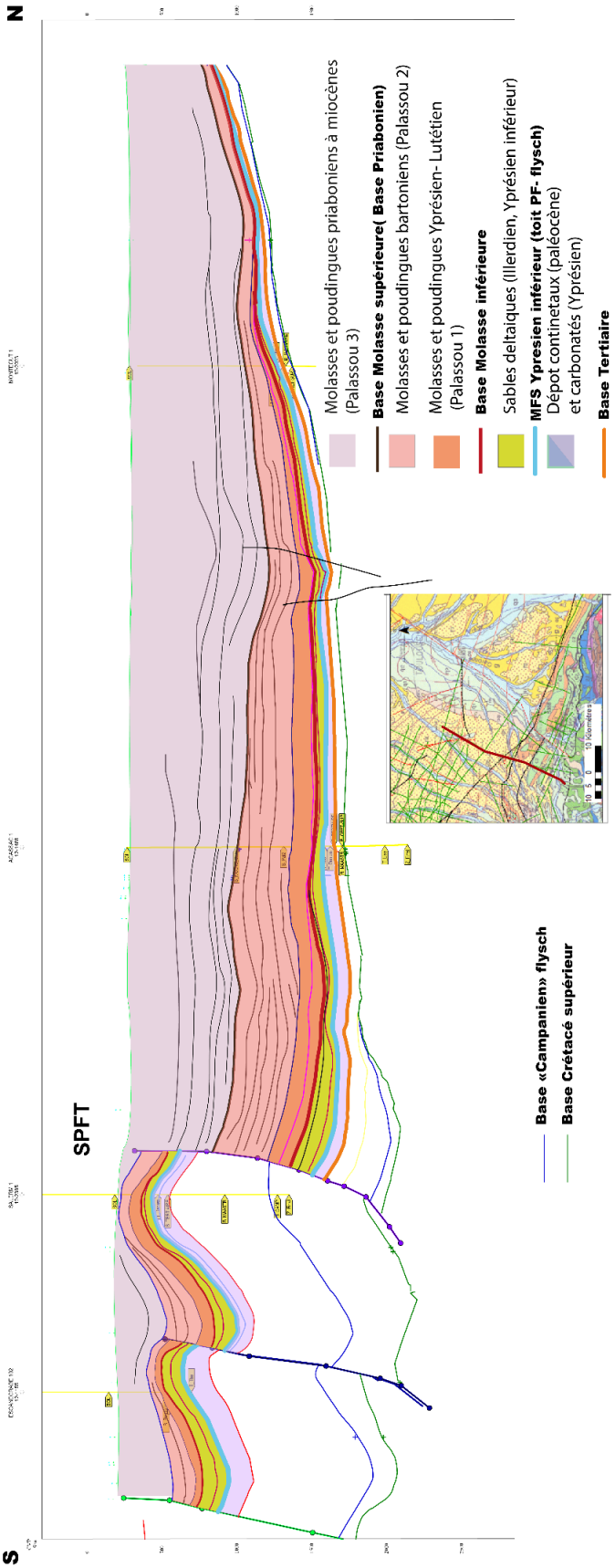


Figure 55 - Ligne composite nord-sud, au niveau des Petites Pyrénées, montrant les géométries et déformations tertiaires ; l'essentiel des dépôts est constitué de dépôts molassiques

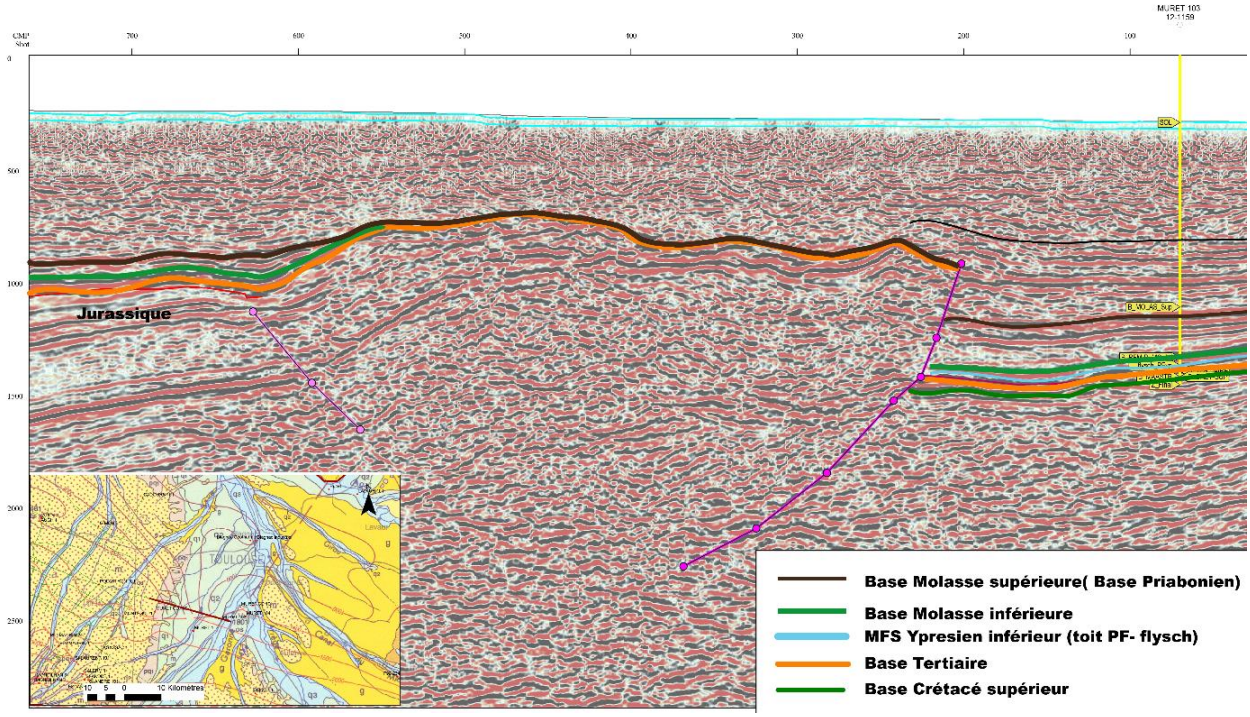


Figure 56 - Extrait de la ligne sismique LR11, montrant le fonctionnement du rétro-chevauchement de Muret, actif pendant le dépôt de la molasse inférieure et supérieure et scellé pendant le dépôt de la molasse supérieure

Les travaux menés au cours de cette étude suggèrent qu'une légère continuité peut exister entre la première unité de Palassou et les Sables infra-molassiques, plus à l'ouest, cependant, la paléogéographie recomposée suggère que l'essentiel des Sables de Lusssagnet correspond à des dépôts fluviatiles issus du Massif Central, donc avec assez peu de continuité à grande échelle avec la première unité de Palassou. Des contacts entre les Poudingues de Palassou et les Sables infra-molassiques pourraient exister à l'ouest des Petites Pyrénées. Mais, le soulèvement de la zone au Bartonien a probablement déconnecté ces deux ensembles.

Les conglomérats de la deuxième unité semblent former des intervalles conglomératiques de grande extension. Pourtant, les mesures hydrogéologiques *in situ* (André et al., 2019) effectuées sur le terrain suggèrent de faibles perméabilités, dues à une très forte cimentation de plusieurs de ces niveaux conglomératiques.

5.3.2. Bassins de Castres et d'Albi

La suite de ce rapport sera consacrée aux géométries sédimentaires des Sables de Lussagnet et des molasses du centre du Bassin aquitain et des bassins de Castres et d'Albi. Les sables et les molasses sus-jacentes représentent (1) des géométries sédimentaires très différentes, (2) un changement paléogéographique important et (3) un mode de subsidence différent et souvent mal compris. La compréhension des géométries sédimentaires est majeure dans l'analyse des bassins de Castres et d'Albi, qui se situent dans le prolongement du piémont étudié dans les Corbières. Les géométries internes des molasses, qui constituent l'essentiel du remplissage de ces bassins, restent de plus relativement mal connues.

Les bassins de Castres et d'Albi correspondent à la bordure est du bassin d'Aquitaine ; une structure majeure, la faille de Villefranche-Toulouse, (prolongement vers le sud du sillon houiller), sépare cette zone du reste du bassin d'Aquitaine. Les géométries sédimentaires et l'influence de

cette faille sur les dépôts sont relativement mal connues du fait de l'absence de données géologiques. Les travaux menés ont tenté d'apporter des éléments sur la compréhension de ces géométries à partir de l'étude de la flexure celtaquitaine et des bassins de Castres et Albi.

Ces bassins sont bordés par des massifs paléozoïques : Dôme de la Grésigne au nord, Montagne Noire au sud, Massif Central à l'est. Le substratum de ces bassins est complexe, puisque les sédiments paléogènes reposent en discontinuité sur le Jurassique à l'ouest, sur les dépôts sédimentaires d'âge permo-carbonifère à Albi et sur le socle cristallin à l'est (Figure 57).

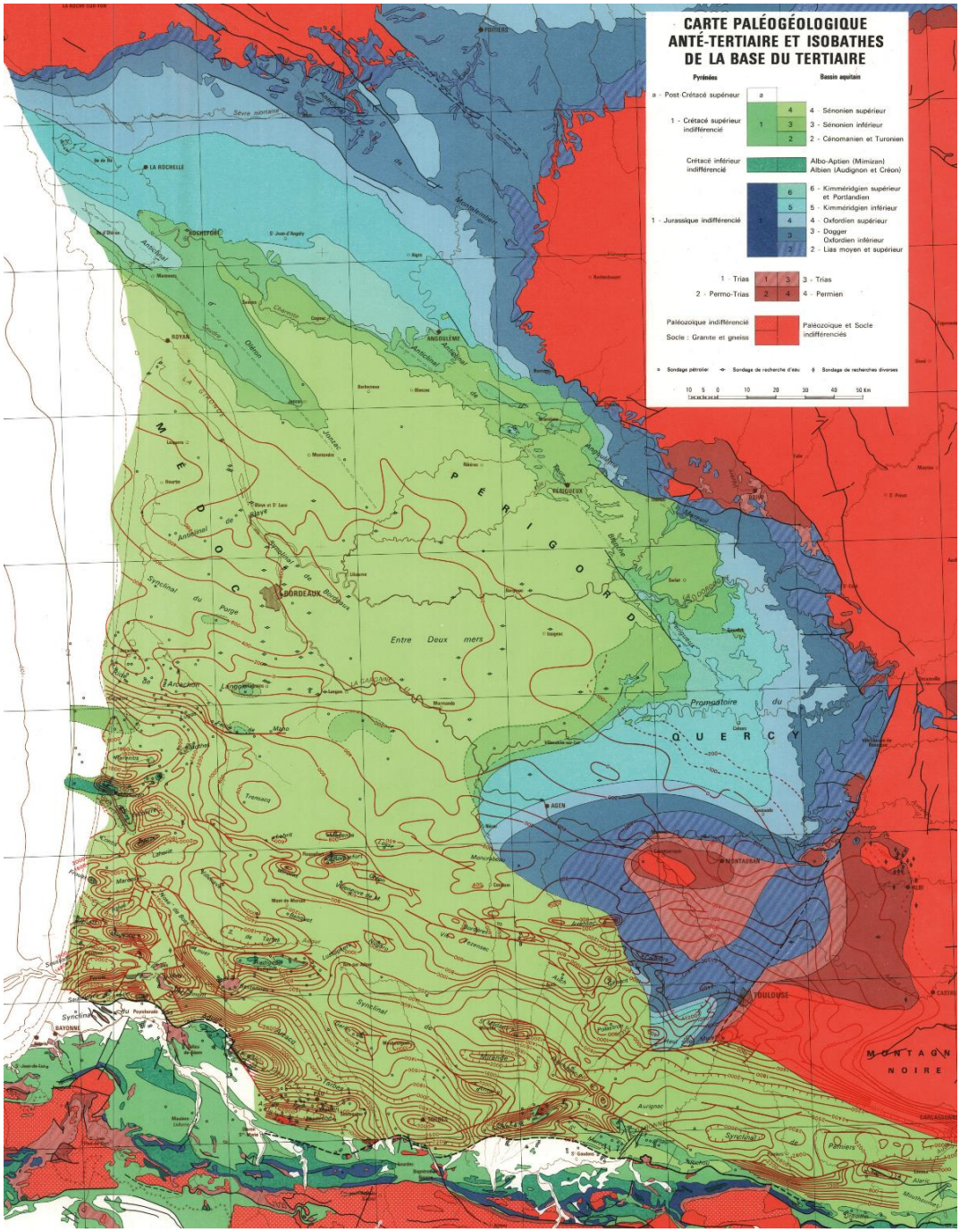


Figure 57 - Carte montrant les âges des séries sous la base Tertiaire (tirée de la synthèse "Bassin d'Aquitaine", BRGM ESSO SNPA, 1974 ; A remarquer en particulier l'occurrence de terrains jurassiques et antérieurs sous le Tertiaire, dans le nord-est de la zone d'étude)

La subsidence des bassins n'est également pas synchrone et homogène : elle débute au Lutétien dans le bassin de Castres et seulement à partir du Bartonien-Priabonien, dans le bassin d'Albi. Les derniers dépôts datés sont d'âge chattien (Asnat, 2014). L'ensemble du remplissage est continental et correspond, pour l'essentiel, à des environnements de type palustres et lacustres (Mouline, 1989). La dernière transgression marine, rapportée à l'Yprésien, n'est connue que plus au sud, sur la Montagne Noire et dans le bassin des Corbières (Plaziat, 1981 et Mouline, 1989).

a) Evolution géométrique et paléogéographique (Mouline, 1989)

Mouline (1989) a montré l'évolution très détaillée des géométries nord-sud et de la paléogéographie de ces deux bassins qui sont résumés ci-dessous au travers du remplissage sédimentaire (Figure 58) et de trois cartes paléogéographiques (Figure 59) :

- L'unité de base du remplissage est représentée par les « Argiles à Graviers » et est rapportée d'âge paléocène à yprésien (Mouline, 1989 et Plaziat et Perrin, 1992), mais n'est pas datée et semble être très diachrone du sud vers le nord, étant donné les premiers dépôts préservés au début du remplissage (lui-même très diachrone). Ces « Argiles à Graviers » représentent, selon les descriptions sédimentologiques de Mouline (1989), soit des cônes alluviaux, soit un système fluviatile en tresse dont les apports proviennent du Massif Central.
- Ce schéma lithostratigraphique montre un ensemble carbonaté lutétien, d'extension restreinte, localisé entre Escoussens et Castres, dont le dépôt ne semble pas contraint par la bordure sud du bassin.
- A l'inverse, au cours du Bartonien, le bassin est bien plus large et les bordures semblent contraindre le remplissage. Les géométries montrent un jeu syn-sédimentaire au cours du Bartonien (brèche « Mortadelle ») de la bordure sud, formée par la faille de Mazamet (nord de la Montagne Noire) qui est scellée par les dépôts d'âges priabonien et rupélien, tandis que s'observe un *onlap* progressif vers le nord.
- A partir du Priabonien (*i.e.* dépôt du Calcaire de Cuq), l'aire de sédimentation augmente largement : le bassin s'étend de la Montagne Noire, au sud, jusqu'au Dôme de la Grésigne, au nord. Les dépôts sont également plus isopaques et les géométries internes semblent être plus simples jusqu'au Rupélien.

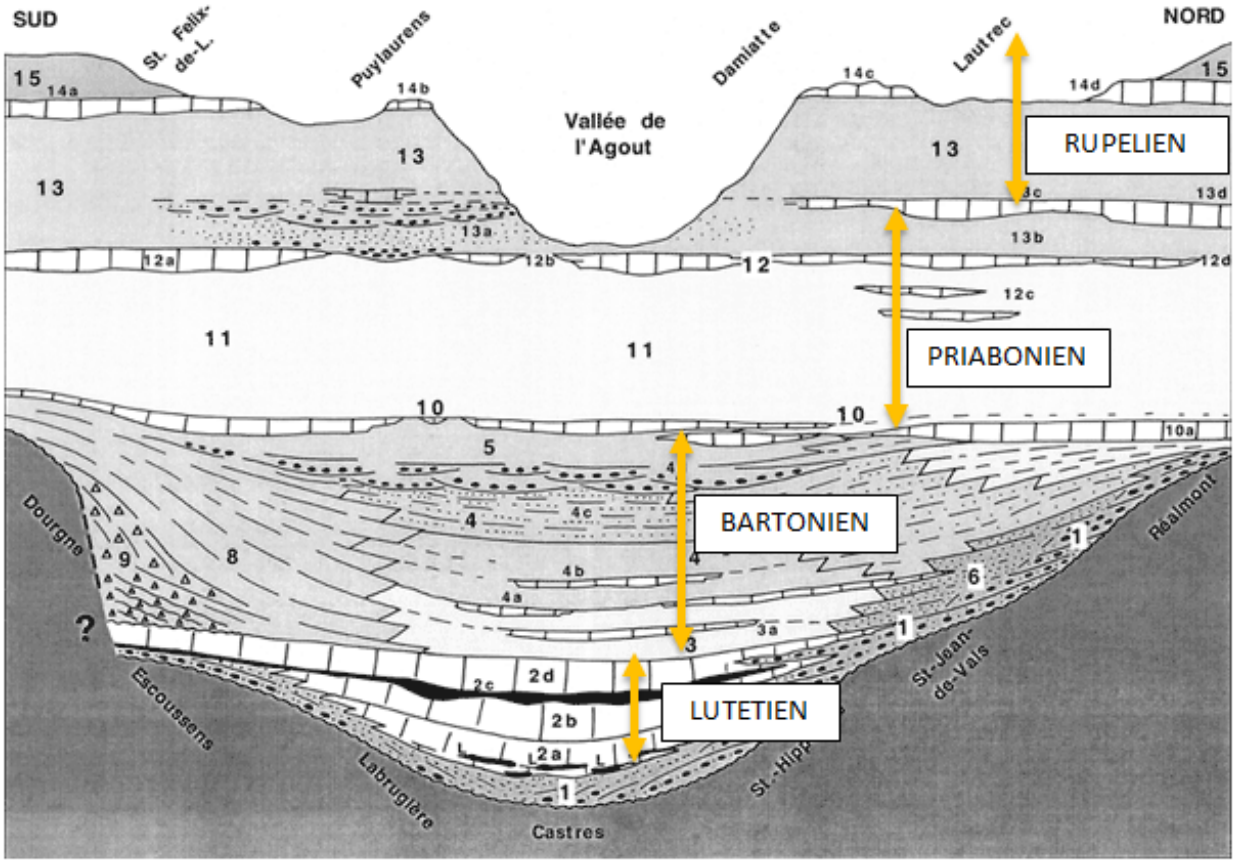


Figure 58 - Schéma du remplissage sédimentaire du bassin de Castres (Asnat, 2014)
Détail de la lithostratigraphie, ci-dessous

1 - Argiles à graviers ; **2 - Calcaires de Castres et de Labruguière** ; 2a - Calcaires inférieurs (L : Lignites d'En Gasc) ; 2b - Calcaires moyens ; 2c - Argiles du Rieu-Favie ; 2d - Calcaires supérieurs ; **3 - Argiles de Castres et d'Hauterive** ; 3a - niveau calcaire de la ferme de Ganès ; **4 - Grès et Argiles de Semalens et de Soua**l ; 4a - niveau calcaire du Verdier ; 4b - niveau calcaire du Mont de Saix ; 4c - Grès de Navès ; 4d - Conglomérats de Saix ; **5 - Grès et Argiles de Semalens et de Soual** ; **6 - Argiles à graviers de Saint-Jean-de-Vals** ; **7 - Grès de Puech Auriol et de Venès** ; **8 - Molasses de Dourgne et d'Encalcat** ; **9 - Complexe bréchique "mortadelle"** ; **10 - Calcaires de Cuq - Ronel** ; 10a - Calcaire de Ronel ; 10b – Argiles rouges de Lamillarié ; **11 - Grès et Argiles de Lautrec et de Blan ou Molasses de Blan** ; 11a - Molasse inférieure de Lautrec ; **12 - Calcaire de Saint-Martin-de-Damiatte** ; 12a - Calcaire de Saint-Paulet ; 12b - Calcaire de Nexils ; 12c - Calcaire inférieur de Lautrec ; 12d - Calcaire de Marssac ; **13 - Molasses de Saint-Félix** ; 13a - Poudingues de Puylaurens ; 13b - Molasses de Puylaurens ou Molasse d'Enlauze ; 13c - Calcaire supérieur de Lautrec ; 13d - Calcaire d'Albi (à *Brotia albigensis*) ; 14a - Calcaire de Belesta ; 14b - Calcaire de Gamanel ; 14c - Calcaires de Briatexte ou Calcaires de Saint-Martin de Casselvi ; 14d - faisceaux des Calcaires de Cordes ; **15 - Molasses du Tolosan**.

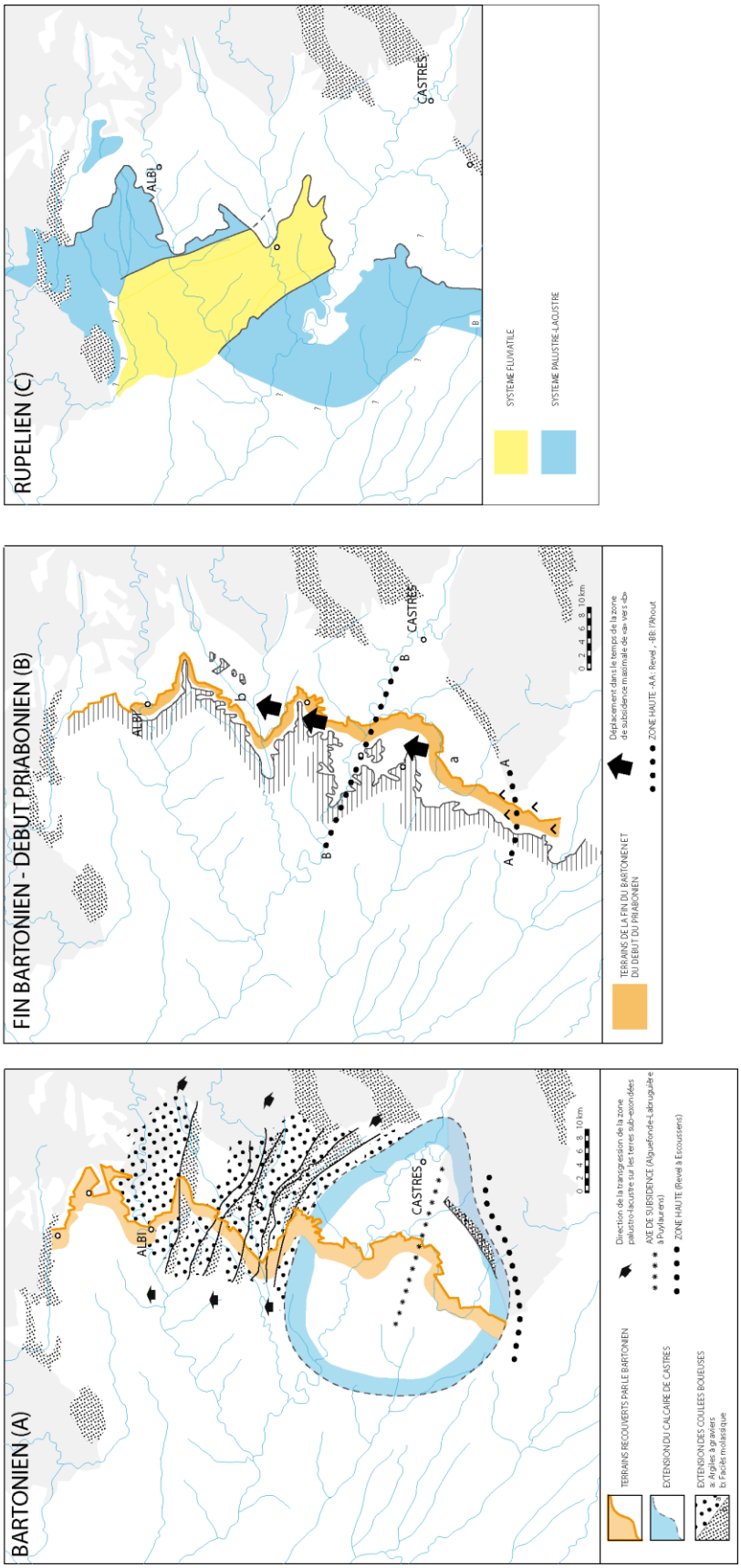


Figure 59 - Cartes paléogéographiques des bassins de Castres et d'Albi au Bartonien (A), à la limite Bartonien-Priabonien (B) et au Rupélien (C) (Mouline, 1989)

1. Au Lutétien (Figure 58)

Une première zone subsidente, localisée dans le bassin de Castres, se développe au cours du Lutétien (Argiles à graviers et calcaire lacustre de Castres). Cette zone plus subsidente est orientée NW-SE, dans le prolongement de la faille de Mazamet. Sur la bordure nord du bassin, des cônes alluviaux (Argiles à graviers) se mettent en place et migrent au cours du temps en direction du nord-est.

2. Au Bartonien-Priabonien (Figure 59A et B)

A partir du Bartonien et de la limite Bartonien-Priabonien (calcaire de Cuq), les bassins de Castres et d'Albi sont connectés ; l'aire de sédimentation lacustre est bien plus large et s'étend de la bordure nord de la Montagne Noire jusqu'à la bordure sud-est du Dôme de la Grésigne. Mouline (1989) identifie un déplacement de l'aire de subsidence en direction du nord et l'apparition d'une ride orientée NW-SE.

3. Au Rupélien (Figure 59C)

Au cours du Rupélien, Mouline (1989) identifie un déplacement de l'aire de subsidence (déjà initiée au Bartonien) vers le Dôme de la Grésigne. Ceci s'accompagne du dépôt de faciès lacustres-palustres sur le pourtour du Dôme de la Grésigne, qui était auparavant une zone émergée (Argiles à graviers).

b) Principaux ensembles sédimentaires et synthèse lithostratigraphique de l'Eocène moyen au Miocène inférieur

La coupe (Mouline, 1989. Figures 57 et 58) du Tertiaire du bassin de Castres et du bassin d'Albi (Figure 61) met en évidence deux grands ensembles sédimentaires : (1) le Calcaire de Castres, lacustre, qui est localisé au Sud et, (2) les dépôts argileux molassiques postérieurs (Molasse de Saix, de Lautrec, de Blan, du Fronsadais, et de l'Agenais) qui recouvrent l'ensemble de la zone et qui reflètent des environnements fluviatiles, palustres et lacustres.

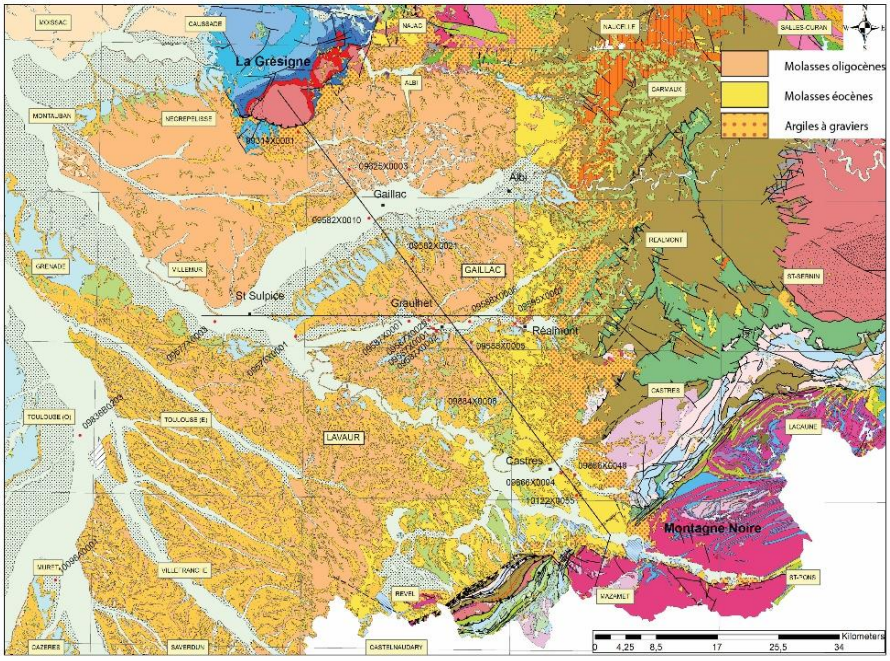


Figure 60 - Plan de position de la coupe de la figure suivante (Mouline, 1989)

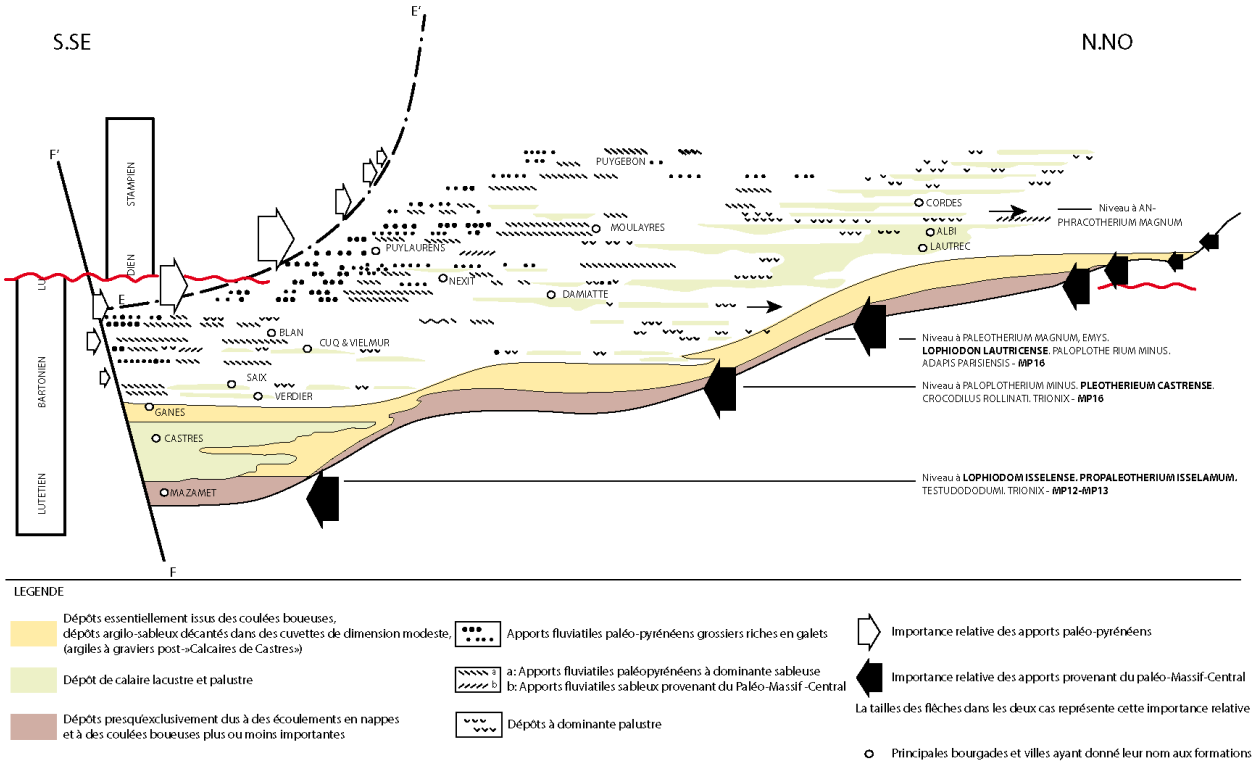


Figure 61 - Coupe sédimentaire schématique SSE-NNW et environnements de dépôt du complexe fluvio-lacustre du Paléogène est-aquitain, d'après Mouline (1989)

Dans ces dépôts molassiques, s'intercalent de petits niveaux carbonatés lacustres (calcaires de Saix, de Cuq, de Damiatte, de Lautrec, d'Albi et de Cordes), qui migrent en direction du nord au cours du temps.

Enfin, sur la bordure nord du bassin, ces deux ensembles sédimentaires passent en latéral aux Argiles à graviers, qui correspondent à des cônes alluviaux et à un système fluviatile, orienté en direction du sud-ouest, de type ″tresse″ selon les descriptions de Mouline (1989).

Au vu des schémas et des géométries de Mouline (1989), la géométrie interne des molasses reste relativement simple avec cependant de nombreux passages latéraux de faciès ; il en résulte une quantité importante de formations lithostratigraphiques, à valeur locale, qui ne présente aucune hiérarchisation et valeur séquentielle (Figure 58).

Les corrélations diagraphiques, basées sur la stratigraphie séquentielle et l'analyse des géométries en sismique, dans la région d'Auch, ont permis de définir une lithostratigraphie simplifiée prenant en compte les géométries sédimentaires et les passages latéraux de faciès de l'Albigeois et du Castrais.

La lithostratigraphie simplifiée et retenue pour ce présent travail est la suivante :

(1) Anté-Bartonien

Argiles à graviers basales (non datées)

Calcaire de Castres et de Labruguière (MP 13 - Escarguel, 1999).

A noter que dans le remplissage sédimentaire, il existe une lacune stratigraphique importante du Lutétien supérieur, équivalent de la zone MP 14.

(2) Bartonien

La *Molasse de Saix et de Lautrec* (eq. MP 15 et MP 16) qui comprend le niveau de Ganès, du Verdier et des Monts de Saix, mais aussi la *Molasse de Semelans*. La base de cette formation est datée du Bartonien inférieur, avec des flores de charophytes (Marsche, 1970).

Le *Calcaire de Cuq* (MP 17 - Astre, 1934 et/ou MP 18 - Sudre et al., 1992), équivalent latéral du *Calcaire de Brassempouy supérieur* dans le centre du Bassin Aquitain.

(3) Priabonien

La *Molasse du Fronsadais* (MP 19 à MP 21) qui regroupe les *Molasses de Blan et de Puylaurens*, le *Calcaire de Damiatte-Marssac* et le *Calcaire des Ondes*.

(4) Rupélien et Chattien

Le *Calcaire d'Albi* (MP 21), équivalent latéral du *Calcaire à Astérie* dans le centre du Bassin aquitain (Mont-de-Marsan, Lussagnet).

La *Molasse de Briatexte* (MP 21 à 25) qui regroupe le *Calcaire de Cordes s.l.*, équivalent du *Calcaire de Briatexte et de Donnazac*.

La *Molasse de l'Agenais* (MP 28 à MP 30), qui contient le *Calcaire de l'Agenais*, équivalent latéral des *Marnes à Huitres.*

La lithostratigraphie est reportée sur le log de la Figure 62 (Asnat, 2014), sur lequel les surfaces majeures (ligne-temps), corrélées à l'échelle du bassin, sont indiquées (Figure 61).

c) Surfaces et discontinuités principales dans les bassins de Castres et Albi

La surface L1 (Lutétien) est une discontinuité majeure, puisqu'elle correspond à la limite socle-sédiments représentant une lacune de temps importante. Les dépôts anté-lutétiens sont absents dans l'ensemble de la zone. Ceci signifie que les surfaces anté-lutétiennes, reconnues ailleurs dans le bassin d'Aquitaine (″base Tertiaire-base Pont Labau″, base Ilerdien et *top* Ilerdien), sont absentes et toutes confondues avec la base du Tertiaire. Tout au plus peut-on considérer que les Calcaires de Castres (Lutétien) sont un équivalent latéral de la partie supérieure de l'ensemble : marnes deltaïques, Grès à Nummulites, Sables de Lussagnet, Calcaires de Nousse.

La surface B1 (Base du Bartonien) correspond à une discontinuité majeure, qui associe une lacune temporelle importante (du Lutétien supérieur MP 14) et un changement de mode de sédimentation depuis des dépôts carbonatés lacustres au Lutétien vers des dépôts terrigènes et une activité tectonique mise en évidence au niveau de la faille de Mazamet (*N.B. :* un changement de régime de subsidence est également suggéré par la préservation plus importante des dépôts bartoniens et postérieures, dans les bassins de Castres et d'Albi, au-dessus de cette discontinuité). L'âge et les évènements qui caractérisent cette discontinuité en font un équivalent de la surface de la ″base Fontaine de la Médaille″.

Les surfaces P1 (passage Bartonien-Priabonien), R1 (Rupélien) et A1 (Aquitanien) sont des surfaces d'inondation maximale (MFS). Ces surfaces correspondent aux environnements les plus ouverts ou les plus distaux. A l'ouest, ils sont riches en nummulites, ostracodes, échinodermes etc (*e.g.* puits de Benquet) et les dépôts associés correspondent essentiellement à des calcaires lacustres intercalés dans les dépôts continentaux. Ces surfaces sont également celles qui ont une extension la plus importante (*onlap* maximum), à l'est du Bassin aquitain, *i.e.* dans le bassin de Castres et sur la Grésigne. La surface P1 correspond à une MFS importante, représentée par une intercalation marquée de calcaires lacustres (au sein des dépôts molassiques fortement terrigènes) et leur *onlap* vers le nord (Figure 61 et Figure 62). D'après son âge, cette surface d'inondation maximale est mise en équivalence avec la MFS des Calcaires de Brassempouy. Elle se situe immédiatement sous la surface de base de la progradation des dépôts molassiques, plus à l'ouest.

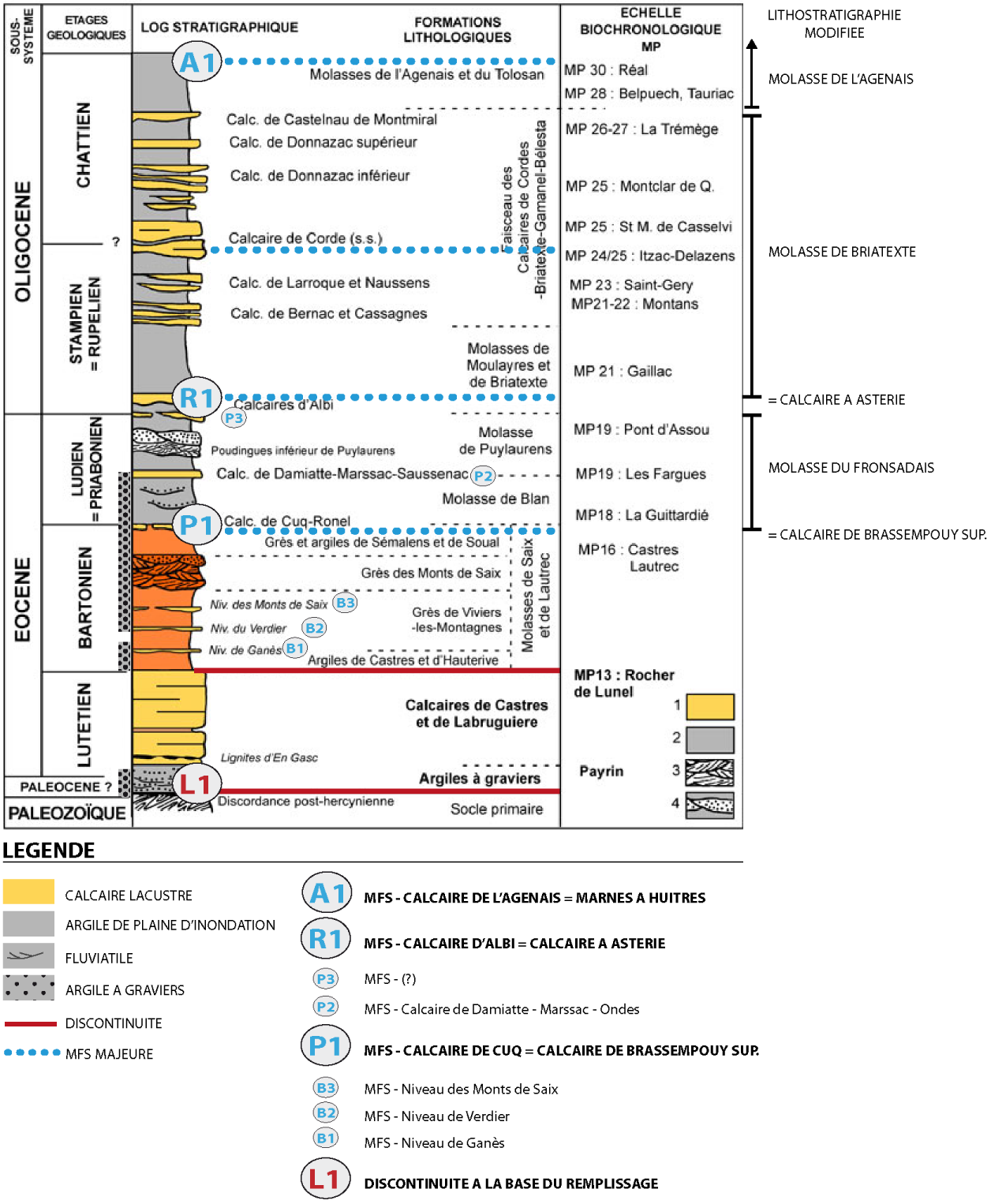


Figure 62 - Colonne stratigraphique et principaux repères biochronologiques MP du Tertiaire continental des bassins du Castrais et de l'Albigeois (Asnat, 2014) ; les modifications lithostratigraphiques et les surfaces majeures corrélées sont indiquées

d) Corrélations biostratigraphiques entre l'Agenais/Fronsadais et le bassin de Castres

Une synthèse litho-biostratigraphique de part et d'autre du Dôme de la Grésigne, *i.e.* de l'Agenais/Fronsadais (entre la Garonne et le Lot) et du bassin de Castres (Figure 63) a été réalisée. Les données biostratigraphiques sont issues des thèses de Capdeville (1989) et de Dubreuilh (1989), des données des notices de carte au 1/50 000 (Villeneuve-sur-Lot, Penne-d'Agenais, Valence d'Agen, Caussade) pour l'Agenais/Fronsadais. Pour le bassin de Castres, les données biostratigraphiques sont issues du site de l'Asnat (2014), qui recense l'essentiel des datations par les mammifères. A noter que dans le bassin de Castres, les derniers niveaux sont datés du Chattien. La datation du Calcaire de l'Agenais est basée, pour sa partie supérieure, sur les corrélations séquentielles.

Cette synthèse montre une lacune temporelle dans le remplissage sédimentaire, au cours du Lutétien supérieur, dans le bassin de Castres, et une lacune temporelle plus importante, au cours du Rupélien et du Chattien, dans l'Agenais/Fronsadais. Le remplissage sédimentaire est également affecté par des discontinuités d'érosion ou de non-dépôt. Ces dernières sont probablement locales et de courte durée, car elles ne sont pas communes aux deux zones.

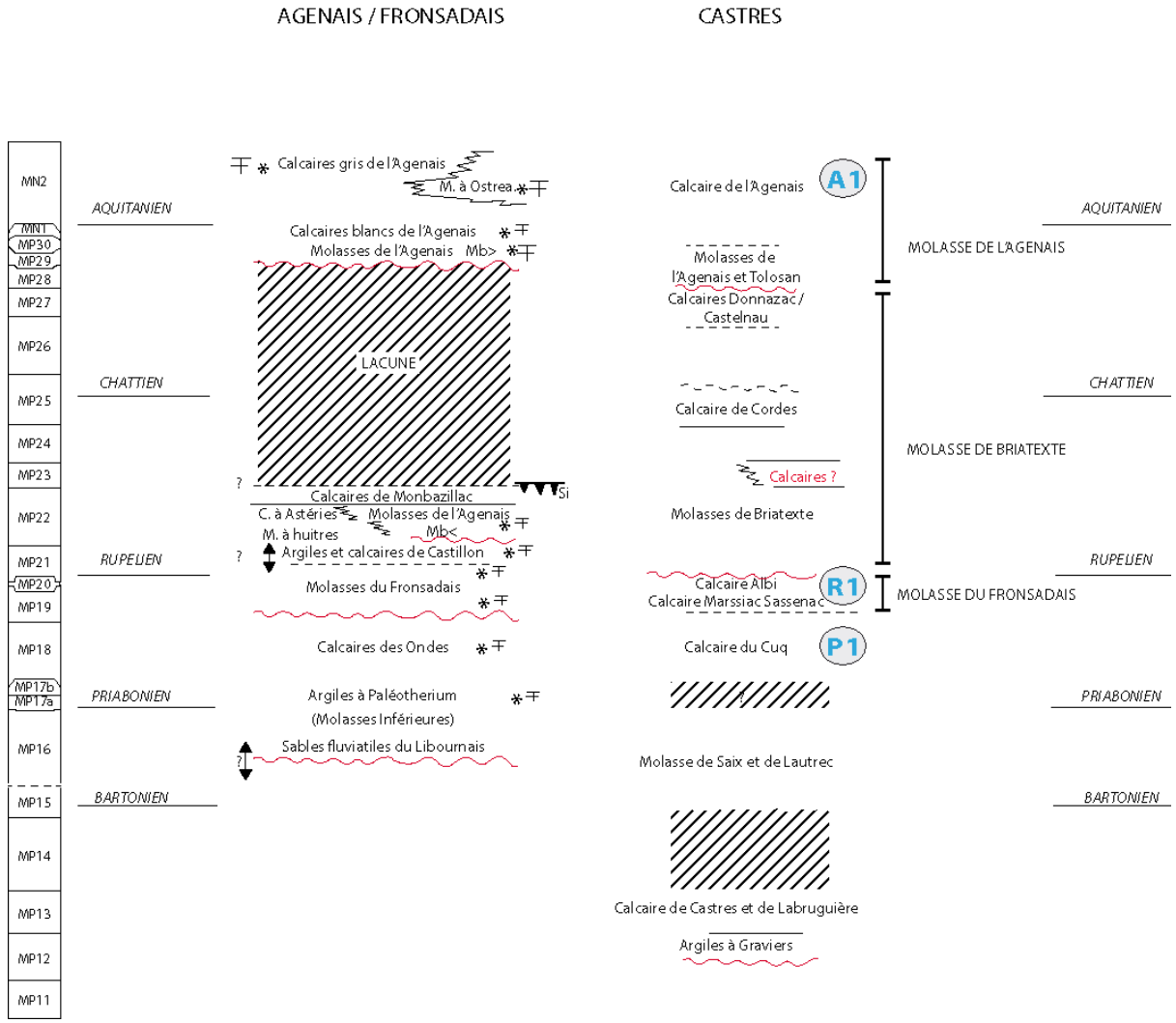


Figure 63 - Synthèse litho-biostratigraphique de l'Agenais/Fronsadais et du bassin de Castres montrant un remplissage sédimentaire discontinu avec (1) une lacune lors du Lutétien supérieur, dans le bassin de Castres, et (2) une lacune majeure lors du Rupélien et du Chattien, au nord du Bassin aquitain, dans la région de l'Agenais/Fronsadais

e) Corrélations biostratigraphiques entre le centre du bassin et les bassins de Castres et d'Albi

Quatre coupes synthétiques sont présentées ci-après (Figure 64), afin de comparer succinctement le remplissage sédimentaire du centre du bassin, où l'archive sédimentaire dans les forages est la plus complète : (1) Landes de Siougos, (2) Lussagnet et dans (3) les bassins de Castres-Albi (continental). La corrélation de ces coupes du domaine distal au domaine proximal est basée sur les données biostratigraphiques (MP et SBZ/NP essentiellement). Les premiers résultats montrent :

- (1) Un ensemble, d'âge Paléocène-Eocène inférieur, marin isopaque, de Landes de Siougos à Lussagnet. La présence du Paléocène et de l'Eocène inférieur dans le bassin de Castres est incertaine. La base du forage de Bernazobre est attribuée au Permien, par Van Den Berghe (communication orale, 1965, in Mouline, 1989) et au Tertiaire, par Mengaud (1945), en fonction d'arguments lithologiques et non biostratigraphiques. Dans ce même forage, entre 394 et 405 m, Mengaud (1945) décrit une roche bariolée, mêlée à des grains de quartz présentant l'aspect d'une arène granitique, assez riche en kaolin. Ce niveau est interprété par Mouline (1989) comme faisant partie des brèches d'Estrabaut et de Rigautou (démantèlement de la zone de Mazamet). Ce niveau, en réalité très mal connu, peut être interprété comme une altérite crétacée (?) ou encore d'âge Paléocène-Eocène (?). La présence d'argiles kaoliniques à Rieusequel, datées de l'Ilerdien (Combaz et Mouline, 1967) grâce à la palynoflore, suggère plutôt une phase d'altération Paléocène-Eocène inférieur.
- (2) Un ensemble d'âge Lutétien qui présente de fortes variations d'épaisseur. Le Lutétien atteint une centaine de mètres à Landes de Siougos, avec une affinité faciologique marine et dans le bassin de Castres des faciès lacustres. En revanche, il ne semble que peu préservé (quelques mètres. cf. § 6.2) à Lussagnet sous un faciès fluviatile et il est absent dans le bassin d'Albi.
- (3) Les épaisseurs du Bartonien sont de même ordre de grandeur entre Landes de Siougos et Lussagnet, quoique sous des faciès différents (§ 6.2). En revanche, il est particulièrement épais dans les bassins de Castres et d'Albi, atteignant plus de 200 m.

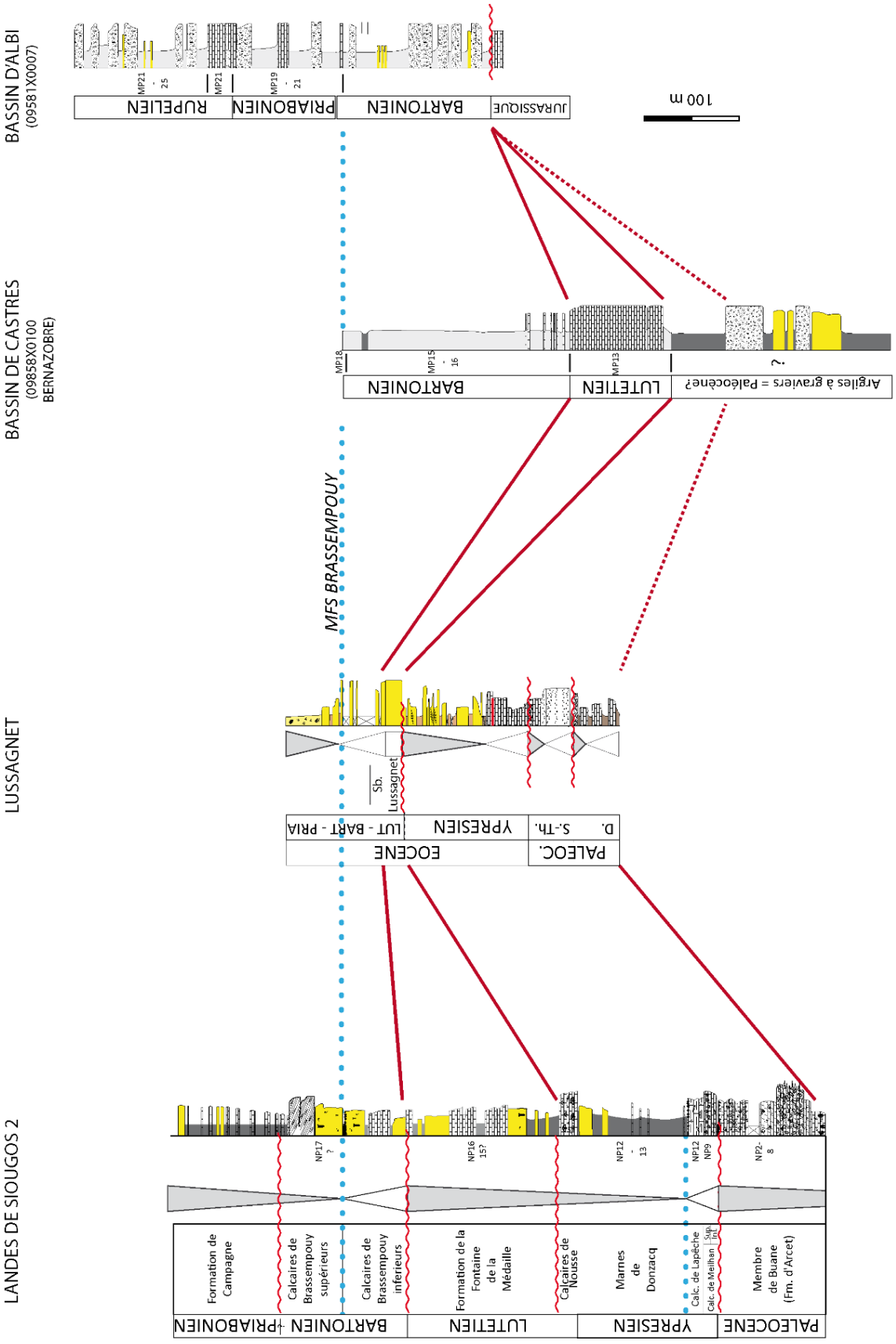


Figure 64 - Corrélations entre le centre du Bassin aquitain (Landes de Siougos et Lussagnet) et les bassins de Castres et d'Albi, basées sur les données biostratigraphiques (SBZ, NP et MP)

f) Corrélations diagraphiques et géométries sédimentaires des Sables de Lussagnet et des dépôts molassiques sur la flexure celtaquitaine et dans les bassins de Castres et Albi

Six transects diagraphiques (≈ x 100 puits) ont été réalisés entre Mont-de-Marsan à l'ouest et le bassin de Castres à l'est (Figure 65). Les lignes sismiques en appui des corrélations diagraphiques ont permis de bien contraindre les géométries, notamment au droit des structures tectoniques.

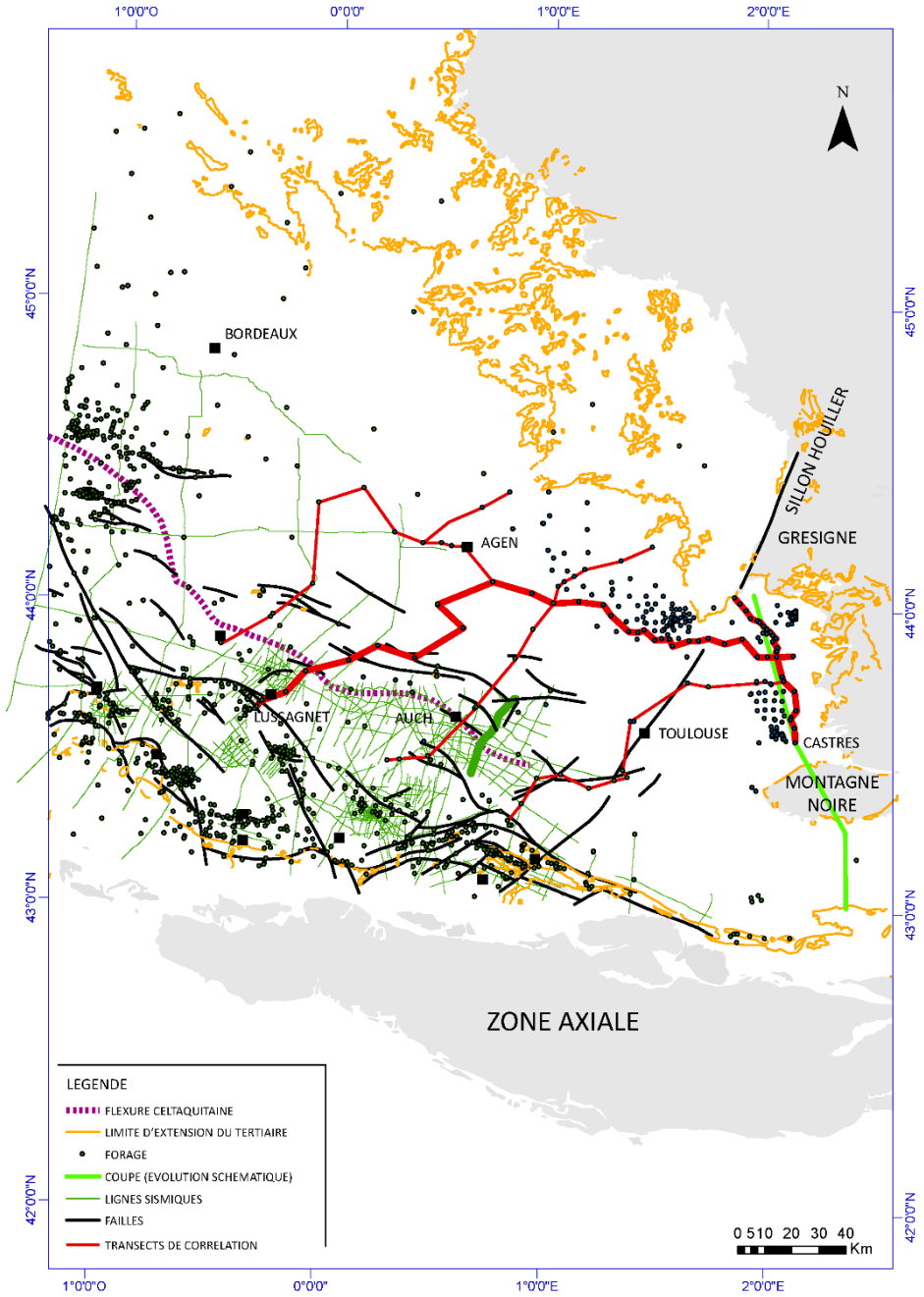


Figure 65 - Plan de position des six transects de corrélations et des lignes sismiques utilisées pour contraindre les géométries sédimentaires (les tracés en surépaisseur (transects, ligne sismique et coupe) seront présentés ci-dessous)

Géométries sédimentaires de Lussagnet à Albi (Figure 66)

Ce transect (240 km) présente les géométries de l'ensemble des dépôts tertiaires depuis le centre du bassin (Lussagnet) jusqu'à Albi et permet d'identifier les géométries du pôle distal au pôle proximal. Ce transect est horizontalisé sur la MFS des Marnes à Huîtres (marin), datées de l'Aquitanien basal, qui correspond à la surface la plus récente et corrélable sur l'ensemble du transect. Les faciès sont marins et continentaux à Lussagnet (plateforme carbonatée, delta, fluviatile, lacustre), tandis qu'ils sont exclusivement continentaux à Albi (lacustre et fluviatile). Les dépôts tertiaires reposent sur le Crétacé et sur le Jurassique, au sud de la Garonne, tandis qu'ils reposent sur le Permien dans le bassin d'Albi (Figure 57).

Les faciès marins se situent au sud de la Garonne et les faciès les plus ouverts au sud de la flexure celtaquitaine. Aucun faciès marin n'est connu au nord de la Garonne et entre le Dôme de la Grésigne et la Montagne Noire (Mouline, 1989).

Le remplissage sédimentaire du Paléocène à l'Aquitanien basal est découpé par des lignes-temps dont nous avons discuté la corrélation dans la partie ouest et sud du bassin, dans les paragraphes précédents.

Les surfaces nommées T1 (base Tertiaire) et L1 (base des Sables de Lussagnet) sont utilisées pour découper le remplissage sédimentaire de l'intervalle Paléocène-Eocène inférieur.

La surface P1 (passage Bartonien-Priabonien), corrélée avec la MFS des Calcaires de Brassempouy supérieur, montre un changement important des géométries. Au premier ordre, deux grands ensembles sédimentaires (notés anté-P1 et post-P1, sur le transect) sont identifiés dont les caractéristiques sont les suivantes :

- Les **dépôts du Paléocène à l'Eocène moyen (anté-P1 : Priabonien)**. Ils présentent de fortes variations d'épaisseur. Le remplissage anté-P1 présente des géométries en *onlap* en direction du nord dans les dépôts d'âge danien, puis dans deux d'âge yprésien inférieur (surface Y2 dans la Figure 66), à la transition entre les dépôts de plateforme carbonatée (Paléocène-Eocène) et les dépôts terrigènes (Sables infra-molassiques). Ceci implique de fortes variations de la subsidence de part et d'autre de la flexure celtaquitaine, de la Garonne et du bassin d'Albi ;
- Les **dépôts de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur (post-P1)**. Ils présentent de faibles variations d'épaisseurs, *i.e.* à partir du Bartonien supérieur (molasse supérieure). Ces dépôts dépassent largement la flexure celtaquitaine et la Garonne. Ceci traduit une élévation du niveau de base ou une subsidence à plus grande échelle.

Les géométries des dépôts du Paléocène et de l'Yprésien ont été décrites dans la partie précédente ; seules les géométries des Sables de Lussagnet et des Molasses seront abordées dans cette partie du rapport.

Géométries sédimentaires de l'intervalle Yprésien supérieur-Bartonien (?) : les Sables de Lussagnet inférieurs et supérieurs (de L1 à P1) et équivalents latéraux dans le bassin d'Albi

N.B. : Les Sables de Lussagnet ont été séparés en deux ensembles distincts (inférieurs et supérieurs) car ils présentent des géométries et des faciès différents justifiés ci-dessous.

De Lussagnet à la flexure celtaquitaine (Figure 66), les Sables de Lussagnet reposent sur les Grès à Nummulites par un contact net, plus ou moins érosif. La progradation de ces Sables infra-molassiques correspond, sur la flexure celtaquitaine et plus au nord, à une surface d'érosion.

Les signatures diagraphiques des Sables de Lussagnet montrent deux ensembles bien distincts, séparés par un intervalle argileux (B3). Le premier ensemble est représenté par des **chenaux sableux amalgamés,** séparés par de rares niveaux argileux préservés, pouvant correspondre à un système fluviatile en tresse (Sables de Lussagnet inférieurs). Le second ensemble est représenté par des chenaux sableux déconnectés, séparés par des niveaux argileux plus épais, suggérant un **système moins amalgamé** possiblement un système fluviatile méandriforme (Sables de Lussagnet supérieurs).

Le premier ensemble, où les chenaux sableux sont amalgamés, correspond à des dépôts fluviatiles déposés avec peu d'accomodation. Il n'est présent qu'au sud de la flexure celtaquitaine et est absent au nord de la structure d'Auch, qui semble donc contrôler la répartition spatiale de ces sables. Cet ensemble correspond à un cortège de bas niveau, non préservé sur la flexure celtaquitaine.

Le second ensemble, où les chenaux sableux sont isolés et moins amalgamés, est plus rétrogradant et dépasse largement la flexure celtaquitaine puisqu'il s'étend jusqu'au sud du Dôme de la Grésigne, vers Montauban. Cet ensemble rétrogradant est corrélé avec l'intervalle transgressif observé au sein du Bartonien.

La corrélation des différentes surfaces sur l'ensemble du bassin montre un élargissement progressif, vers le nord, de la zone de sédimentation et le début de la sédimentation dans le bassin d'Albi, à partir du Bartonien.

Les Sables de Lussagnet supérieurs sont corrélés avec les premiers dépôts du bassin d'Albi. Ces dépôts correspondent aux Argiles à graviers et à la partie inférieure de la Molasse du Fronsadais. Les Argiles à graviers sont interprétées comme des cônes alluviaux en bordure du bassin et les Molasses du Fronsadais sont interprétées comme des dépôts palustres et lacustres (Mouline, 1989).

Au cours de cet intervalle bartonien, trois zones subsidentes sont identifiées (Figure 66) : (1) dans le bassin d'Albi (endoréique au Bartonien), (2) dans le prolongement sud-est du Dôme de la Grésigne et (3) au sud de la Garonne. Cette subsidence s'homogénéise vers la limite Bartonien-Priabonien enregistrée par la MFS-P1, reconnue avec le Calcaire de Brassempouy supérieur (SBZ 17) en partie distale et avec le Calcaire de Cuq, équivalent en partie proximale.

Géométries sédimentaires du Priabonien à l'Aquitanien basal : les molasses (de P1 à A1)

Les molasses anté-Marnes à Huîtres s'organisent en 4 cycles sédimentaires, pour lesquels seuls les demi-cycles transgressifs sont préservés. Cinq lignes-temps (P1, P2, P3, R1 et A1) ont pu être corrélées pour l'ensemble du transect :

- une MFS vers la limite Bartonien-Priabonien (P1), au sein du Calcaire de Brassempouy supérieur et latéralement au sein du Calcaire de Cuq ;
- deux MFS au Priabonien (P2 et P3) ;
- une MFS dans le Rupélien correspondant aux Calcaires à Astéries et au Calcaire d'Albi (R1) ;
- enfin une MFS dans l'Aquitanien basal, représentée par les Marnes à Huîtres (A1).

Cet ensemble molassique regroupe les Molasses du Fronsadais et les Molasses de l'Agenais. L'ensemble est plutôt isopaque et essentiellement argileux. Sont intercalés dans ces argiles des niveaux qui sont limités au centre du bassin d'Albi et au sud-ouest du bassin. Les apports terrigènes sont en revanche fréquents au sud du Dôme de la Grésigne et à la hauteur de la Garonne. Les corps sableux sont fins et d'extension latérale (pluri-kilométrique) très large,

interprétés ici comme des lobes de crues. Ces corps sableux ne sont pas connectés entre eux, mais séparés par des dépôts argileux de type lacustre ou palustre. Les géométries des corps sédimentaires montrent un changement dans le profil de dépôt, qui devient plus plat au cours de l'intervalle Priabonien-Aquitanien. Ces apports terrigènes indiquent probablement une contribution du Dôme de la Grésigne à partir du Rupélien inférieur ; contribution qui avait déjà été identifiée par Mouline (1989). L'aire de subsidence, qui devient de plus en plus large dans la partie orientale, suggère un relief peu prononcé selon Mouline (1989). Dans le bassin d'Albi, on observe une migration de la zone de subsidence de l'est vers l'ouest, au cours de l'intervalle Bartonien-Rupélien.

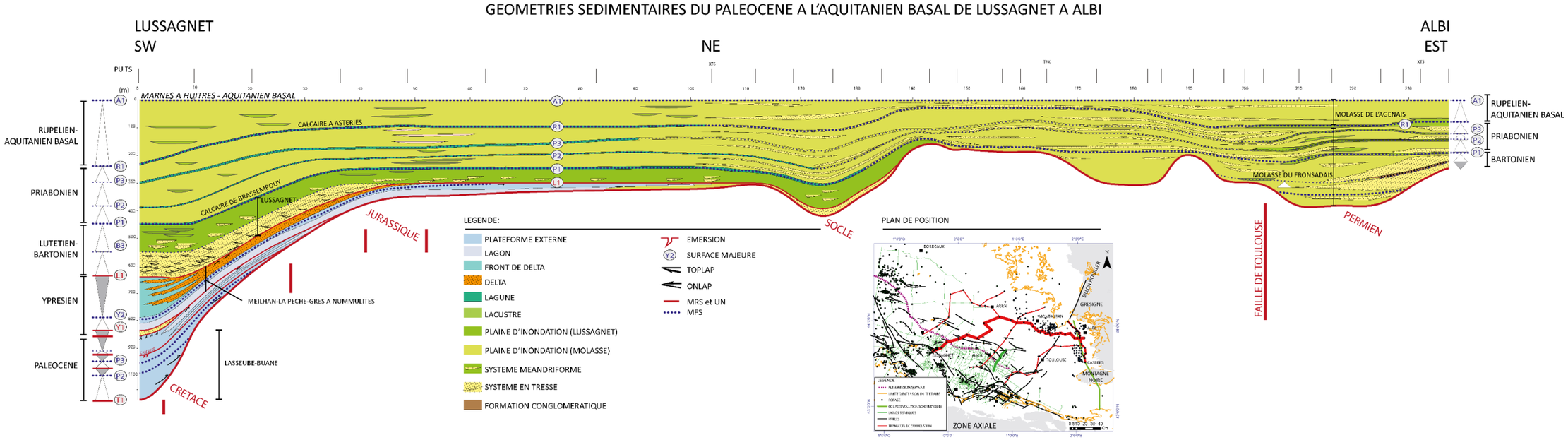


Figure 66 - Géométries sédimentaires du Paléocène à l'Aquitanien basal, de Lussagnet à Albi, basées sur les corrélations diagraphiques

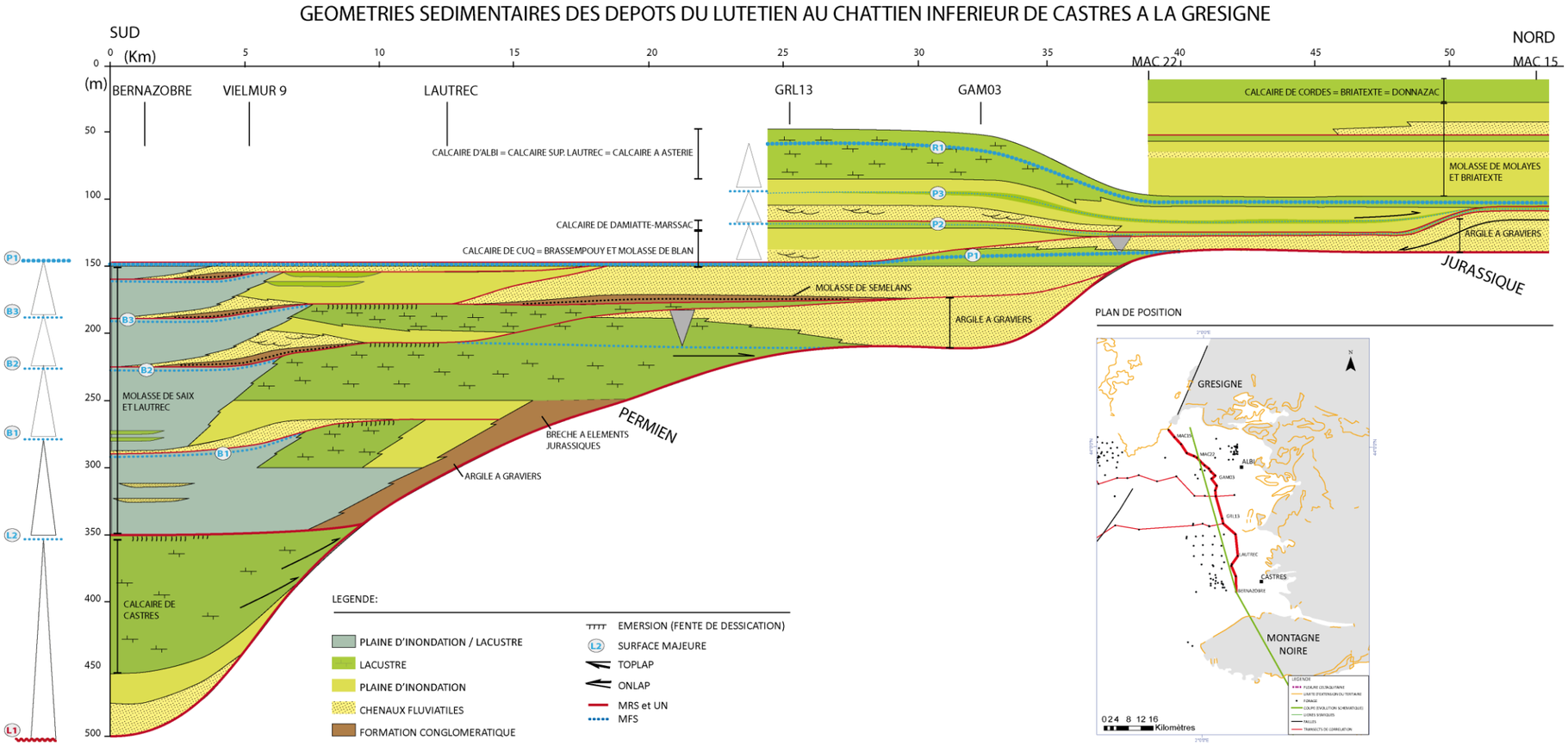


Figure 67 - Géométries sédimentaires des dépôts du Lutétien au Chattien inférieur, de Castres à la Grésigne ; l'interprétation des géométries est basée sur les corrélations diagraphiques

Géométries sédimentaires du Tertiaire, de Castres au Dôme de la Grésigne, selon un transect nord-sud (Figure 67)

Ce transect nord-sud (55 km) présente les géométries de l'ensemble des dépôts tertiaires des bassins de Castres et d'Albi. Il est horizontalisé sur la MFS-P1 du Calcaire de Cuq (alentours de la limite Bartonien-Priabonien), qui correspond à la seule surface corrélable entre les deux bassins.

Ce transect montre clairement une migration de l'aire de sédimentation vers le nord, au cours du temps. Le remplissage sédimentaire débute dès le Lutétien, voire dès l'Yprésien dans le bassin de Castres, alors qu'il débute seulement au Bartonien dans le bassin d'Albi. La sédimentation ne s'étend sur l'ensemble de la zone qu'à partir de la limite Bartonien-Priabonien (MFS P1 - Calcaire de Cuq). Huit cycles sont identifiés et s'expriment, tout ou partie, par la succession de faciès suivante :

- (1) faciès de cônes alluviaux riche en conglomérats ;
- (2) faciès de chenaux méandriformes et/ou anastomosés ;
- (3) faciès argileux de plaine d'inondation ;
- (4) faciès carbonatés palustro-lacustres ou argileux palustro-lacustres, qui constituent les maximas d'inondation et majoritairement enregistrés dans la partie sud du transect (bassin de Castres).

Ces empilements suggèrent un enregistrement des seuls demi-cycles transgressifs. La présence de fentes de dessiccation au sommet des calcaires lacustres est fréquente et représente les surfaces de maximum de régression (MRS) des cycles. Les demi-cycles régressifs sont rarement préservés.

Géométries sédimentaires du Lutétien-Bartonien

Les premiers dépôts du bassin de Castres sont représentés par des niveaux sableux et argileux, attribués à des altérites et à des dépôts fluviatiles (chenaux et plaine d'inondation). Cet ensemble n'est pas daté, mais pourrait être rapporté à l'Yprésien, selon Mouline (1989).

Le Calcaire de Castres, daté du Lutétien (MP 13 - Escarguel, 1999), et l'épaisse Molasse de Saix et de Lautrec, datée du Bartonien (équivalent MP 15-16), représentent l'essentiel du remplissage sédimentaire du bassin de Castres. L'ensemble présente des géométries en *onlap* en direction du nord. Ces *onlaps* successifs du Lutétien au Bartonien (surface-B2) témoignent de l'élargissement du bassin et de la migration vers le nord de la zone de sédimentation.

Plusieurs épisodes fluviatiles se mettent en place dans le bassin de Castres, au cours du Bartonien. Ils représentent la base des demi-cycles transgressifs. Ces corps sédimentaires sableux sont complètement déconnectés les uns des autres, formant de petits aquifères isolés.

A la bordure nord du bassin, des apports terrigènes massifs se mettent en place (Argiles à graviers et Molasse de Semelans). Ces niveaux peuvent être très grossiers voire conglomératiques, notamment à la fin du Lutétien et au Bartonien. Ces arrivées terrigènes sont interprétées, par Mouline (1989), comme des cônes alluviaux. Ces dépôts de cône alluvial progradent en direction du sud sur le Calcaire de Castres et sur les calcaires de la Molasse de Saix et de Lautrec.

Ces faciès de bordure reculent vers le nord au cours du temps, traduisant un diachronisme des Argiles à graviers concomittant à une migration de la bordure du bassin vers le nord.

Géométries sédimentaires du Priabonien-Rupélien-Chattien inférieur

C'est à partir de la limite Bartonien-Priabonien (*i.e*. au moment de la mise en place du Calcaire de Cuq) que l'aire de sédimentation devient maximale, de la Montagne Noire jusqu'au Dôme de la Grésigne.

Les Argiles à graviers qui se déposent le long du Dôme de la Grésigne progradent sur le Calcaire de Cuq en direction du sud. Elles sont recouvertes par des argiles de plaine d'inondation et par des calcaires lacustres (Calcaire de Damiatte - Marssac). Au-dessus des calcaires lacustres, se mettent en place des dépôts fluviatiles, orientés du sud vers le nord, impliquant une réorganisation paléogéographique par rapport à celle reconnue au Lutétien-Bartonien.

Les derniers dépôts priaboniens correspondent à des dépôts d'argiles de plaine d'inondation et à des calcaires lacustres qui se disposent en *onlap* sur le Dôme de la Grésigne. Le dépôt des Argiles à graviers et l'*onlap* des derniers dépôts priaboniens montrent la présence d'un relief au niveau du Dôme de la Grésigne, qui sera progressivement scellé par les dépôts lacustres superposés rupéliens.

Enfin, les derniers dépôts correspondent à nouveau à des argiles de plaine d'inondation (Molasses de Briatexte et de Moulaye) et à des calcaires lacustres (Calcaire d'Albi et Calcaire de Cordes) du Rupélien et du Chattien. Les géométries sont isopaques au nord du transect, ce qui montre que le relief préexistant est probablement recouvert à partir du Rupélien (Calcaire à Astérie). L'ensemble de ces géométries montre clairement la migration de la zone de dépôt, du Lutétien au Rupélien.

g) Synthèse de l'évolution des bassins de Castres et d'Albi

L'évolution des bassins peut se résumer en 3 grandes périodes :

- **(1) Lutétien-Bartonien**. Au cours du Lutétien-Bartonien, l'extension du bassin lacustre est limitée au nord, entre Castres et Albi, et au sud par la ride de Revel, qui constitue la limite septentrionale de la Montagne Noire. Le bassin subsident est structuré par un axe de subsidence N120 (Aiguefonde-Labruguière). Cet axe est identique à celui de la faille de Mazamet qui a donc probablement rejoué. Mouline (1989) avait déjà mis en évidence (1) une forte épaisseur du Lutétien et du Bartonien, le long de cet axe, (2) un remplissage sédimentaire syn-tectonique au Bartonien sur la bordure nord de la Montagne Noire (cf. Figure 68), (3) un « évènement tectonique » au Bartonien, qui est enregistré par des arrivées terrigènes massives dans le bassin de Castres (venant du sud-est et du nord-est), drainés par les cônes alluviaux. La base du Bartonien est associée à une déformation tectonique et une reprise de la sédimentation terrigène. Cette surface majeure est corrélée avec la surface ″base Molasse inférieure″/″base Fontaine de la Médaille″, dans la partie centrale du bassin.
- **(2) Priabonien**. A partir du Priabonien, les bassins de Castres et d'Albi sont tous les deux subsidents ; l'aire de sédimentation lacustre est bien plus large, elle s'étend de la bordure nord de la Montagne Noire jusqu'à la bordure sud-est du Dôme de la Grésigne. Les faciès lacustres qui succèdent aux systèmes plus terrigènes indique bien la chute des apports terrigènes et l'aplanissement de la bordure nord du bassin de Castres. Le bassin est toujours structuré par des accidents N120 ; ces derniers sont mis en évidence en partie par la direction principale des réseaux fluviatiles (Mouline, 1989).
- **(3) Rupélien-Chattien inférieur**. Au cours du Rupélien, Mouline (1989) identifie un déplacement de l'aire de subsidence vers le Dôme de la Grésigne. Ceci s'accompagne du

dépôt de faciès lacustres-palustres sur le pourtour du Dôme de la Grésigne, qui était auparavant une zone émergée (Argiles à graviers).
Les géométries isopaques du Rupélien et du Chattien inférieur (Figure 66 et Figure 67) aux abords du Dôme de la Grésigne montrent également le recouvrement de ce relief, à partir du Rupélien. Cette interprétation est également étayée par la présence de dépôts, datés de la fin du Priabonien et du Rupélien (Calcaire de Varen - MP 19-MP 20) sur le Dôme de la Grésigne (Muratet, 1985).

Dans les bassins de Castres et d'Albi, les dépôts post-chattiens sont seulement représentés au nord. Il existe peu de diagraphie traversant ces niveaux. De ce fait, l'histoire post-chattienne ne sera pas abordée ici.

h) Enregistrement de la déformation compressive, propagation de la déformation, des Corbières au Dôme de la Grésigne (Figure 68)

La propagation vers le nord des dépôts des bassins de Castres et d'Albi est cohérente avec l'évolution enregistrée au front des Pyrénées.

Le bassin de Carcassonne enregistre la propagation des chevauchements du Mouthoumet et de l'Alaric qui se traduit par la migration du bassin d'avant-pays vers le nord, depuis l'Yprésien (SBZ 6) jusqu'au Lutétien. La déformation est accommodée le long de ces fronts de chevauchements qui fonctionnent « en séquence ». Le fonctionnement en séquence implique une propagation des chevauchements vers l'avant-pays, au cours du temps. Ce fonctionnement implique un niveau de décollement en profondeur qui n'a pas été mis en évidence.

Ces déformations s'accompagnent d'apports terrigènes importants au front de la chaîne, représentés par les Poudingues de Palassou (ou équivalents latéraux) qui se déposent de l'Yprésien supérieur (NP 12) (Tambareau et al., 1995) au Bartonien.

Les bassins de Castres et d'Albi, qui se situent dans la continuité (temporelle et spatiale), pourraient montrer la propagation de la déformation vers le nord, du Lutétien au Chattien inférieur.

La déformation pourrait s'accommoder plus au nord, le long de la faille de Mazamet :

- (1) Cette faille orientée NW-SE se situe dans le prolongement de l'aire de subsidence développée au Lutétien-Bartonien ; elle présente un pendage sud et est considérée comme une faille inverse (Ellenberger, 1938) ;
- (2) Les dépôts lutétiens-bartoniens sont beaucoup plus épais au sud qu'au nord du bassin, témoignant d'une subsidence hétérogène contrôlée structuralement (Mouline, 1989) ;
- (3) Le jeu de cette faille est scellé par des dépôts bréchiques (brèche « Mortadelle ») datés du Bartonien inférieur (Demange et al., 1997 et Demange et al., 2014, carte géologique) ou du Priabonien (Mouline, 1989).

Les dépôts bartoniens et/ou priaboniens qui scellent cette structure indiquent que la déformation n'est plus accommodée dans cette zone et se propage probablement plus au nord, entre la vallée du Tarn et de l'Agout, où s'initie le bassin au Priabonien et surtout au Rupélien. Même si aucune faille n'est identifiée en surface, (1) les cônes alluviaux du Bartonien, (2) la subsidence priabonienne et surtout rupélienne et (3) un axe de subsidence N120 suggèrent un jeu structural de même expression que celui de la faille de Mazamet.

La subsidence qui se manifeste au Rupélien et au Chattien inférieur, aux abords du Dôme de la Grésigne, joue en contre-chevauchement vers le sud et peut également être l'expression de la propagation de la déformation.

L'évolution de l'avant-pays pyrénéen (*retroforeland*) dans la partie est du Bassin aquitain, de l'Yprésien au Rupélien, est synthétisée en Figure 65.

Les déformations des bassins de Castres et d'Albi sont donc probablement l'expression la plus septentrionale des déformations pyrénéennes. La déformation étant accommodée sur (1) la faille de Mazamet, orientée NW-SE, au Lutétien-Bartonien, (2) sur un axe NW-SE, entre la vallée du Tarn et de l'Agout, au Priabonien et au Rupélien, et (3) probablement plus au nord, vers le Dôme de la Grésigne, au Rupélien-Chattien inférieur.

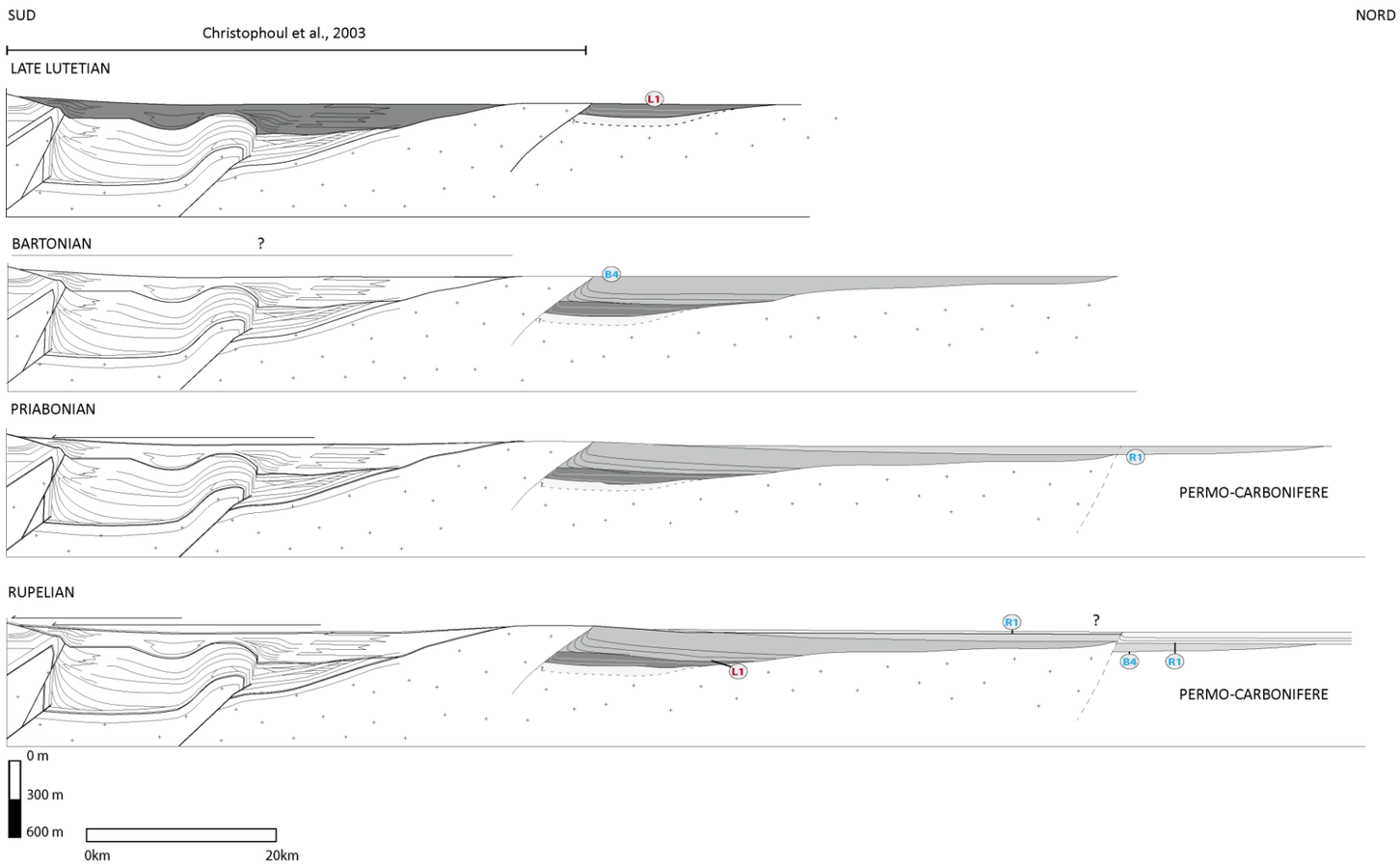


Figure 68 - Coupe schématique de l'évolution du bassin des Corbières, d'après Christophoul et al. (2003) et des bassins de Castres et d'Albi (cette étude)
Ce schéma montre successivement l'avancée des fronts de chevauchement du Mouthoumet et de la Montagne d'Alaric, et la propagation de la déformation dans les bassins de Castres et d'Albi.

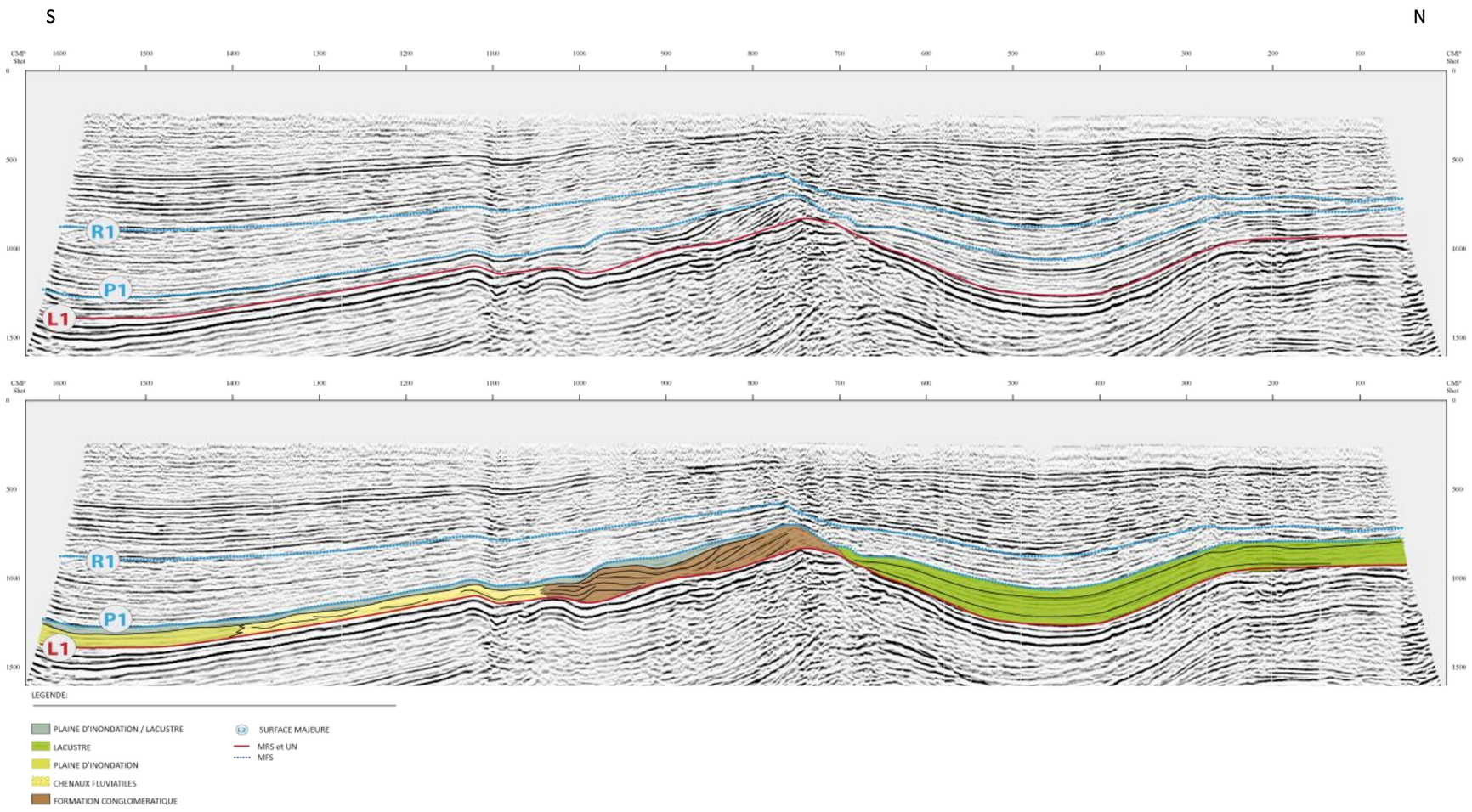


Figure 69 - Géométries sédimentaires sud-nord de la structure d'Auch (cf. plan de position de la Figure 65) ; les surfaces L1, P1 et R1 correspondent respectivement aux surfaces L1 Base Tertiaire, P1 Base molasse supérieure et R1 MFS du Rupélien inférieur

i) Comparaison (et connectivité des aquifères ?) des géométries sédimentaires de part et d'autre de la faille de Villefranche-Toulouse

Les déformations enregistrées dans l'avant-pays pyrénéen contrôlent la géométrie des dépôts et donc la géométrie des aquifères et aquitards. Les faciès terrigènes les plus grossiers sont localisés au sommet des rides structurales quand celles-ci sont réactivées ; ils passent latéralement à des systèmes fluviatiles méandriformes ou anastomosés, puis à des faciès de plaine d'inondation argileuse. L'ensemble est ensuite scellé par des faciès carbonatés. Cette distribution des faciès, influencée par la déformation, peut également être déduite sur la base des géométries et faciès sismiques en sub-surface dans la partie centrale du bassin. L'exemple illustré ici se situe dans la région d'Auch et sur la structure du même nom (Figure 69). La ligne sismique figurée se situe du côté ouest de la faille de Villefranche-Toulouse, le long de rides structurales orientées NW-SE, faisant partie de la flexure celtaquitaine.

Cette ligne sismique orientée sud-nord met en image la réactivation de la structure d'Auch au moment du dépôt des Sables de Lussagnet (L1) et de ses équivalents latéraux, mais aussi des dépôts molassiques sus-jacents. La stratigraphie de ces dépôts est basée sur l'extrapolation du pointé sismique. Trois surfaces sont définies : i- L1 (base ″Tertiaire″, probablement Lutétien dans cette zone), ii- P1 (base ″Molasse supérieur″) et, iii- R1 (MFS Rupélien inférieur). Les dépôts étudiés (entre L1 et P1) s'étendent stratigraphiquement du Lutétien jusqu'à la fin du Bartonien et sont contemporains de la formation du bassin de Castres.

L'interprétation sismique est basée : (1) sur les géométries sédimentaires, (2) sur le faciès sismique et (3) sur l'analogie qu'il est possible de faire avec le bassin de Castres.

Sur la structure d'Auch sont observés de grands ensembles contenant des structures obliques de grande taille, orientées vers le sud du bassin et interprétées ici comme des apports terrigènes massifs de type cône alluvial, mis en place lors du soulèvement de la ride d'Auch. Cet ensemble passe en latéral à un faciès sismique très chaotique dans lequel des chenalisations sont identifiées et interprétées comme un système fluviatile de type ″tresse″ ou méandriforme en aval (et en position plus distale) des cônes alluviaux. Enfin à l'extrémité sud de la ligne sismique, le faciès sismique est toujours chaotique, mais ne présente plus de chenalisation. Il pourrait correspondre à des faciès de plaine d'inondation. L'ensemble est scellé par un faciès sismique très lité. Ce même faciès sismique très monotone est également présent en arrière de la ride d'Auch et est considéré comme représentant des dépôts lacustres, possiblement carbonatés du fait du pouvoir réflectif assez fort.

La distribution de ces faciès est analogue à celle du bassin de Castres avec (1) des faciès terrigènes mis en place sur les rides et (2) des faciès lacustres très étendus qui se positionnent en contrebas des rides et dans un deuxième temps recouvrent les faciès terrigènes.

j) Implications sur la paléogéographie, rejeu des structures tectoniques et connexion des aquifères de part et d'autre de la faille de Villefranche-Toulouse

L'ensemble des travaux permet de mieux contraindre la répartition des principaux aquifères sur la flexure celtaquitaine et dans la région de Castres, ainsi que de discuter de la connexion des aquifères associés.

La compréhension de ces géométries au droit des rides de la flexure celtaquitaine nous permet d'être plus prédictifs sur la répartition des faciès terrigènes et de dessiner des cartes paléogéographiques (carte de faciès) basées sur les faciès sismiques, mais aussi sur les forages (Figure 70).

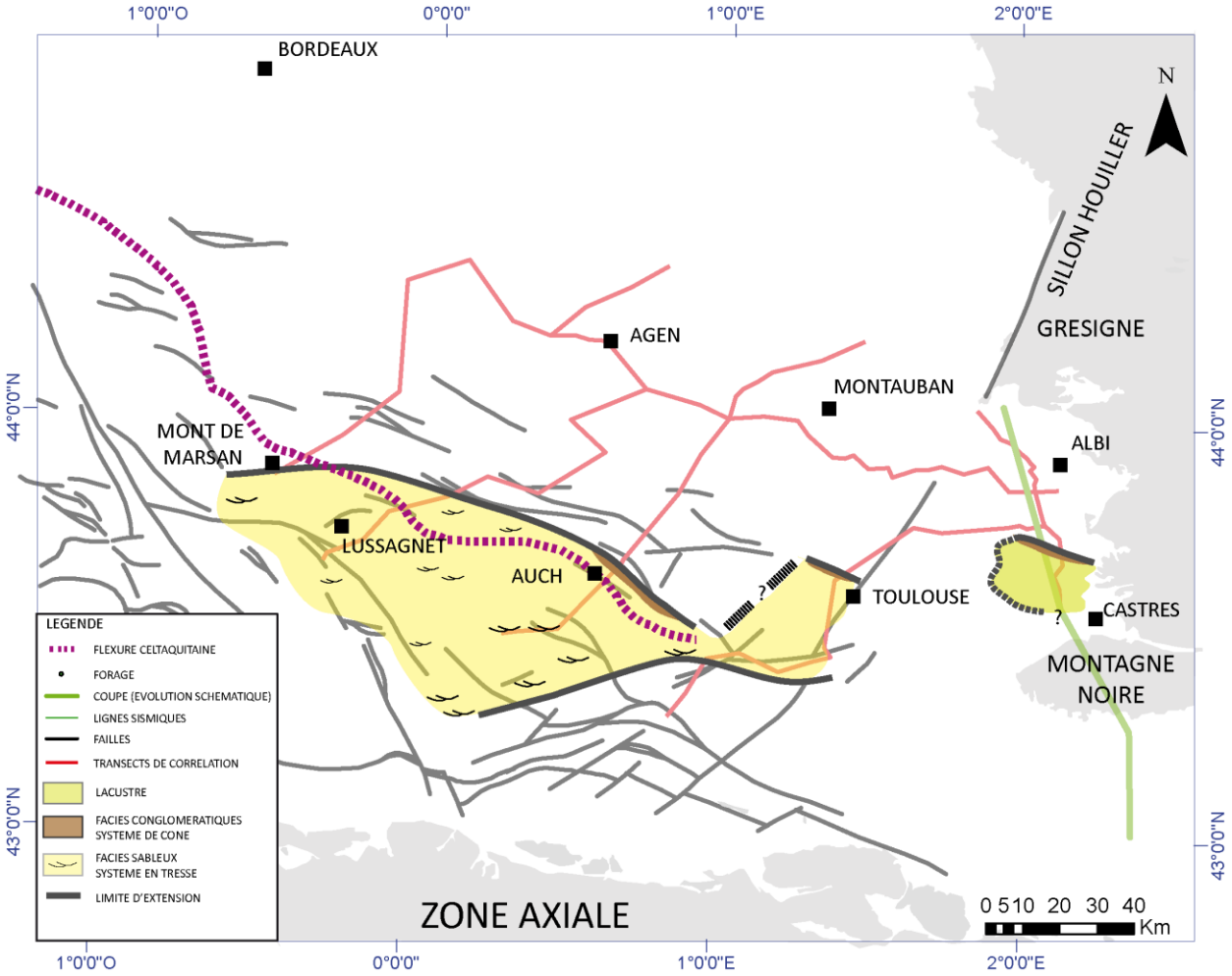


Figure 70 - Carte paléogéographique des Sables de Lussagnet inférieurs (système sableux dominant en tresse ?) et du Calcaire de Castres

Les transects réalisés montrent que la partie inférieure (très sableuse) des Sables de Lussagnet est déposée principalement au sud de la flexure celtaquitaine. Sur celle-ci, les dépôts sont peu épais et sablo-argileux.

Localement, comme illustrés sur la structure d'Auch, les faciès les plus grossiers (*i.e.* conglomératiques) passent rapidement, vers le sud, à des faciès plus fins à géométries chenalisantes interprétées ici comme le résultat d'un système fluviatile en tresse, selon les signatures diagraphiques et sismiques. Ces faciès très grossiers pourraient correspondre à des zones d'alimentation de l'ensemble des Sables de Lussagnet, mais semblent également contrôlés par le soulèvement local des rides.

Dans le bassin de Castres, les environnements sont différents, plutôt de type lacustre. Ce bassin lacustre est vraisemblablement endoréique et donc déconnecté du reste du bassin.

Les accidents NW-SE, qui jalonnent la partie nord du bassin d'Aquitaine et la flexure celtaquitaine, sont vraisemblablement hérités de l'histoire varisque et du Crétacé inférieur (?). Ces accidents ont, en surface, des continuités latérales relativement faibles (et souvent mal connues du fait du faible nombre de données sismiques dans cette zone). L'exemple de la structure d'Auch (et les connaissances acquises dans les bassins de Castres et Albi) montrent :

- un jeu tectonique des structures WNW-ESE, à partir du Bartonien (Castres, Auch ?), jeu se propageant progressivement vers le nord (Albi) ;
- un jeu progressivement scellé au cours du Rupélien.

Les données de la littérature montrent une réactivation du Dôme de la Grésigne, durant l'Eocène supérieur (Muratet, 1983), progressivement scellé à l'Oligocène. Cet accident, plus ou moins d'orientation est-ouest, correspond à un chevauchement vers le sud, formant la pointe d'un dièdre bordé d'accidents décrochants qui fonctionnent de façon contemporaine (l'accident ouest quercinois à l'ouest), et la faille de Villefranche-Toulouse à l'ouest (Ingles et al., 1999). Le raccourcissement évalué sur les chevauchements du Dôme de la Grésigne est de l'ordre de 2 km. Un jeu transtensif de la faille de Villefranche et du sillon houiller au cours de l'Eocène supérieur est documenté également par l'ouverture des bassins étroits et très subsidents situés sur le tracé de cet accident (bassin Santin-Maurs, initié au Bartonien et scellé durant le Priabonien (Guillot et al., 1989 - carte géologique au 1/50 000 Lacapelle-Marival ; Muratet, 1983)). Au sud, cet accident se prolonge jusqu'au front pyrénéen où il décale, de façon senestre, les anticlinaux de Plagnes (est) et de Saint-Martory (ouest).

Un jeu décrochant de la faille de Toulouse, ainsi que des accidents conjugués associés, se manifeste probablement au cours de l'Eocène supérieur. Un autre exemple de ces réactivations est le chevauchement (lui aussi à vergence sud) de Muret, illustré précédemment (Figure 56). A proximité de la faille de Villefranche-Toulouse, qui joue en décrochement à l'Eocène supérieur, de nombreuses déformations conjuguées associées sont attendues (bassins transtensifs ?, plissements ou chevauchements locaux conjugués), mais non connues du fait de l'absence de données. Cependant, cette structuration a probablement pour effet de diminuer largement la connexion des aquifères de part et d'autre de la structure.

k) Implication sur la géométrie des réservoirs

Aquifère du Calcaire de Castres

Au centre du bassin de Castres, le Calcaire de Castres, qui atteint une centaine de mètres d'épaisseur à 350 m de profondeur, peut constituer un aquifère local important. Notons cependant que nous ne connaissons par l'état de fracturation, ni de cimentation de ces calcaires ; paramètres qui sont susceptibles de modifier largement leurs propriétés aquifères. Ce calcaire est recouvert par les Molasses de Saix et de Lautrec, essentiellement argileuses, qui atteignent 200 m d'épaisseur et qui pourraient être aquitards (Figure 71).

Plusieurs zones de recharge et connexions sont possibles (Figure 71) :

- (1) Le Calcaire de Castres affleure à l'est du bassin, vers Castres dans la vallée du Thoré ; cette zone peut représenter une zone de recharge efficace (20 km).
- (2) La migration de la subsidence du bassin au cours du temps, contrôlée par la propagation de la déformation du sud vers le nord, implique une géométrie des réservoirs plus complexe, de type ″multicouches″. L'aquifère du Calcaire de Castres peut de ce fait être connecté aux Argiles à graviers du Dôme de la Grésigne, qui pourrait représenter également une zone de recharge (50 km). Ce transfert peut se faire par les brèches et les Argiles à graviers de bordure du bassin, par les carbonates de la Molasse de Saix et de Lautrec, par la Molasse de Semelans et par le Calcaire de Cuq (Figure 71). Si les faciès, notamment ceux des Argiles à graviers (incertitude sur les variations de faciès), sont bien perméables et que les connexions sont efficaces alors l'aquifère des bassins de Castres et d'Albi a une extension spatiale pluri-déca-kilométrique (environ 50 km).

- (3) Les Molasses de Molayes et de Briatexte sus-jacentes pourraient éventuellement constituer une zone de recharge, car elles contiennent plusieurs niveaux de carbonates et de sables poreux dont les géométries ont été difficiles à contraindre par manque de données en sub-surface. Ces dépôts qui atteignent plus de 100 m d'épaisseur peuvent donc constituer également une zone de recharge potentielle.

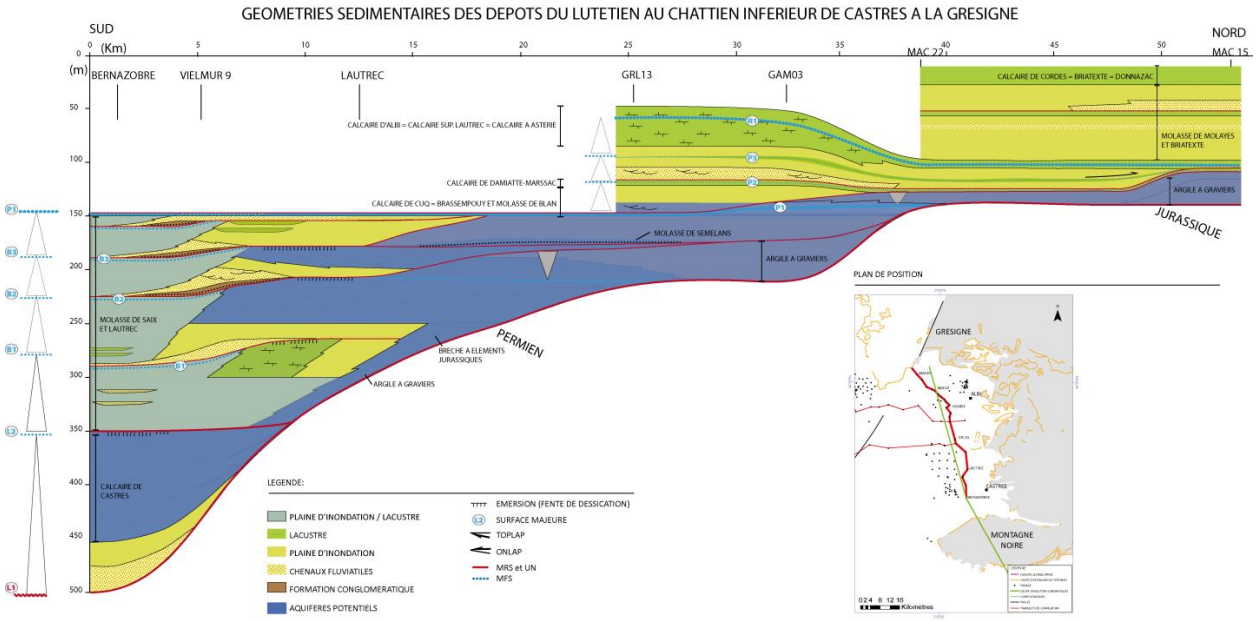


Figure 71 - Géométries et connectivité des aquifères dans les bassins de Castres et d'Albi (en violet)

Aquifère des Sables de Lussagnet

L'évolution verticale des Sables de Lussagnet montre le passage de faciès de chenaux amalgamés (de type "tresses" ?) à un faciès moins amalgamé (de type méandriforme ?). Cette évolution implique une perméabilité qui est probablement plus limitée dans les Sables de Lussagnet supérieurs, alors que l'amalgamation des Sables de Lussagnet inférieurs, de plus très continus, en fait un meilleur réservoir.

L'extension spatiale de l'aquifère des Sables de Lussagnet inférieurs est large entre Mont-de-Marsan et Toulouse (Figure 70), mais elle est clairement limitée au nord par la flexure celtaquitaine.

La carte paléogéographique (Figure 70) présente l'extension maximale de ces sables vers le nord. Au-delà de ces limites paléogéographiques, les Sables du Lussagnet seront représentés par des dépôts fluviatiles de type méandriforme (Sable de Lussagnet supérieurs), constituant ainsi un réservoir de moins bonne qualité.

Sur la bordure de la flexure celtaquitaine, les Sables de Lussagnet inférieurs reposent directement sur le Crétacé supérieur voire sur le Jurassique (Figure 57). Il est possible que les Sables de Lussagnet soit connectés (et alimentés ?) par ces aquifères. Comme cela est largement connu, les Sables de Lussagnet sont recouverts par les formations molassiques, essentiellement argileuses, au centre du bassin et représentant un aquitard.

Connectivité entre les aquifères du bassin de Castres et les Sables de Lussagnet (?)

Le manque de données en sub-surface, entre la faille de Toulouse et l'extrémité ouest du bassin de Castres, ne permet pas de mettre en image les géométries sédimentaires et structures qui jalonnent cette zone.

Comme signalé précédemment, un jeu décrochant de la faille de Villefranche-Toulouse est démontré à l'Eocène supérieur et les déformations complexes associées limitent probablement la connexion des aquifères de part et d'autre de cet accident.

De plus, selon les géométries et la paléogéographie (Figure 70), une diminution de l'épaisseur des Sables de Lussagnet est identifiée dans les puits à l'est de la faille de Toulouse. D'autre part, les environnements de dépôt, lacustres et carbonatés pour le bassin de Castres, et fluviatiles pour le centre du bassin, suggèrent clairement une barrière paléogéographique. En effet, les dépôts carbonatés lacustres homogènes de Castres suggèrent un environnement endoréique indiquant une absence de réseau de drainage significatif le reliant latéralement aux dépôts fluviatiles.

5.4. SYNTHESE DE L'EVOLUTION TERTIAIRE, DECOUPAGE UTILISE ET DEFORMATIONS

L'ensemble des données synthétisées permet de mettre en évidence les grandes évolutions du bassin d'Aquitaine au cours du Tertiaire, en termes de cortèges sédimentaires liés directement à des évolutions tectoniques (subsidence, déformation localisée), des variations eustatiques, et d'apports sédimentaires, liés à la dénudation des reliefs pyrénéens et du Massif Central.

Plusieurs discontinuités majeures marquant les phases de déformation et ou de changements majeurs des apports sédimentaires ont été identifiées. Au-dessus de la base Tertiaire, ces surfaces sont (Figure 72) :

- le **sommet du Danien**, surface D2, marqué, dans la majeure partie du bassin, par une émersion particulièrement visible sur la flexure aquitaine et ses bordures, où il correspond à un hiatus important, qui enregistre le passage d'une sédimentation de plateforme carbonatée récifale à une sédimentation de type ″rampe carbonatée″ ;
- la **partie supérieure du Thanétien** (début de l'Ilerdien), surface B flysch ou T4, qui correspond également à une émersion et à la sédimentation de dépôts peu profonds, localement terrigènes, sur la flexure celtaquitaine et ses bordures. Elle correspond à la mise en place d'épais dépôts de flyschs dans le sillon pyrénéen. Dans la partie orientale du bassin, il s'agit également d'une émersion avec la mise en place de faciès continentaux à lagunaires, couramment dénommés Sparnacien ;
- l'**ennoiement et la fin de la plateforme carbonatée ilerdienne** (*top* ″plateforme-flysch″ ou Y3) **vers la fin de l'Yprésien inférieur**, avec la généralisation des dépôts terrigènes au-dessus de cette surface, sur la flexure celtaquitaine aussi bien qu'au front des Pyrénées. Cet épisode s'achève avec la continentalisation de la partie est et centrale du bassin ;
- la **discontinuité du Lutétien supérieur** marquée, dans le domaine marin, par une limite de séquence (base de la Formation de Fontaine de la Médaille), et, en domaine plus continental, par une avancée des dépôts molassiques (B - Molasse inférieure). Cet épisode est suivi par une transgression, assez généralisée de dépôts carbonatés bartoniens ;
- une **phase de progradation des molasses d'Aquitaine, au Priabonien** (base ″Molasse supérieure″).

Ces surfaces sont utilisées pour découper la pile stratigraphique. La Figure 73 montre la position de ces discontinuités sur un schéma rassemblant une partie des formations lithostratigraphiques.

Du point de vue tectonique, une partie seulement de ces discontinuités est associée à des déformations dans le bassin d'Aquitaine.

Une déformation est observée à partir du début de l'Ilerdien (B - flysch) et se continue au cours de l'Yprésien. Outre les chevauchements frontaux des Pyrénées, elle correspond au rejeu de nombreuses rides locales et de certains grands décrochements. Cette réactivation est visible sur les cartes isopaques de cet intervalle (Figure 102, chapitre suivant).

La déformation principale se produit à partir du Lutétien supérieur-Bartonien. Elle se manifeste par le rejeu majeur de nombreuses structures du bassin d'Aquitaine, *i.e* de l'essentiel des rides, ainsi que des anticlinaux d'Audignon et de Saint-Médard, qui limitent plusieurs dépôts-centres, et du rétrochevauchement de Muret. Cela est bien visible sur la carte isopaque des molasses inférieures (Figure 109, chapitre suivant). Cette déformation se poursuit durant le Priabonien et une partie de l'Oligocène. En parallèle, l'aire de sédimentation augmente, les dépôts molassiques se déposant sur des zones qui étaient précédemment des zones de non-dépôt au niveau du Môle de Montauban et des bassins de Castres et d'Albi.

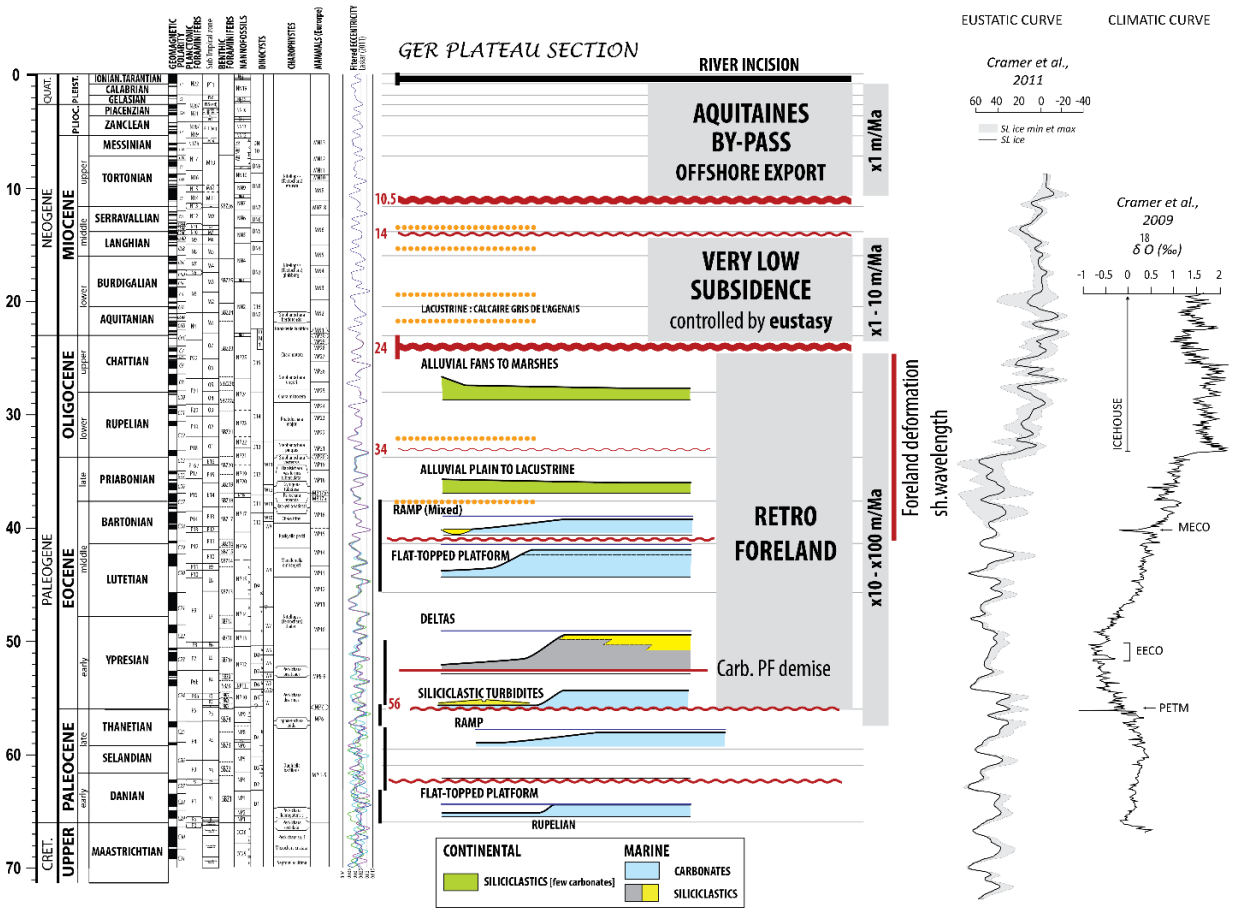


Figure 72 - Principaux stades d'évolution du bassin d'Aquitaine au cours du Tertiaire (Guillocheau, Lasseur, Ortiz, inédit)

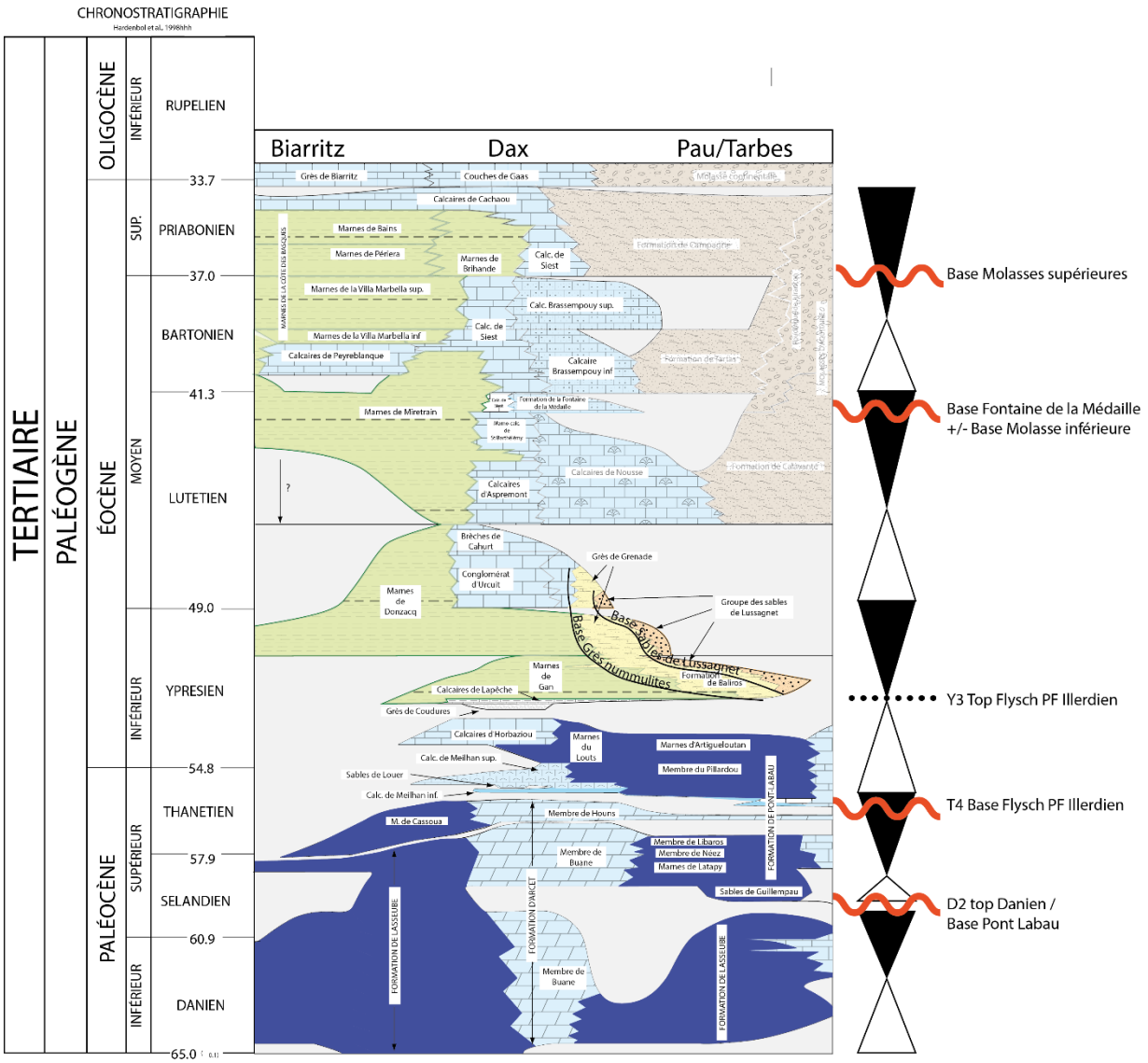


Figure 73 - Diagramme lithostratigraphique du sud du bassin d'Aquitaine, modifié d'après Sztrakos (1998) ; les principales surfaces identifiées sont repositionnées montrant la cohérence entre ces discontinuités et le découpage lithostratigraphique

6. Modélisation géologique

L'objectif de la modélisation géologique est de reconstituer, à l'échelle de la partie du bassin Aquitain considéré, les géométries des surfaces majeures et des accidents tectoniques principaux les affectant ; ceci afin de pouvoir le transformer en modèle hydrogéologique au vu des caractéristiques aquifères vs aquitards des ensembles sédimentaires ainsi discriminés (Manceau et al., 2021).

6.1. EXTENSION DU MODELE

Les limites géographiques considérées pour la construction du modèle géologique 3D sont présentées dans l'illustration suivante (Figure 74). L'emprise du modèle englobe la majeure partie des départements des Landes, du Gers et de la Haute-Garonne. Elle s'étend sur environ 300 km selon la direction WNW-ESE et 150 km environ maximum en NNE-SSW.

Les critères ayant conduit à sa délimitation sont les suivants :

- La limite sud du modèle se situe au nord du grand accident du chevauchement nord-pyrénéen, qui induit des géométries très complexes, ce qui aurait représenté des difficultés très importantes en modélisation, et qui forme une limite d'écoulement majeure et relativement inconnue en terme de perméabilité ;
- A l'ouest, la limite du modèle correspond à la ligne de côte atlantique. Les aquifères présents dans les formations modélisées (*i.e.* les dépôts anté-priaboniens) ne présentent que rarement une continuité en mer, c'est le cas uniquement des dépôts crétacés et d'une partie des dépôts de la plateforme d'âge paléocène-éocène. Lorsque c'est le cas, ils sont présents avec des épaisseurs relativement limitées et à des profondeurs très importantes (entre 1,5 et 2 s temps double en sismique) de sorte que la pression à laquelle se situent ces aquifères en mer empêche un exutoire en mer ;
- A l'est, la limite du modèle a été positionnée au niveau de la ligne de partage des eaux entre la Méditerranée (Aude) et l'Atlantique, dans le bassin d'Aquitaine et au niveau de la limite socle/couverture le long du Massif Central ;
- Au nord, la limite du modèle est positionnée au niveau de la Garonne et se prolonge au niveau de l'anticlinal de Villagrains-Landiras et au sud de la dépression du bassin de Parentis, qui constitue vraisemblablement une limite d'écoulement hydrogéologique.

Il en résulte une emprise très large, englobant une grande partie du Bassin aquitain, dont les géométries en sub-surface peuvent être parfois très complexes. Ainsi la modélisation à une telle échelle, et en domaine complexe, s'est attachée à reproduire au mieux les grandes géométries (lorsqu'elles étaient suffisamment connues et documentées) permettant de caractériser les entités aquifères et non-aquifères à l'échelle régionale.

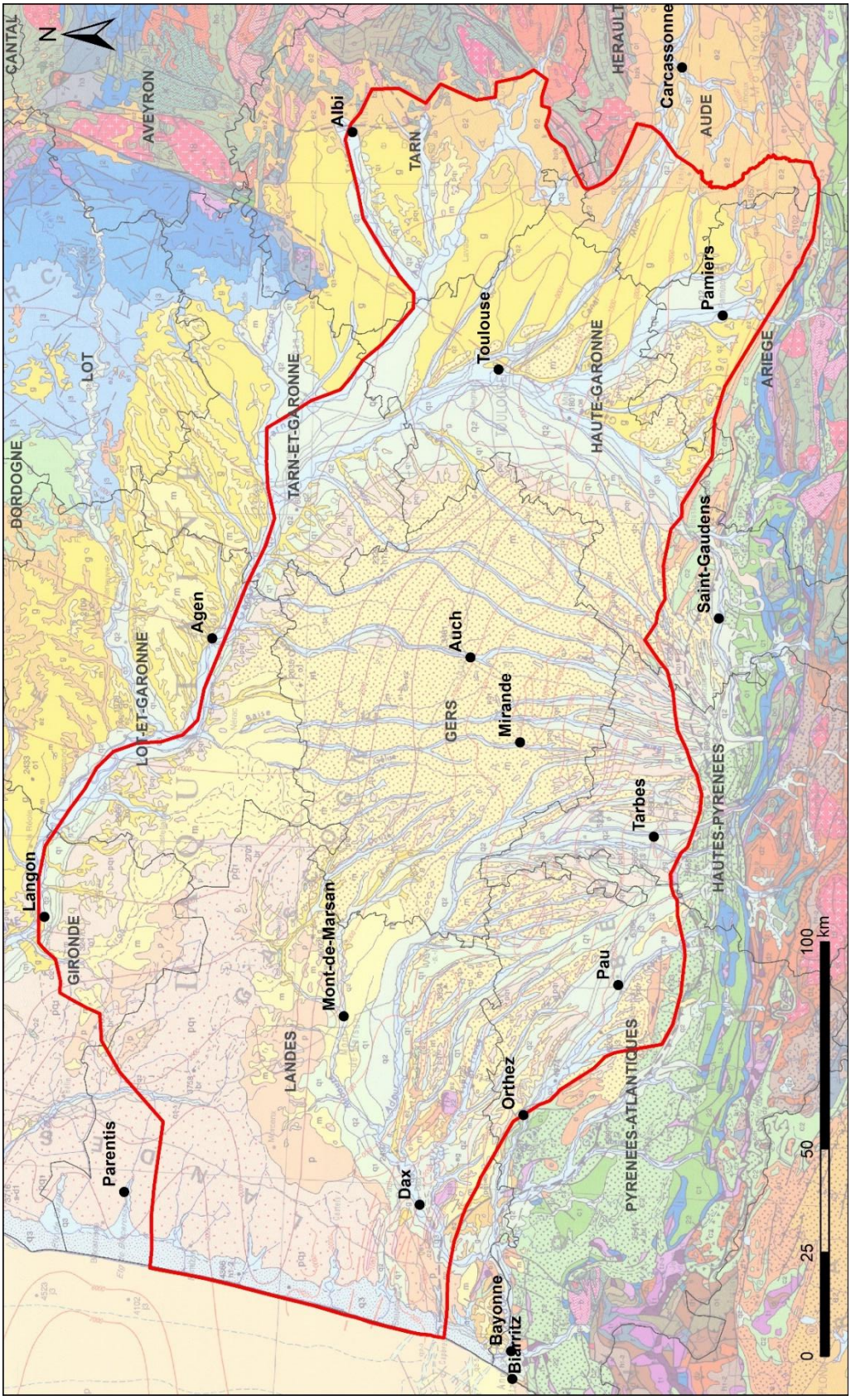


Figure 74 - Emprise géographique du modèle géologique 3D construit (limite rouge)

6.2. PILE STRATIGRAPHIQUE MODELISEE

A l'issue des interprétations géologiques et dans l'optique de la modélisation hydrogéologique, les surfaces retenues pour la modélisation géologique sont stratigraphiquement, de haut en bas (Figure 75 et Figure 76) :

- la base de la molasse supérieure, correspondant, à l'ouest, au toit des Calcaires de Brassempouy recouverts par la molasse priabonienne (Formation de Campagne) ;
- la base de la molasse inférieure, qui correspond à la base, diachrone, des dépôts molassiques dans les parties est et centrale et qui est raccordée à l'ouest au Lutétien supérieur (base de la Formation de la Fontaine de la Médaille) ;
- la base des Sables de Lussagnet (limite de faciès) ;
- la base des Grès à Nummulites (limite de faciès) ;
- le toit des flyschs ilerdiens dans le bassin, au sud, et de la plateforme ilerdienne d'âge yprésien inférieur, au nord, correspondant à la base de l'ensemble des Sables infra-molassiques et des marnes associées ;
- la discontinuité du Thanétien supérieur, correspondant à la base des flyschs ilerdiens paléocènes dans le bassin, au sud, et au sommet de la plateforme paléocène (ou base de la plateforme ilerdienne), au nord ;
- la base du Tertiaire ;
- la base du Campanien ;
- la base du Crétacé supérieur.

Acronyme pour modèle Petrel	Surface	Type de surface
MNT	Topographie	Erosive
BMS	Base molasse supérieure	Dépôt (onlap)
BMI	Base Fontaine de la Médaille, Molasse Inférieure	Erosive
BLU	Base Lussagnet	Dépôt (onlap)
BGN	Base des grès nummulitiques : Grenade, Baliros	Dépôt (onlap)
TFL	Toit Ilerdien	Dépôt (onlap)
BFL	Base Ilerdien	Erosive
BTER	Base Tertiaire	Référence
BCAMP	Base Campanien	Erosive
BCS	Base Crétacé supérieur	Onlap

Figure 75 - Pile stratigraphique modélisée

Plusieurs surfaces, qui ont été corrélées/pointées localement, n'ont pas été considérées en raison de leur trop faible extension ou expression dans le modèle. Il s'agit :

- du toit du Danien, correspondant à une surface interne aux calcaires paléocènes. En effet, le Danien présente une épaisseur importante sur la plateforme, mais très faible (calcaires conglomérés de l'ordre de quelques mètres) dans le bassin sud, ce qui rendait sa modélisation complexe et peu importante à l'échelle du modèle ;
- de la surface interne aux Calcaires de Brassempouy, qui ne présentent pas de limite de faciès discriminante à notre échelle de travail.

Il est important de noter, comme le montrent les Figure 76 A et B, que les surfaces utilisées permettent de modéliser une géométrie correspondant, dans la majorité des cas, à un intervalle stratigraphique. Dans ces cas, à l'intérieur de l'intervalle stratigraphique, une variabilité lithologique et faciologique latérale importante a lieu, faisant varier latéralement les propriétés hydrogéologiques des formations. Pour restaurer cette variabilité, la méthode la plus satisfaisante serait d'interpoler des faciès sédimentaires à l'intérieur des surfaces-enveloppes stratigraphiques modélisées. Cependant, l'importante extension spatiale et la faible densité moyenne des puits rend cette approche difficile. Les variations latérales sont, dans la plupart des cas, à l'exception des Sables infra-molassiques, restaurées après la modélisation géométrique par l'attribution de limites, basées sur les cartes paléogéographiques.

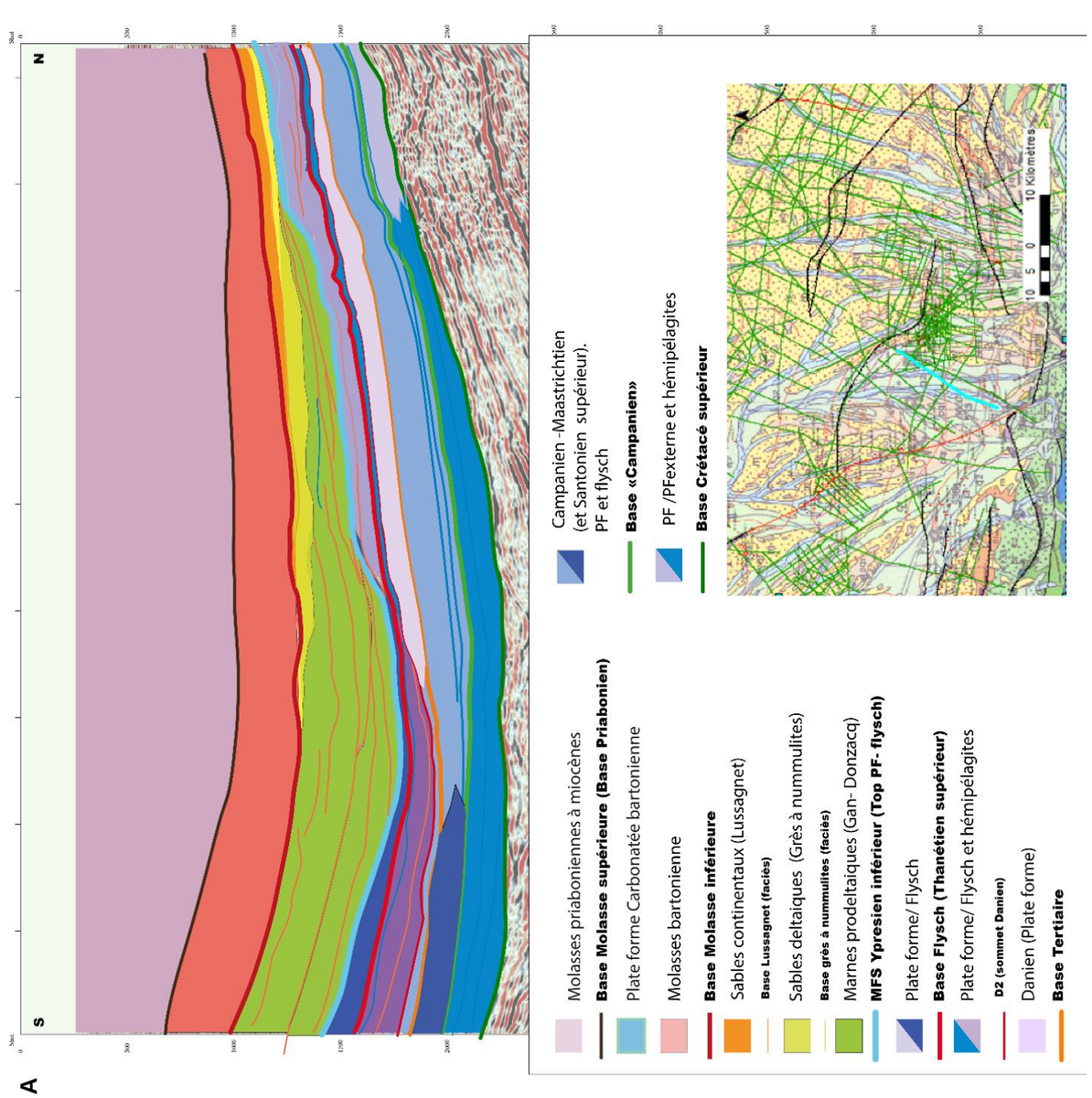


Figure 76 - Surfaces géologiques modélisées dans le modèle géologique 3D, pointées sur un profil de plateforme de bassin ; A : ensemble des surfaces et ensemble différencié dans la zone du profil sismique ; B : intervalles modélisés

6.3. DONNEES D'ENTREE DU MODELE

6.3.1. Surface topographique

Le MNT (= surface topographique) considéré correspond au traitement d'un MNT au pas de 5 m. Le maillage du MNT d'entrée a été rééchantillonné au pas de 250 m x 250 m, avec un forçage sur les minimas en fond de vallée, afin de respecter au mieux les conditions d'exutoire possibles pour les questions hydrogéologiques.

6.3.2. Données de forages

Dans le cadre de la construction du modèle géologique, 574 forages ont été considérés, totalement ou en partie, pour contraindre les géométries 3D. Les forages validés disponibles ont été réinterprétés pour positionner les différentes surfaces modélisées ; seuls ont été utilisés les forages permettant de renseigner la position d'au moins une surface modélisée. La Figure 78 présente leur localisation. Si une grande densité d'ouvrages est ainsi disponible dans certaines zones, notamment au sud-ouest, du fait des explorations pétrolières, la carte montre une densité faible dans les parties nord et est de la zone d'étude. L'Annexe 1 fournit la liste complète de ces ouvrages avec leurs coordonnées.

Les trajectométries associées aux forages sont renseignées lorsque les ouvrages sont déviés.

6.3.3. Données sismiques

Les interprétations sismiques issues de la partie ″géologie″ (Figure 87) constituent une donnée de référence de la construction du modèle géologique.

Les pointés en temps des interfaces ont été intégrés dans le logiciel de modélisation pour les surfaces majeures (Figure 77). Un important nettoyage des données sismiques a été nécessaire afin d'éliminer les artefacts de pointé et de rendre cohérent l'ensemble des sources de données.

Acronyme pour modèle Petrel	Surface	Pointé sismique utilisé
BMS	Base molasse supérieure	oui
BMI	Base Fontaine de la Médaille, Molasse Inférieure	oui
BLU	Base Lussagnet	non
BGN	Base des grès nummulitiques : Grenade, Baliros	non
TFL	Toit Ilerdien	oui
BFL	Base Ilerdien	oui
BTER	Base Tertiaire	oui
BCAMP	Base Campanien	oui
BCS	Base Crétacé supérieur	oui

Figure 77 - Pointés sismiques considérés pour la modélisation

D’autre part, sans préjuger de la méthodologie qui sera choisie par la suite, et afin de pouvoir transformer ces données sismiques-temps en profondeur, pouvant être directement combinées aux données de forages, des données de lois temps-profondeur ont été compilées. L’Annexe 2 précise quels sont les forages en disposant.

Un travail assez conséquent de nettoyage de ces données a été réalisé, afin de corriger des valeurs anormales ou d’éliminer les lois incohérentes, ainsi que pouvoir calculer des cartes de vitesses les plus justes possibles. La Figure 79 présente deux exemples de correction d’erreurs de saisie.

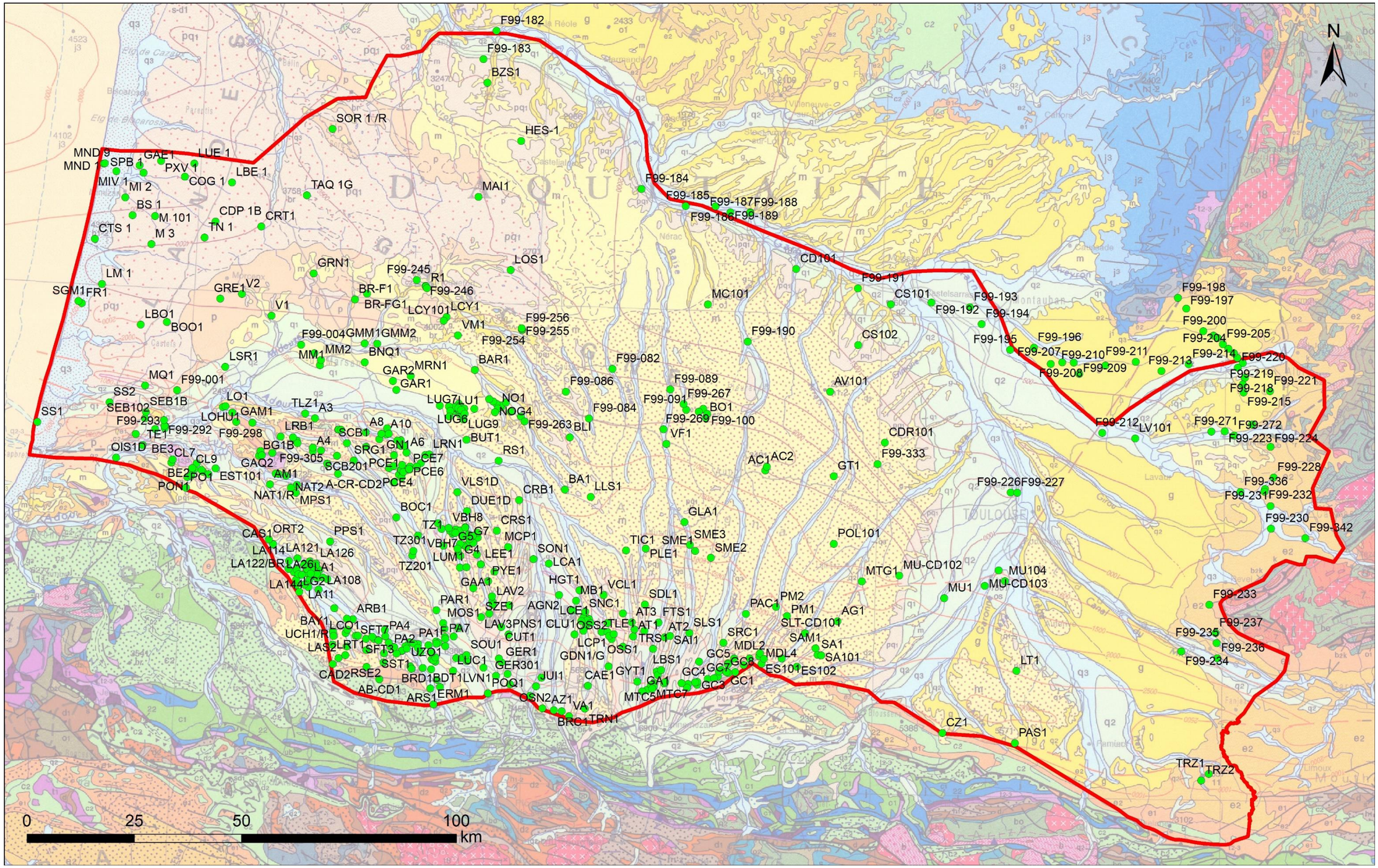


Figure 78 - Localisation des forages utilisés dans la construction du modèle géologique (en rouge : emprise du modèle 3D)
Un nombre restreint de sigles pouvant être affiché sur la carte, la liste exhaustive des forages est fournie en Annexe 1.

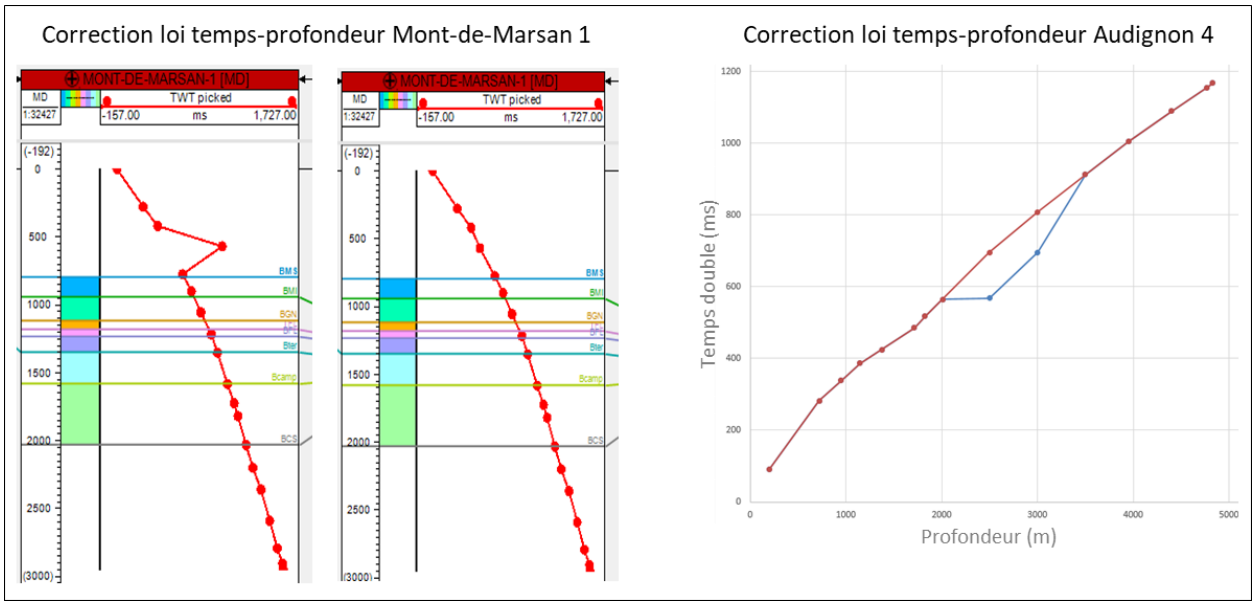


Figure 79 - Exemple de corrections de lois temps-profondeur

6.3.4. Schéma structural

Seules les failles majeures ont été retenues pour la construction du modèle géologique. Faute de données suffisantes, un certain nombre d'hypothèses a été fait concernant l'extension de certains accidents. En particulier, les failles associées à la flexure celtaquitaine, mal connues et peu mises en images par la sismique, n'ont été tracées que dans les zones où elles ont effectivement été observées. La question de raccorder certains de ces accidents est pertinente, mais faute d'arguments, cette opération n'a pas été réalisée. Cela aurait créé des compartiments à grande échelle, isolés les uns des autres, ce qui n'est pas mis en évidence par les données hydrogéologiques, en particulier les données de pression enregistrées dans les zones de stockage de gaz et à distance de celles-ci (Manceau et al., 2021).

Le logiciel de modélisation hydrogéologique MARTHE, développé par le BRGM, ne pouvant gérer que des failles verticales, cette hypothèse très grande à propos de la géométrie des accidents a été considérée dès le début pour la construction du modèle géologique. Les failles qui seraient donc pentées, voire listriques (surtout au sud, à proximité du chevauchement nord-pyrénéen) sont donc fortement simplifiées dans le modèle géologique.

La base "Tertiaire" est l'horizon de référence, choisi pour le tracé des failles dans le modèle (Figure 80). Comme montré précédemment, les principales phases de structuration sont dans une moindre mesure à l'Yprésien, au front de la chaîne, et surtout à l'Eocène supérieur (Bartonien-Priabonien), puis scellées au cours du Miocène. On peut donc considérer que l'essentiel des jeux sur les failles décale de façon relativement synchrone la majeure partie des séries modélisées.

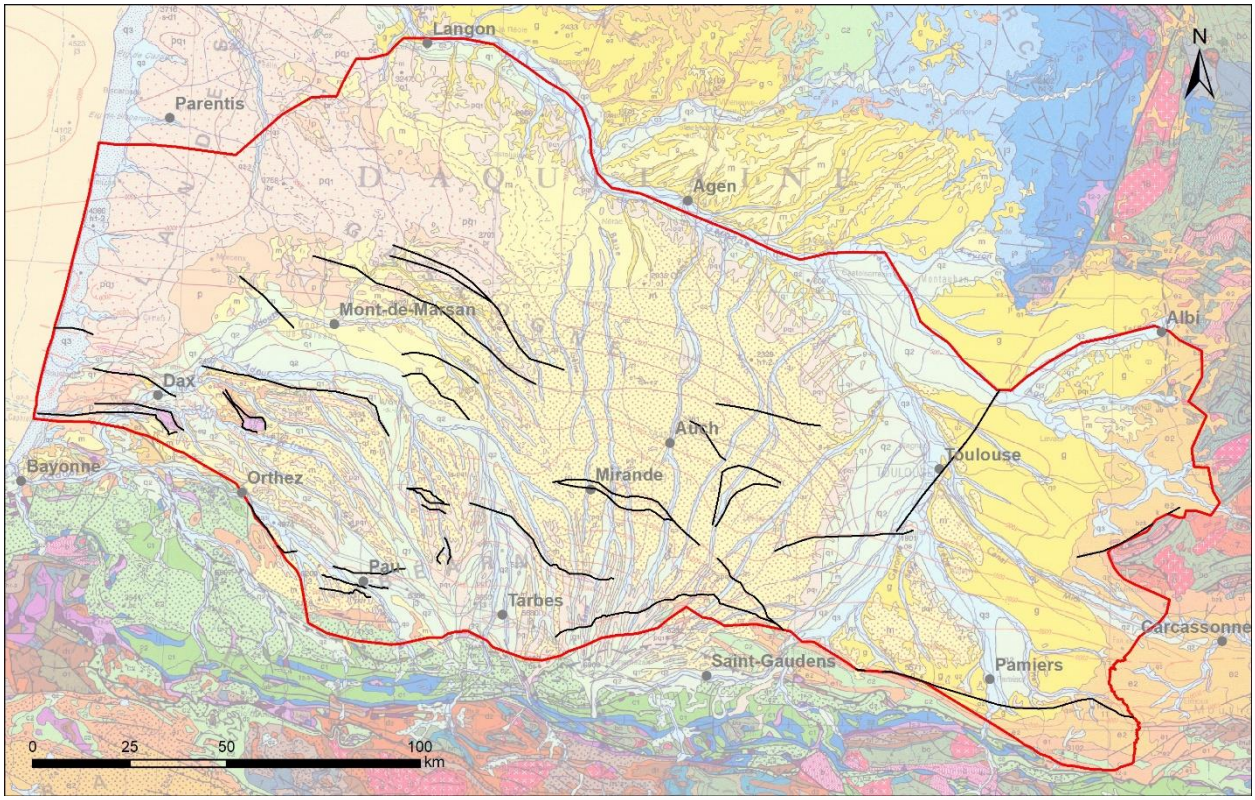


Figure 80 - Tracé des failles majeures, à la base du Tertiaire, prises en compte pour le modèle géologique (en rouge : emprise du modèle 3D)

6.3.5. Données d'affleurements

Les limites d'affleurements des principales formations ont été extraites des cartes géologiques, à l'échelle 1/50 000, vectorisées pour l'ensemble de la zone. Les limites suivantes ont été utilisées dans la modélisation :

- base du Tertiaire,
- base du Campanien,
- base du Crétacé supérieur.

Ces lignes d'affleurements se limitent au niveau des grandes structures, comme par exemple celles de Roquefort-Créon, d'Audignon, des diapirs de Bastennes-Gaujacq ou de Dax.

6.3.6. Extensions des unités modélisées

L'interprétation sismique, combinée aux codages des forages, a permis de dessiner, pour chaque unité définie, deux surfaces successives et leur limite d'extension actuelle (*i.e.* limites au-delà desquelles ces unités n'existent plus).

La Figure 81 synthétise les limites spatiales considérées pour chaque unité sismique : TFL-BMI (SIM + Marnes associées), BFL-TFL (Ilerdien), BTER-BFL (Paléocène), BCAMP-BTER (Campanien) et BCS-BCAMP (Crétacé supérieur). Ces limites d'extension sont basées sur l'interprétation de l'ensemble des données disponibles : sismiques, de puits et d'affleurements.

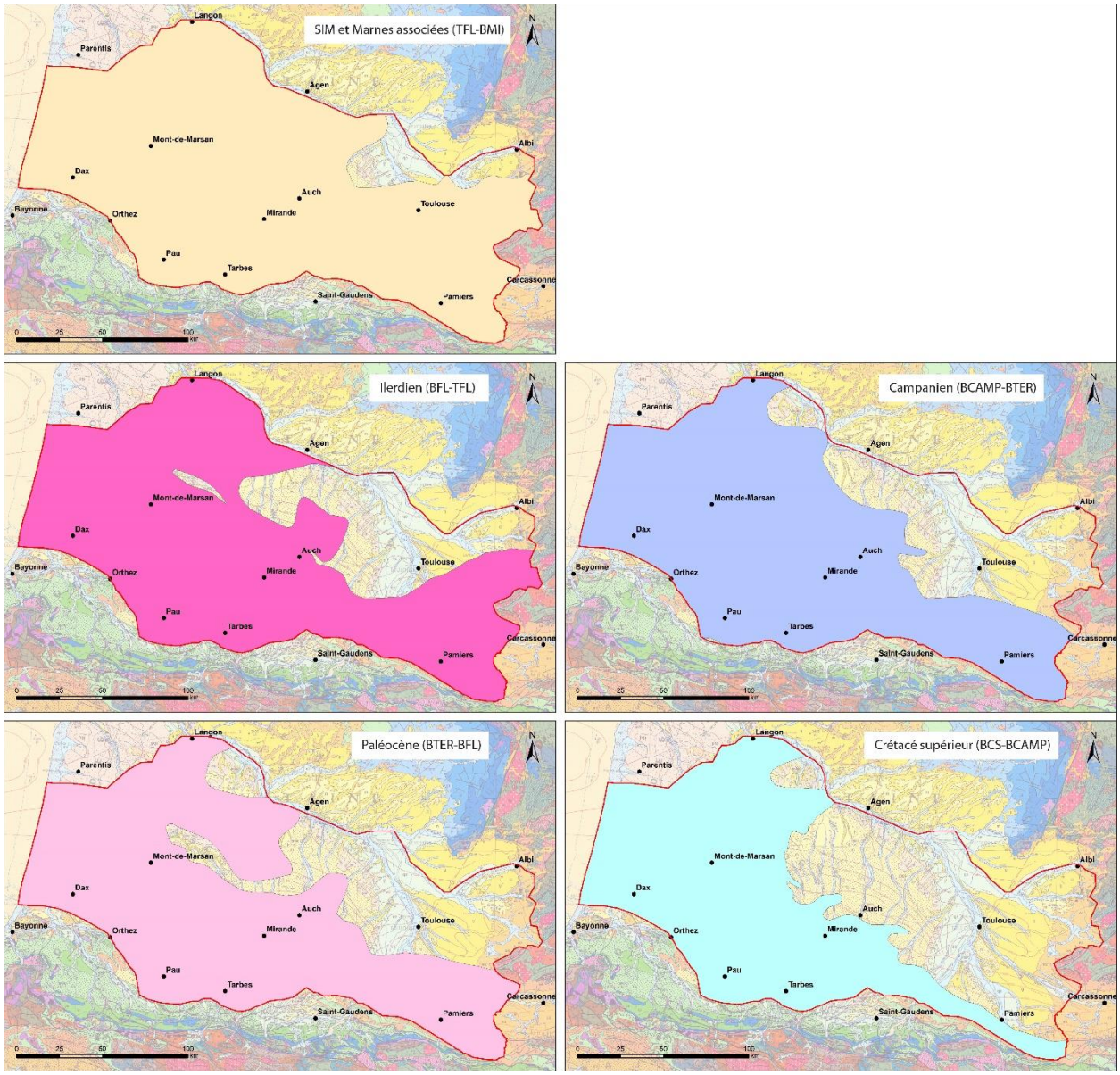


Figure 81 - Extension des unités sismiques

L'intervalle TFL-BMI (toit Ilerdien - base ″Molasse inférieure″) dispose également de 2 cartes d'extension totale pour les formations des Sables de Lussagnet et des Grès à Nummulites (Figure 82). Ces deux cartes concernent, nous le rappelons, des ensembles de faciès pour partie contemporains. Elles permettent d'affecter des bornes minimales et maximales pour l'extension des différents faciès. Dans un second temps, le passage entre les formations est modélisé. Les cartes paléogéographiques utilisées sont présentées plus loin.

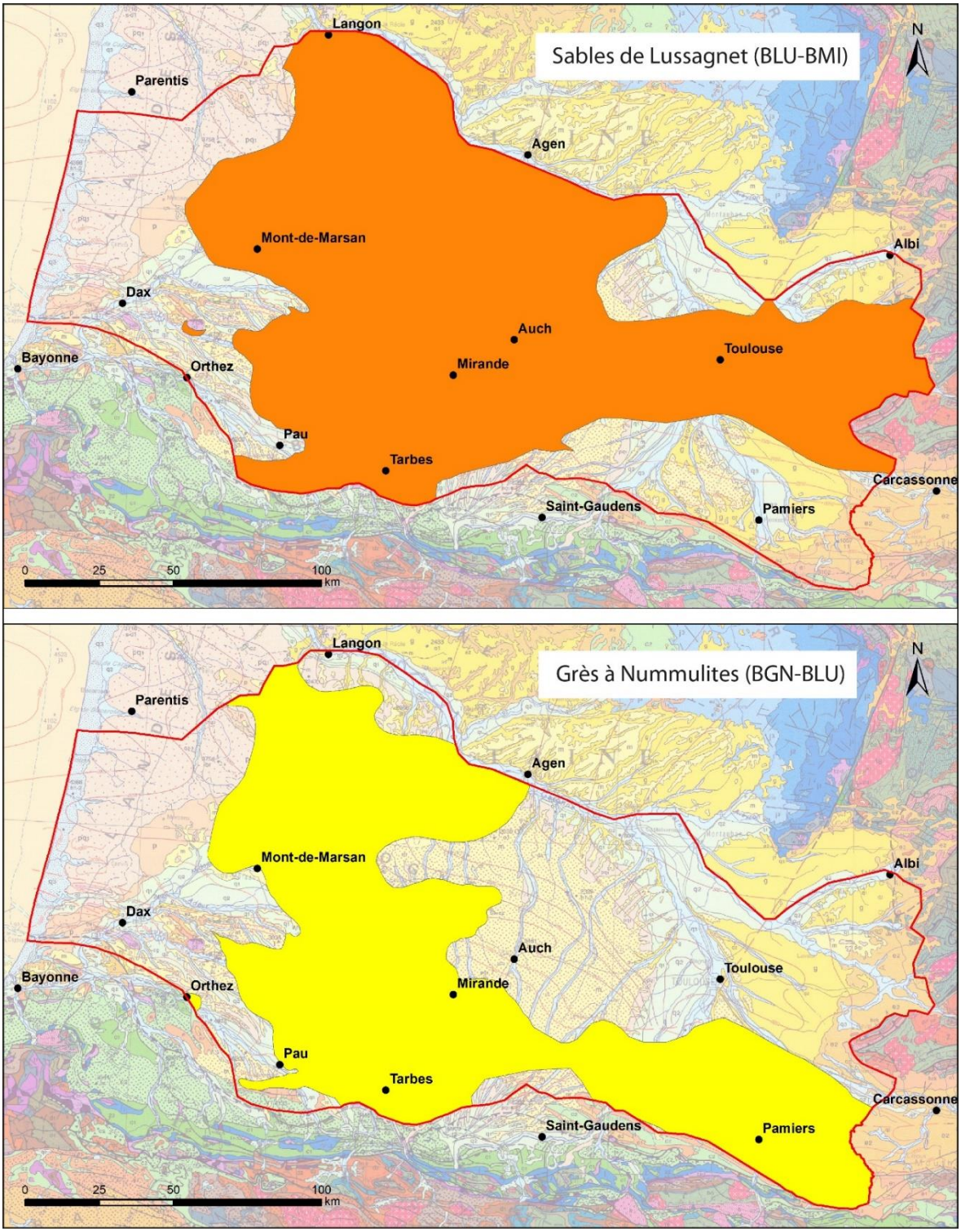


Figure 82 - Extension des Sables de Lussagnet et équivalents continentaux, et des Grès à Nummulites

6.4. METHODOLOGIE DE MODELISATION

Le logiciel choisi pour la modélisation est Petrel©, développé et commercialisé par Schlumberger. Cet outil permet d'effectuer l'ensemble des opérations d'interprétation des données (sismique, forages), la modélisation, géométrique ou de propriétés, et des analyses-réservoir en lien avec l'exploration pétrolière.

Il a été utilisé dans le cadre de ce travail en tant qu'outil de modélisation géologique.

Au sein de Petrel©, il existe de nombreuses manières d'appréhender les données selon leur qualité et leur quantité. De nombreuses méthodologies de modélisation sont donc possibles à partir du même lot de données initiales.

Un certain nombre de tests (par exemple : calcul en profondeur des données sismiques de chaque interface, algorithme de calcul pour les interpolations…) a été réalisé avant d'aboutir à la méthodologie finalement retenue, synthétisée dans la Figure 83 et détaillée par la suite.

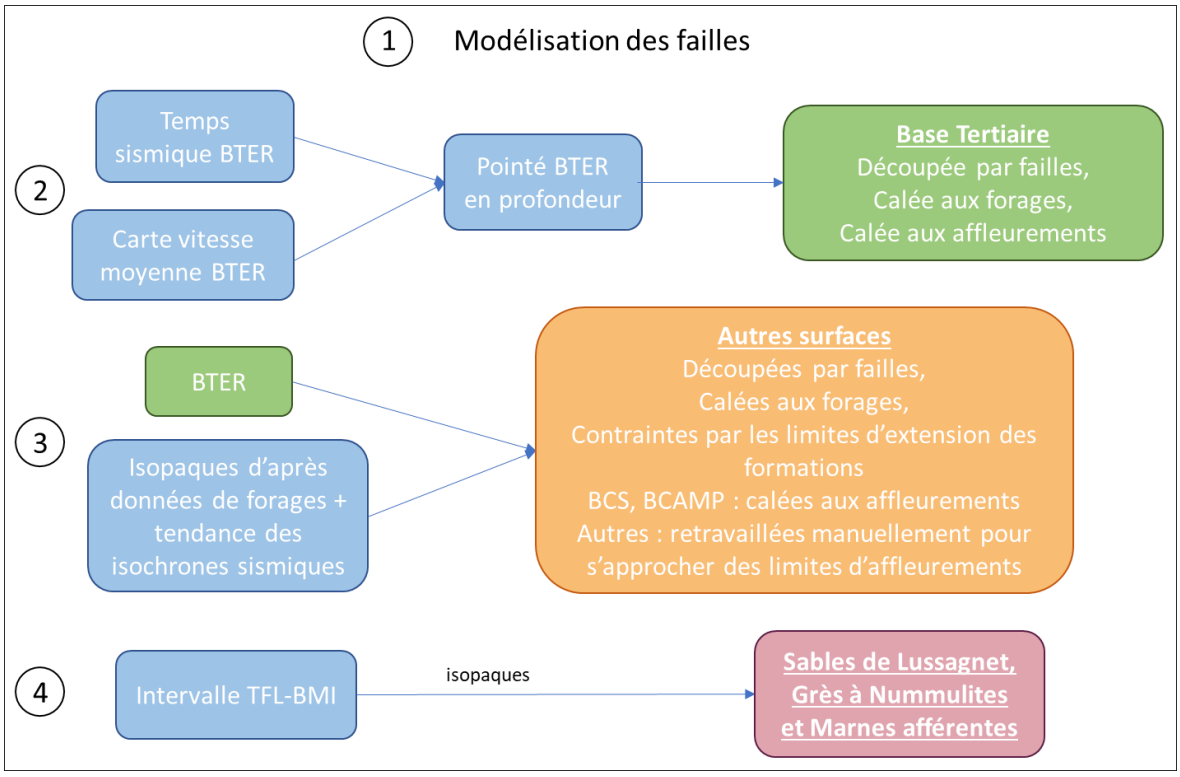


Figure 83 - Méthodologie générale de construction du modèle géologique

6.5. ETAPES DE CONSTRUCTION DU MODELE

Plus en détail, la modélisation a suivi les étapes suivantes.

Modélisation des failles

A partir des tracés des failles à la base du Tertiaire, des failles verticales sont modélisées dans Petrel© (Figure 84). Elles sont définies dans le logiciel par une succession de points avec

coordonnées x, y, appelés « piliers ». L'objectif est de définir suffisamment de piliers pour reproduire la géométrie en x, y des failles à modéliser. Ces piliers jouent ensuite un rôle majeur dans la possibilité de travailler les rejets induits par les failles sur les surfaces géologiques.

Le fait de les failles considérer comme verticales, lorsqu'il s'agit de failles inverses ou de chevauchements, a nécessité de nettoyer minutieusement les pointés sismiques des horizons géologiques ; certains points tombant alors dans le mauvais compartiment tectonique.

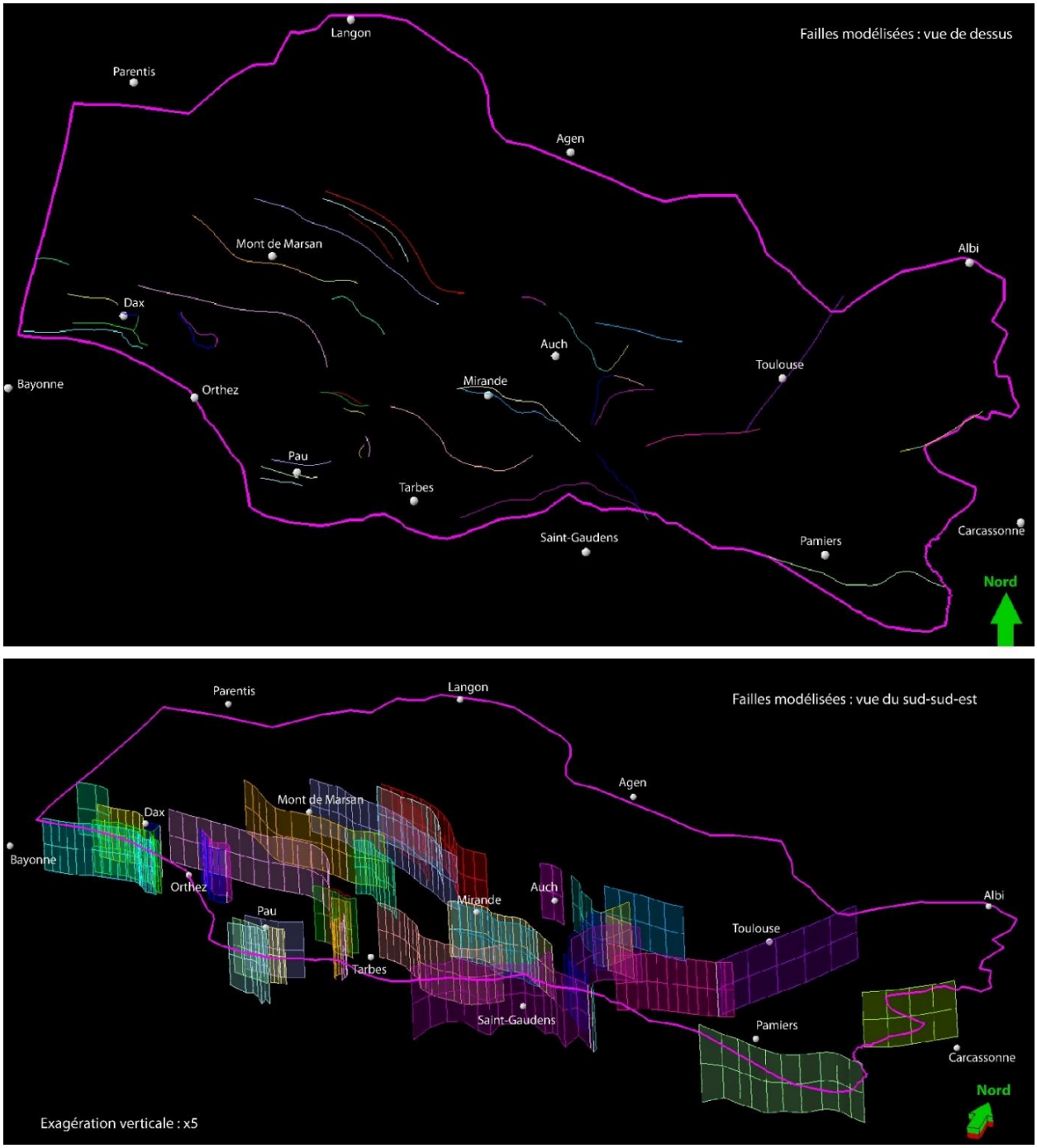


Figure 84 - Failles modélisées

Création de la grille de calcul

Petrel© calcule les géométries selon une grille construite en s'appuyant sur les failles, précédemment définies avec une discrétisation selon la taille de la maille choisie.

MARTHE, le logiciel de modélisation hydrogéologique, nécessite un maillage régulier, selon des orientations perpendiculaires, en général choisies nord-sud et est-ouest.

Avec les failles telles que modélisées précédemment et une taille de maille régulière (contrainte de MARTHE) de 500 m x 500 m, selon les directions nord-sud et est-ouest, Petrel© ne peut créer de maillage régulier. Il va néanmoins s'en approcher le plus possible en déformant localement la grille de calcul, afin de discrétiser au mieux les failles définies (Figure 85).

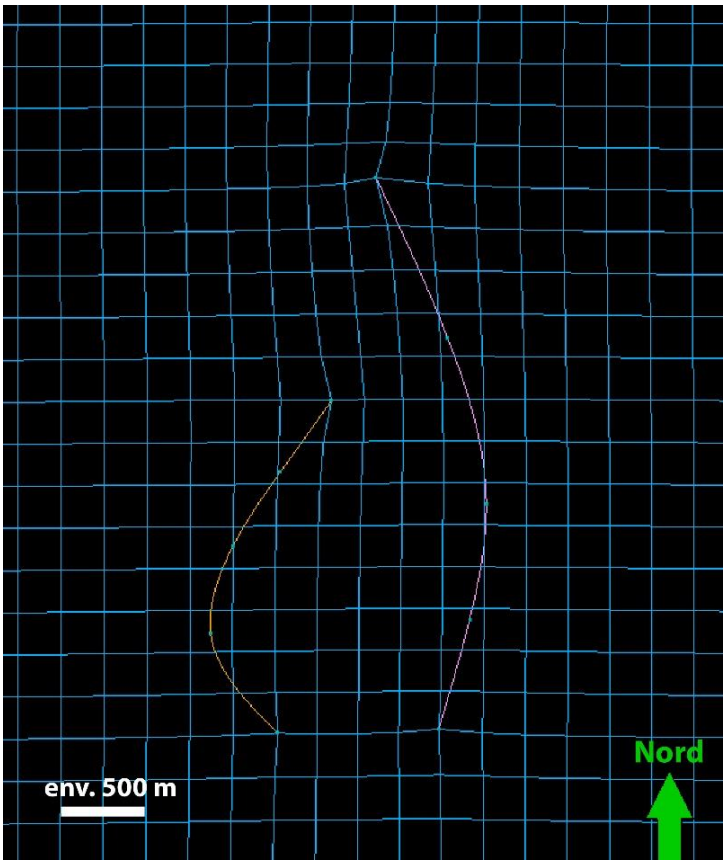


Figure 85 - Grille de calcul déformée localement pour discrétisation des failles

La grille de calcul va donc s'approcher au mieux de celle que nécessite MARTHE pour ses propres calculs, mais être localement légèrement déformée en taille de cellules et en directions principales, en particulier à l'extrémité des accidents.

Les failles qui seront effectivement utilisées pour le calcul du modèle sont donc discrétisées selon cette grille. L'illustration suivante montre des exemples de géométries en « zig-zag » de ces failles discrétisées selon la grille définie (Figure 86).

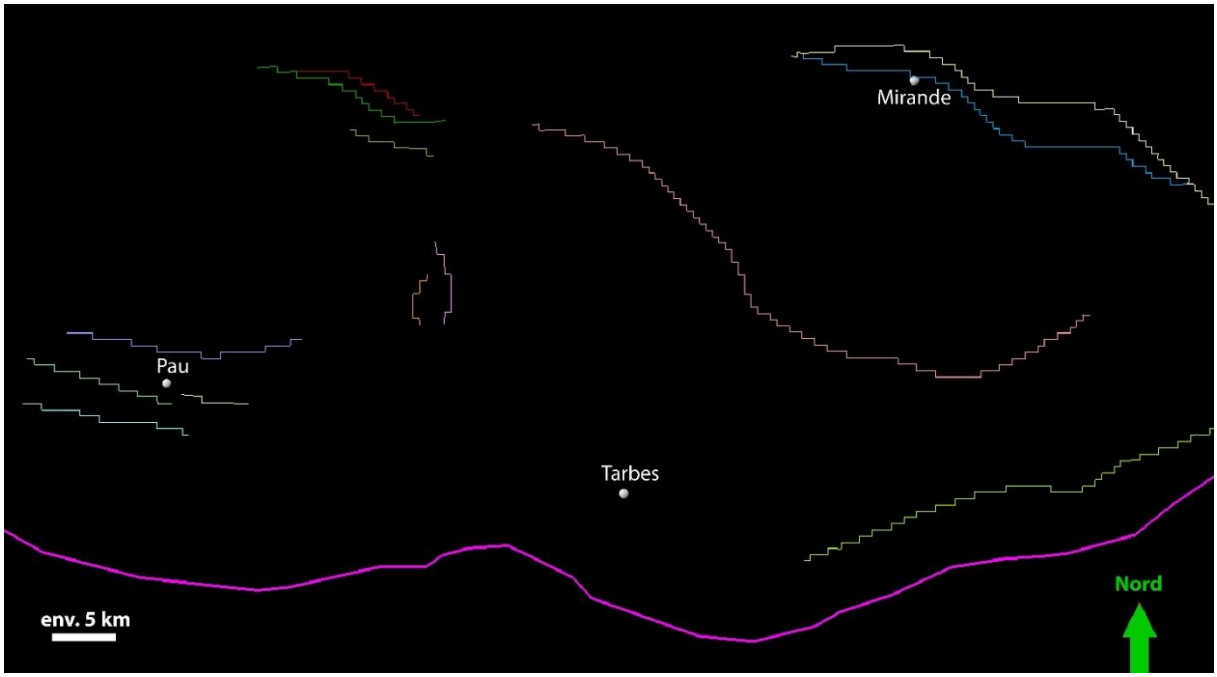


Figure 86 - Exemple de failles discrétisées selon la grille de calcul

Calcul de la base Tertiaire

La base Tertiaire a été choisie comme surface de référence à partir de laquelle toutes les autres surfaces sont construites. En effet, cette interface est celle qui dispose du plus grand nombre de données : plus faciles à repérer dans les forages et à pointer en sismique. Elle est aussi l'une des surfaces les plus étendues dans l'emprise du modèle.

Les données sismiques de cette surface ont donc été converties en profondeur, grâce à une carte de vitesse moyenne, entre la surface et la base Tertiaire, calculée à partir des lois temps-profondeur collectées (profondeur = temps x vitesse).

Il s'agit de la seule surface du modèle pour laquelle les temps sismiques auront été directement transformés en profondeurs, pour être utilisés directement dans les calculs. L'option d'utiliser les autres pointés sismiques, comme des paramètres de tendance plutôt que comme des données d'entrée exactes, a été privilégiée pour les autres surfaces (étapes suivantes) ; en particulier du fait des artefacts induits par les conversions temps-profondeurs des différents horizons.

Plus précisément, ce calcul s'est décomposé de la façon suivante (Figure 87 et Figure 88) :

- (1) Les points en temps, issus de la sismique, sont interpolés entre eux uniquement au niveau des lignes sismiques (pour pouvoir être combinés dans une formule de calcul) ;
- (2) Les vitesses moyennes entre le sol et la base Tertiaire, issues des lois temps-profondeur disponibles, ont été interpolées en tenant compte des failles, pour créer une carte de vitesse sismique moyenne à la base du Tertiaire ;
- (3) Les données en temps sont transformées en profondeur selon la formule suivante :

$$pBTER(sismique) = \frac{tBTER}{2000} \times vBTER + 550$$

où :

$pBTER(sismique)$ = profondeur de la base Tertaire issue de la sismique en m

tBTER = temps sismique du pointé de la base Tertiaire, en temps double, en ms

vBTER = vitesse sismique moyenne entre la surface et la base Tertiaire, en m/s

550 = datum du 0 sismique (altitude) en m

- (4) L'ensemble des données à disposition pour la base Tertiaire est combiné et interpolé pour obtenir la surface finale. On considère :
    - les données sismiques transformées en profondeurs,
    - les données de forages,
    - les emprises à l'affleurement issues des cartes géologiques,
    - les failles,
    - et des points de contrainte artificiels ajoutés en cours de modélisation pour forcer les géométries vers un résultat plus réaliste.

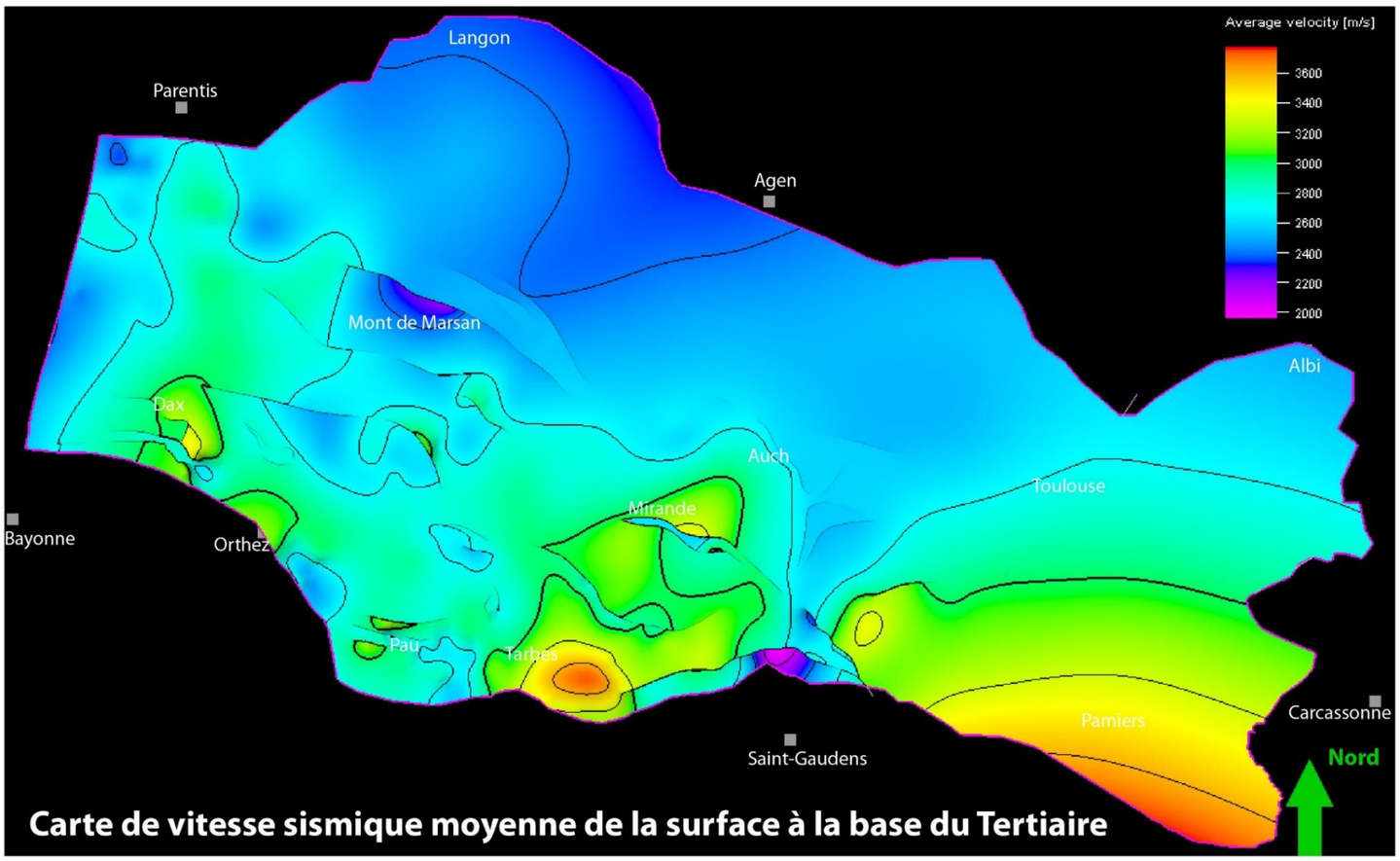


Figure 87 - Carte de vitesse sismique moyenne à la base Tertiaire

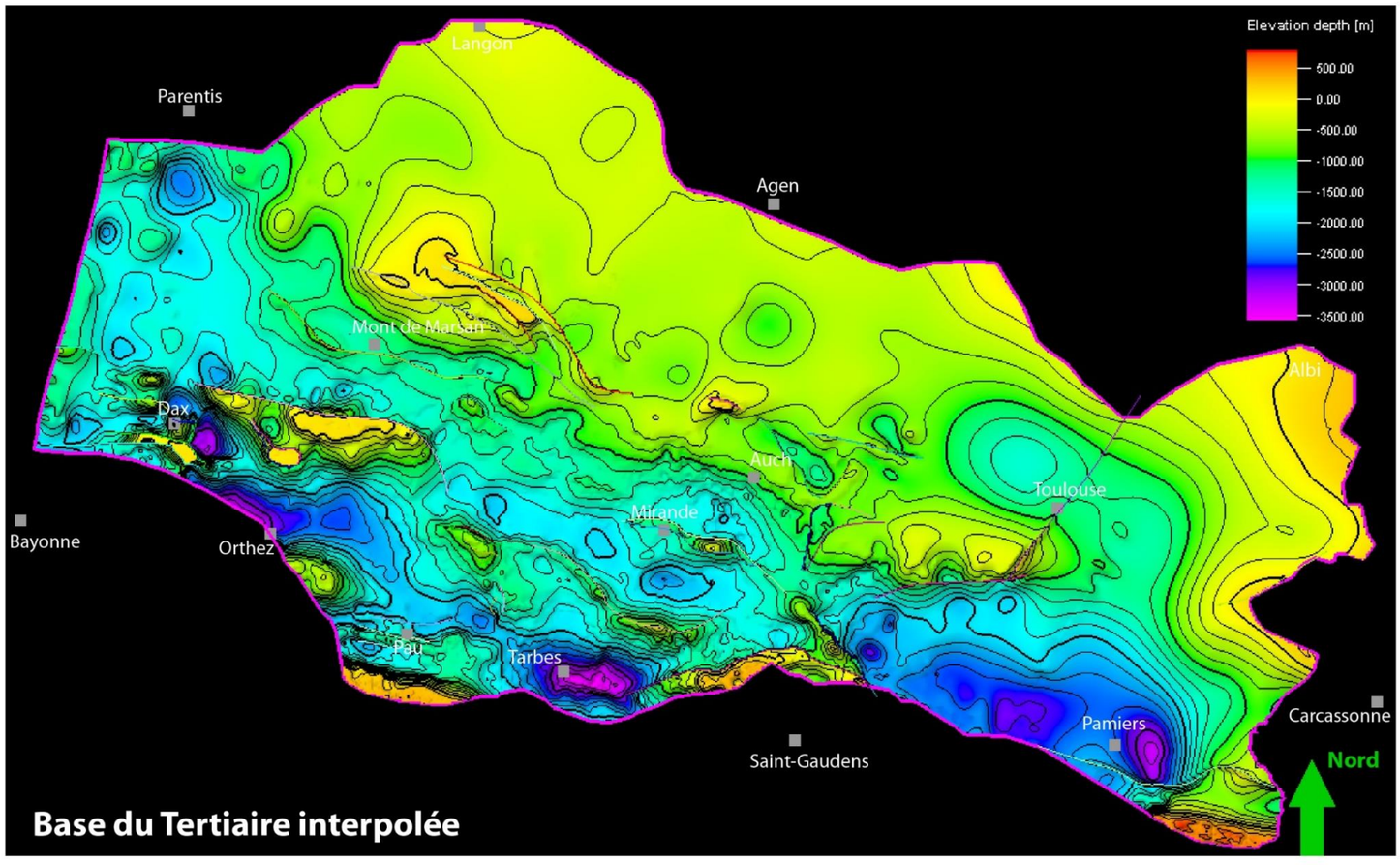


Figure 88 - Construction de la base Tertiaire

Calcul des isochrones

Pour chaque intervalle suivant, une isochrone (épaisseur en temps sismique) a été calculée :

- BMS-BMI : isochrone entre la base de la molasse supérieure et la base de la molasse inférieure,
- BMI-TFL : isochrone entre la base de la molasse inférieure et le toit de l'Ilerdien (contient les Sables infra-molassiques),
- TFL-BFL : isochrone entre le toit et la base de l'Ilerdien,
- BFL-BTER : isochrone entre la base de l'Ilerdien et la base du Tertiaire,
- BTER-BCAMP : isochrone entre la base du Tertiaire et la base du Campanien,
- BCAMP-BCS : isochrone entre la base du Campanien et la base du Crétacé supérieur.

Ces épaisseurs en temps sismique sont obtenues :

- par soustraction des pointés en temps, de la surface inférieure, aux pointés en temps, de la surface supérieure. Le résultat de cette opération consiste donc en un lot de points d'épaisseur, exprimée en temps ;
- par interpolation des points, afin d'obtenir des cartes isochrones pour l'ensemble de la zone. Un paramètre de lissage est appliqué afin de ne pas conserver les artefacts de sur ou sous-épaisseurs locales.

Calcul des épaisseurs des unités

Pour chacune des unités listées précédemment, l'étape suivante a consisté en l'interpolation de cartes isopaques (épaisseurs en mètres) à partir des données suivantes :

- les épaisseurs calculées aux forages pour chaque unité ;
- les cartes isochrones précédemment obtenues sont utilisées ici comme un paramètre de tendance, *i.e.* qui ne va pas être considéré comme une « donnée dure » à respecter, mais qui va influencer la forme du résultat en fournissant des tendances géométriques : surépaississement ou diminution d'épaisseur dans l'espace ;
- les limites d'extension des unités (section 6.3.6) qui correspondent à une ligne d'épaisseur nulle.

Pour chaque unité listée, une carte isopaque est donc disponible.

Calcul des surfaces, hors Sables infra-molassiques

Afin de construire les surfaces, hormis celles des Sables infra-molassiques (base des Sables de Lussagnet et base des Grès à Nummulites, traités dans le point suivant), le principe est, en partant de la base du Tertiaire, d'additionner ou de retrancher les cartes d'épaisseurs calculées précédemment. Cette méthode a pour avantage de s'appuyer sur les interpolations d'épaisseur, qui est un paramètre plus continu spatialement que des altitudes de surface, et donc mieux contrôlé.

Plus précisément, ces calculs ont consisté à combiner, dans un premier temps :

- une surface précédemment calculée (par exemple, BTER - base Tertiaire, qui est la surface inférieure de référence du modèle),

- la carte d'épaisseur de l'unité dont on veut calculer le toit ou la base (par exemple, BCAMP - base Campanien, en partant vers le bas à partir de BTER),
- certains points d'affleurements pour les deux surfaces ″base du Campanien″ et ″base du Crétacé supérieur″, pour aider les calages des affleurements au niveau des structures d'Audignon, du diapir de Dax et de Grand-Rieu (*Grand Rieu High* de la Figure 8).

Dans un second temps, les surfaces ainsi obtenues sont recalées aux altitudes des forages (opérations de translation, déformation pour respecter au mieux les données de forages).

Calcul des surfaces relatives aux Sables infra-molassiques (intervalle TFL-BMI)

La construction des surfaces de base des Sables de Lussagnet et des Grès à Nummulites a été effectuée indépendamment, au sein de l'intervalle BMI-TFL, du fait de l'insuffisance des pointés sismiques et de leur conversion, en particulier dans les zones de faible épaisseur. De plus, dans une première approche de la modélisation, il avait été envisagé de modéliser cet intervalle grâce à l'option « modélisation de faciès », que propose Petrel©.

Or, les essais en utilisant la modélisation de faciès ont échoué, montrant des résultats aberrants en terme d'épaisseur des sables et des grès, par rapport aux données connues dans les forages. Cette approche ayant donc été abandonnée, la construction des surfaces de base des sables et grès s'est faite de la manière suivante :

- calcul de cartes d'isopaques pour les surfaces de base des Sables de Lussagnet et des Grès à Nummulites, à partir des données d'épaisseur au niveau des forages ;
- prise en compte des limites d'extension de chacune de ces unités, comme une ligne égale à 0 m d'épaisseur ;
- soustraction de l'isopaque des Sables de Lussagnet à la surface de base de la molasse inférieure, pour obtenir la base des Sables de Lussagnet, ensuite recalée au niveau des altitudes de forages ;
- soustraction de l'isopaque des Grès à Nummulites à la surface de base des Sables de Lussagnet, pour obtenir la base des Grès à Nummulites, ensuite recalée au niveau des altitudes de forages.

Il résulte de ce choix de construction que l'unité des marnes prodeltaïques, associées aux Grès à Nummulites, n'est pas construite en propre mais déduite par soustraction entre surfaces construites indépendamment : base de la Molasse inférieure ou base des Sables de Lussagnet ou base des Grès à Nummulites et le toit de l'Ilerdien.

Pour cette raison, les épaisseurs des marnes associées aux Sables infra-molassiques présentent parfois des variations peu satisfaisantes ou insuffisamment précises pour évaluer leur rôle aquitard, en particulier dans les zones où elles sont peu épaisses (comme sur la flexure celtaquitaine et sa bordure). Ceci constituerait un point d'amélioration à envisager.

***Workflow* de calcul dans Petrel©**

Petrel© permet de créer des *workflows* avec des enchaînements d'opérations de calcul basées sur l'emploi de variables, qui permettent de relancer tout ou partie de la modélisation, tout en conservant les paramètres de calcul et la logique globale.

L'ensemble des *workflows* et des données ayant servi au calcul du modèle sont ainsi conservés dans le projet Petrel©.

6.6. RESULTATS

6.6.1. Résiduelles aux forages

La géologie de la zone étant complexe (*i.e.* pouvant varier rapidement) et les données étant nombreuses et parfois très proches, il arrive que Petrel© ne réussisse pas à toutes les respecter.

Un moyen habituel de juger du degré de respect des données de forages est de s'attacher aux résiduelles au niveau de ces mêmes forages, c'est-à-dire à la différence entre la surface modélisée et sa cote dans le forage, telle qu'entrée en amont dans le modèle.

Une différence variant de +/- 5 m est jugée largement satisfaisante dans le cadre d'un tel modèle ; cette variation pourrait même être augmentée à +/- 10 m. Les cartes de résiduelles fournies en Annexe 3 considèrent néanmoins les erreurs dans les forages supérieures à +/- 5 m.

Même si certaines valeurs peuvent parfois être très fortes (explication donnée ci-dessous), de manière générale, il existe relativement peu de points de résiduelles supérieurs à +/- 5 m. Les écarts entre le modèle et les données d'entrée issues des forages sont notamment liés :

- à la proximité d'une faille dans une zone à géométrie complexe, qui n'est pas suffisamment bien reproduite dans le modèle actuel, du fait de sa très grande extension et de sa résolution (maille du modèle de 500 m environ). Des modèles locaux plus détaillés permettraient de mieux caler chaque donnée d'entrée.
- à la très faible distance entre les forages dans les zones très denses (souvent situés dans des zones à géométrie complexe), qui peut être largement inférieure à la maille de calcul du modèle. Là encore, des modèles plus détaillés localement permettraient de respecter au mieux ces données de forages.

N.B. : Des écarts, plus rares, situés hors de zones faillées ou dans des zones à forte densité d'ouvrages, sont également observés. Il s'agit là d'une incompatibilité de ces données avec les autres données environnantes que nous n'avons pas réussi à résorber. Il s'agirait pour ces points d'approfondir les recherches : erreur d'interprétation ?, cohérence avec le voisinage ?, …, une amélioration possible à apporter au modèle actuel.

6.6.2. Vues générales du modèle

Les figures suivantes visent à fournir des illustrations d'ensemble du modèle :

- La Figure 89 correspond à une vue de dessus du modèle, montrant les grandes zones d'affleurements ;
- La Figure 90 montre une vision en 3D du modèle complet ;
- La Figure 91 fournit deux exemples de coupes orientées sud-ouest / nord-est montrant l'épaississement des séries en direction du sud, leurs géométries au niveau de certaines structures emblématiques et la flexure celtaquitaine s'exprimant dans cette zone par la structure de Roquefort-Créon. Elle montre en particulier :
    - les variations très importantes à l'intérieur des marnes associées aux SIM, très épaisses au sud, quasi absentes au nord, au niveau de Roquefort,
    - la structuration précoce de la structure de Lacq (durant l'Yprésien) et le rejet majeur au niveau de l'anticlinal d'Audignon,

- l'érosion au front de la chaîne durant le soulèvement de cette zone, recouverte secondairement par les dépôts molassiques.

- Les Figure 92 et Figure 93 présentent, pour les Sables de Lussagnet (rappelons que l'entité, appelée ici Sables de Lussagnet, correspond à l'ensemble des dépôts continentaux contemporains des Sables de Lussagnet *sensu stricto*), les Grès à Nummulites et les marnes associées, une vue de dessus et un exemple en coupe, montrant que le modèle reproduit de manière satisfaisante les géométries sédimentaires des surfaces d'inondation maximale (MFS).

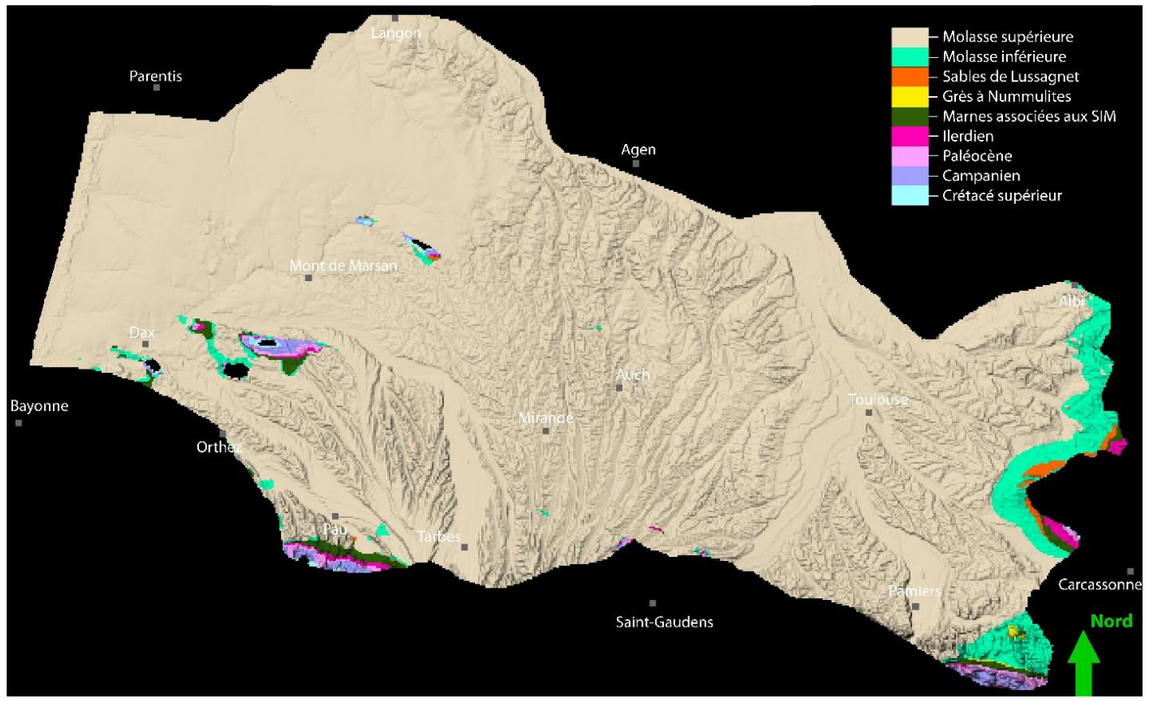


Figure 89 - Vue de dessus du modèle géologique 3D

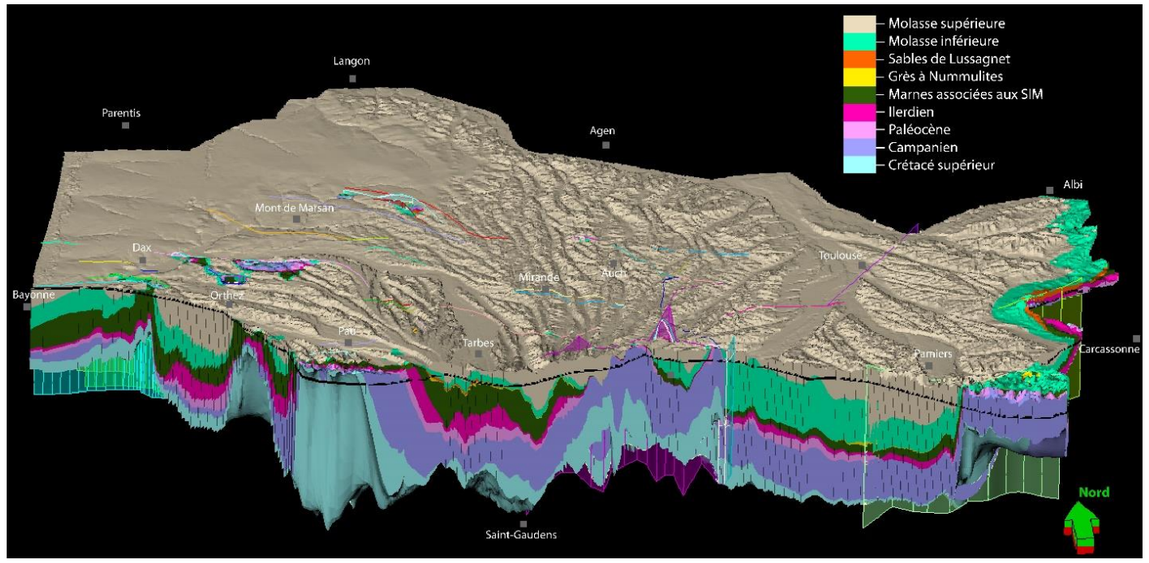


Figure 90 - Vue 3D du modèle géologique, depuis le sud

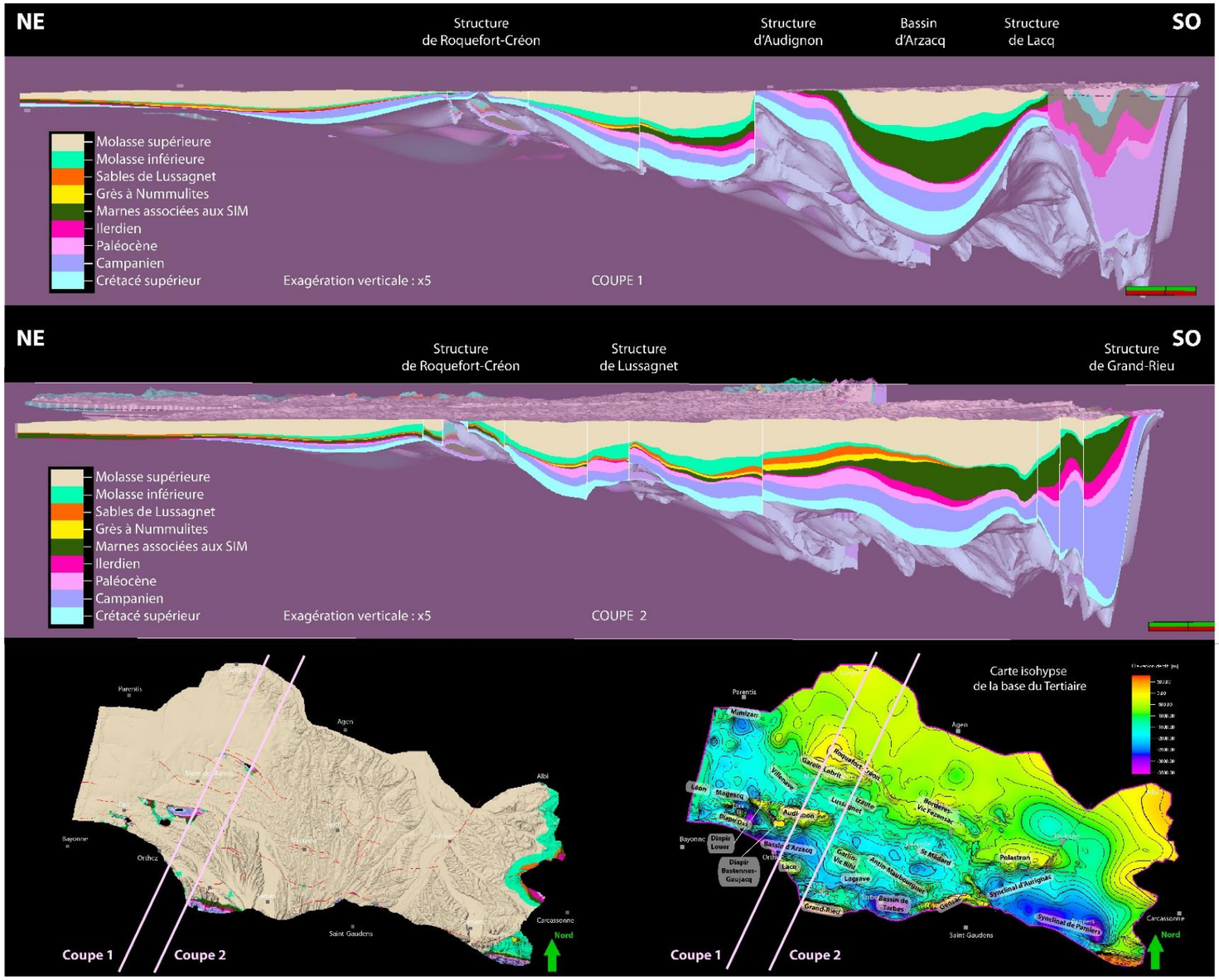


Figure 91 - Exemple de coupes SO-NE au travers du modèle géologique

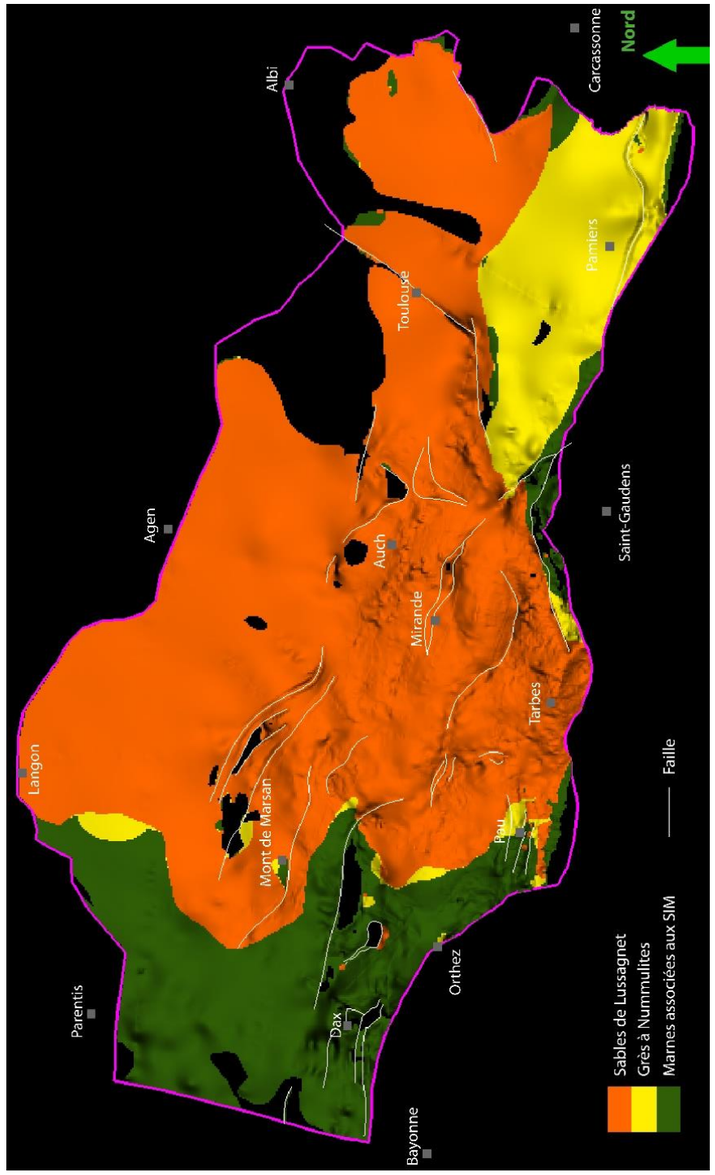


Figure 92 - Vue de dessus des Sables infra-molassiques

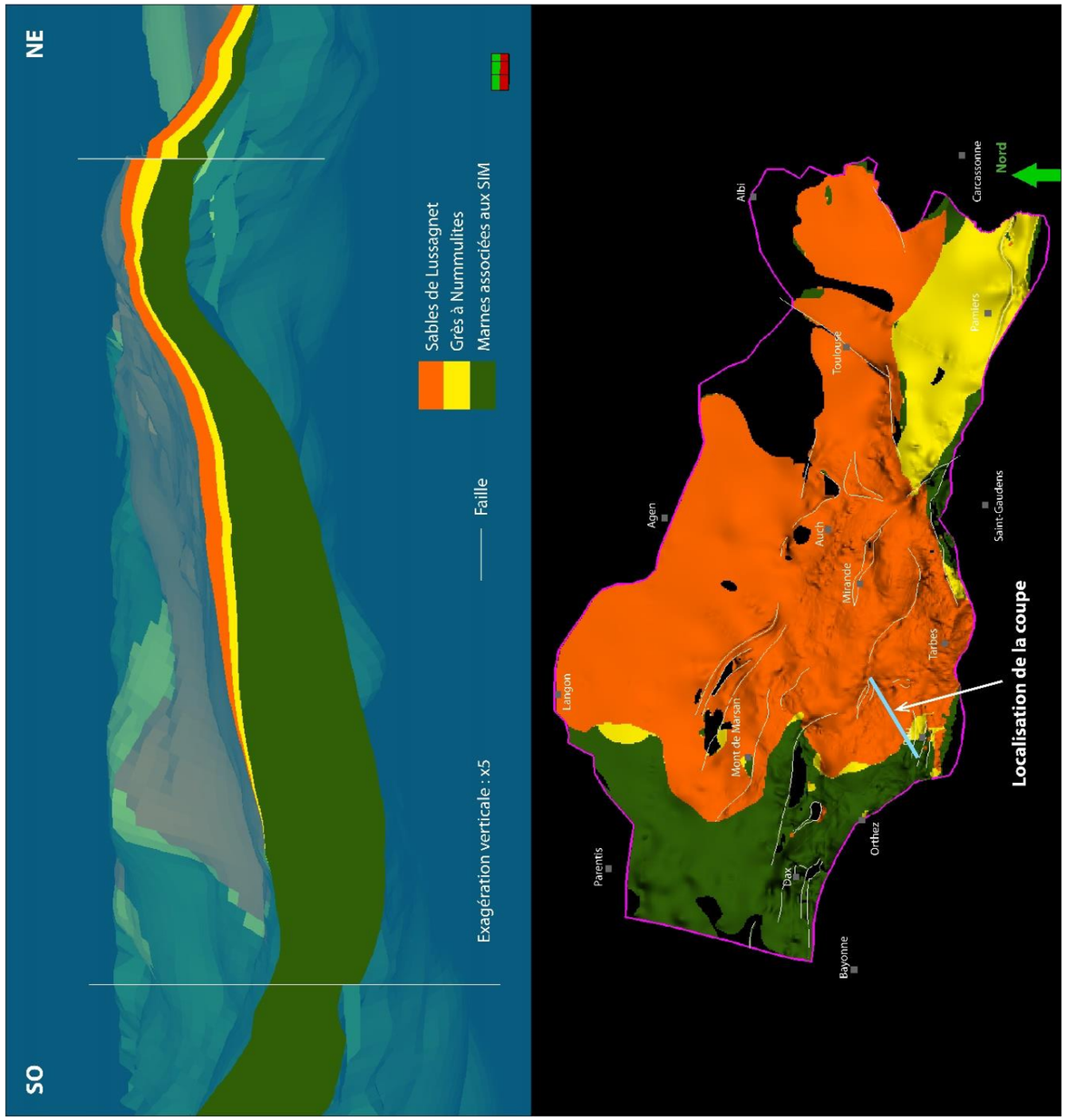


Figure 93 - Exemple de coupe dans les Sables infra-molassiques

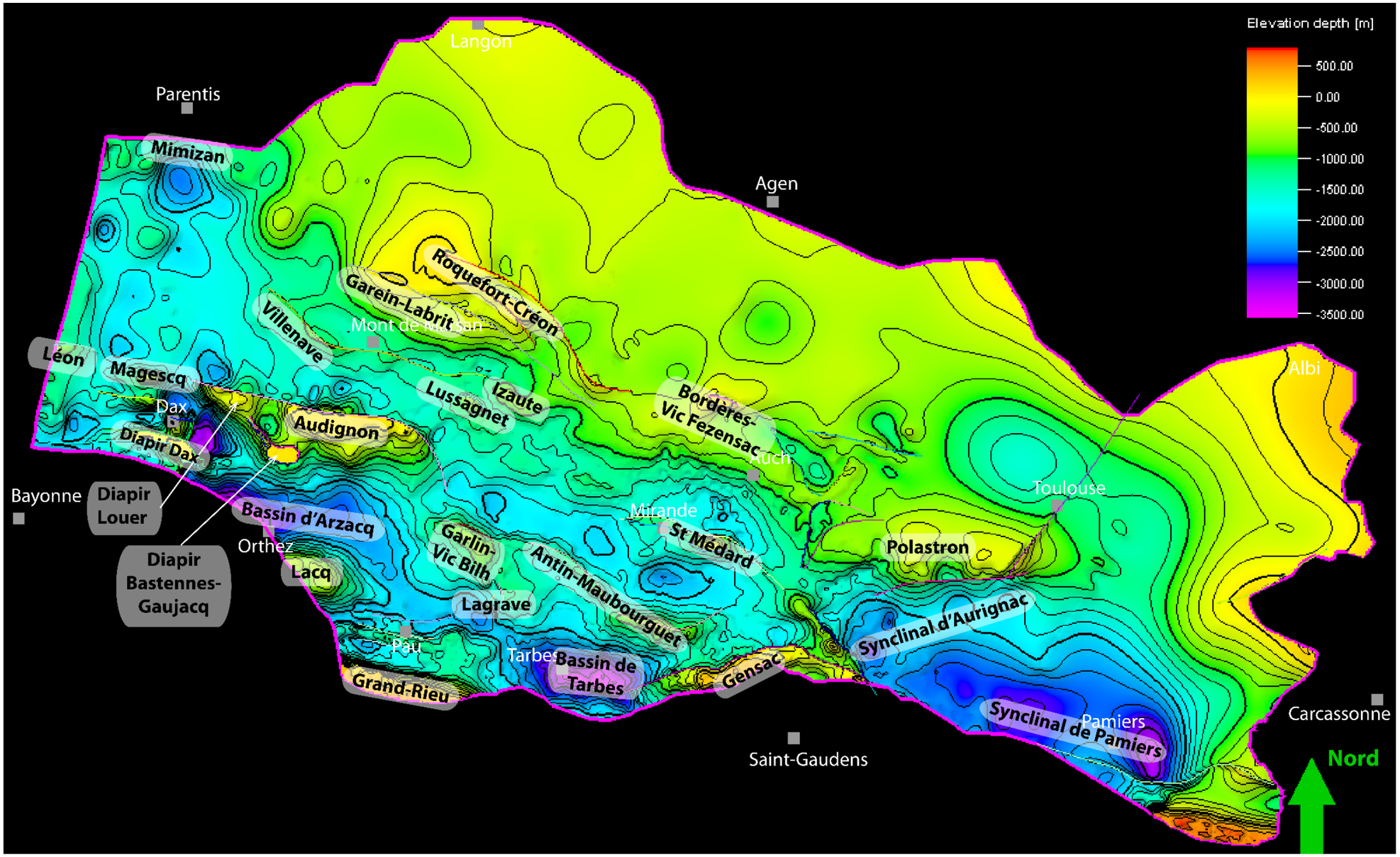


Figure 94 - Carte isohypse de la base du Tertiaire : principales structures

6.6.3. Carte isohypse de la base du Tertiaire

La géométrie de la base du Tertiaire permet aisément de reconnaître les structures connues de la partie sud du Bassin aquitain (Figure 94). Elle est cohérente avec les données antérieures (Figure 8) et même les précise. Elle met en particulier en évidence :

- les principaux sous-bassins présentant des épaisseurs tertiaires particulièrement importantes (bassin de Pamiers-Carcassonne-Aurignac, bassin de Tarbes, bassin d'Arzacq, nord du bassin de Parentis, bassin de Tartas au nord d'Audignon) ;
- la flexure celtaquitaine affichant des épaisseurs tertiaires beaucoup plus réduites et de nombreuses structures anticlinales ;
- de nombreuses structures (anticlinaux, diapirs, « rides ») sur lesquelles la sédimentation tertiaire est plus réduite et qui séparent les différents sous-bassins. On notera qu'à l'ouest à proximité de la côte (Landes, Pays basque), la structuration est très complexe en relation avec de fortes épaisseurs de sel remobilisé, et insuffisamment contrainte par des données sismiques peu denses. La restitution dans cette zone est donc minimale.
- la présence des épaisseurs maximales, principalement rencontrées au front des Pyrénées, en position proximale dans le *foredeep*. Les zones de Pau-Grand-Rieu et la zone sub-pyrénéenne (Gensac) font exception, soulevées au cours de l'orogenèse et pour partie incluses dans le prisme orogénique.

6.6.4. Cartes des épaisseurs et de faciès des unités modélisées

Une carte d'isopaques pour chacune des unités modélisées est fournie dans les figures suivantes (Figure 95 à Figure 111).

Lorsque cela s'est avéré nécessaire, des cartes paléogéographiques ont été réalisées et permettent de mieux visualiser la répartition des faciès, qui a ensuite été utilisée pour la modélisation hydrogéologique. Elles seront présentées ici par souci de fluidité pour le lecteur.

Si les limites d'extension des Sables de Lussagnet et des Grès à Nummulites sont bien respectées par le modèle, en revanche celles des autres unités sont parfois moins bien reproduites, avec quelques dépassements de faibles épaisseurs (cas de l'Yprésien inférieur).

L'ensemble des cartes, à l'exception de celles des « molasses supérieures », présente des épaisseurs importantes au front des Pyrénées, et très faibles dans la partie nord-est du modèle. Ceci résulte des évènements géodynamiques suivants ayant affecté la zone :

- *rifting* du Crétacé inférieur. En premier lieu, ce *rifting* a généré un amincissement crustal qui se traduit par la genèse des différents sous-bassins listés plus haut : Parentis, Arzacq, Tarbes, Tartas, Zone nord-pyrénéenne. Ces bassins ont des degrés d'extension plus ou moins importants, qui résultent d'une subsidence thermique long terme, qui s'étend localement du Crétacé supérieur au Tertiaire (Angrand et al., 2018). A l'inverse, la flexure celtaquitaine, non amincie durant cette période, reste une zone de faible subsidence. Au cours de la même période, le Massif Central est en surrection et en érosion (Barbarand et al., 2001 ; Francois et al., 2020). La partie orientale de la zone d'étude (*i.e.* partie est de la flexure celtaquitaine) et le bassin de Castres et d'Albi font vraisemblablement partie de cette zone soulevée au cours du Crétacé inférieur. Elle s'étend jusqu'au sud de la Montagne Noire qui ne deviendra subsidente qu'au cours de la seconde moitié du Crétacé supérieur.
- compression pyrénéenne. La partie sud du bassin, en plus d'être une zone amincie au Crétacé inférieur, se situe au front de la chaîne pyrénéenne, en position de *foredee* (*i.e.* zone où la flexure due à la charge de la chaîne est la plus importante et par conséquent très

subsidente). Ceci explique les épaisseurs particulièrement importantes observées au front de la chaîne, durant une grande partie de l'Eocène. Cette configuration évolue vers la fin de l'Oligocène, avec l'achèvement de la compression pyrénéenne, qui se traduit par une différence dans la répartition des épaisseurs des molasses supérieures.

a) Cénomanien-Santonien (Figure 95)

Cette période survient immédiatement après l'extension du Crétacé inférieur. La distribution des épaisseurs reflète les différents sous-bassins étirés :

- les bassins d'Arzacq, et au sud, la structure de Grand Rieu ;
- le bassin de Tarbes et sa prolongation dans la Zone nord-pyrénéenne ; en bordure nord de cette zone se situe le talus le long duquel l'accumulation sédimentaire est relativement faible ;
- le bassin de Tartas ;
- la bordure sud du bassin de Parentis.

Tous ces bassins sont le lieu d'une subsidence thermique, les épaisseurs diminuant à distance des zones amincies. On notera qu'à l'est, la subsidence est très faible et la zone amincie se situe au sud dans la Zone nord-pyrénéenne, entièrement inversée durant l'orogenèse.

b) Campanien-Maastrichtien (Figure 97)

La répartition des épaisseurs est relativement similaire à l'ouest, montrant la poursuite de la subsidence sur le long terme. Cependant des zones de fortes épaisseurs se structurent au front des (futures) Pyrénées, suggérant le début de la flexure du bassin d'avant-pays. En particulier, on observe, dans la partie orientale, une aire de sédimentation principale située plus au nord que lors de la période précédente, avec une augmentation d'épaisseur très rapide vers le sud, qui correspond à la mise en place du bassin flexural, mise en évidence en sismique (Figure 55). De la même façon des épaisseurs très importantes de flyschs sont observées au sud de Pau. La distribution des épaisseurs dans le bassin de Tarbes est relativement comparable à celle de la période antérieure. La mise en place du bassin flexural est donc principalement attestée à l'est. Ceci s'accompagne de la mise en place d'une sédimentation terrigène dont les sources proviennent de zones orientales (domaine pyrénéo-provençal de la chaîne), structurées plus précocement (Ternois et al., 2019) et disparues lors de l'ouverture du Golfe du Lion. A l'est, les cartes paléogéographiques existantes (Figure 98) montrent bien le comblement progressif par des systèmes deltaïques, s'achevant par des dépôts continentaux (Garumniens).

c) Paléocène (Figure 99)

Le Paléocène montre une évolution assez comparable, lors de la seconde moitié du Crétacé supérieur, en terme de subsidence, les déformations pyrénéennes sont relativement faibles dans cet intervalle (Rougier et al., 2016). Les épaisseurs principales de cet intervalle sont déposées au cours du Danien, à l'exception des dépôts profonds, situés au front de la chaîne qui sont d'âge sélandien à thanétien, pour grande partie.

Les dépôts daniens (Figure 100) correspondent à des dépôts de plateforme récifale avec de fortes épaisseurs sédimentées sur la bordure de la plateforme, tandis qu'en arrière se déposent des sédiments lagunaires fortement dolomitiques. Dans le domaine plus profond, l'export de matériel, remanié de la bordure de plateforme, reste faible.

Au Thanétien (Figure 101), les dépôts de rampe prédominent avec des épaisseurs plus faibles sur la plateforme que précédemment, mais l'export de matériel vers le bassin est supérieur,

créant des épaisseurs importantes dans la partie sud, plus profonde. Un dernier évènement qui impacte largement les épaisseurs dans le domaine du bassin est l'incision d'un canyon identifié au nord de Pau, qui accompagne la chute eustatique et probablement le début de structuration du Thanétien supérieur, ce qui entraîne l'érosion importante des dépôts paléocènes (N.B. : il n'a pas été produit de carte de la chute eustatique du Thanétien supérieur). Une activité importante de plusieurs diapirs (Dax, Bastennes-Gaujacq) prend place dans l'ouest du bassin à cette période.

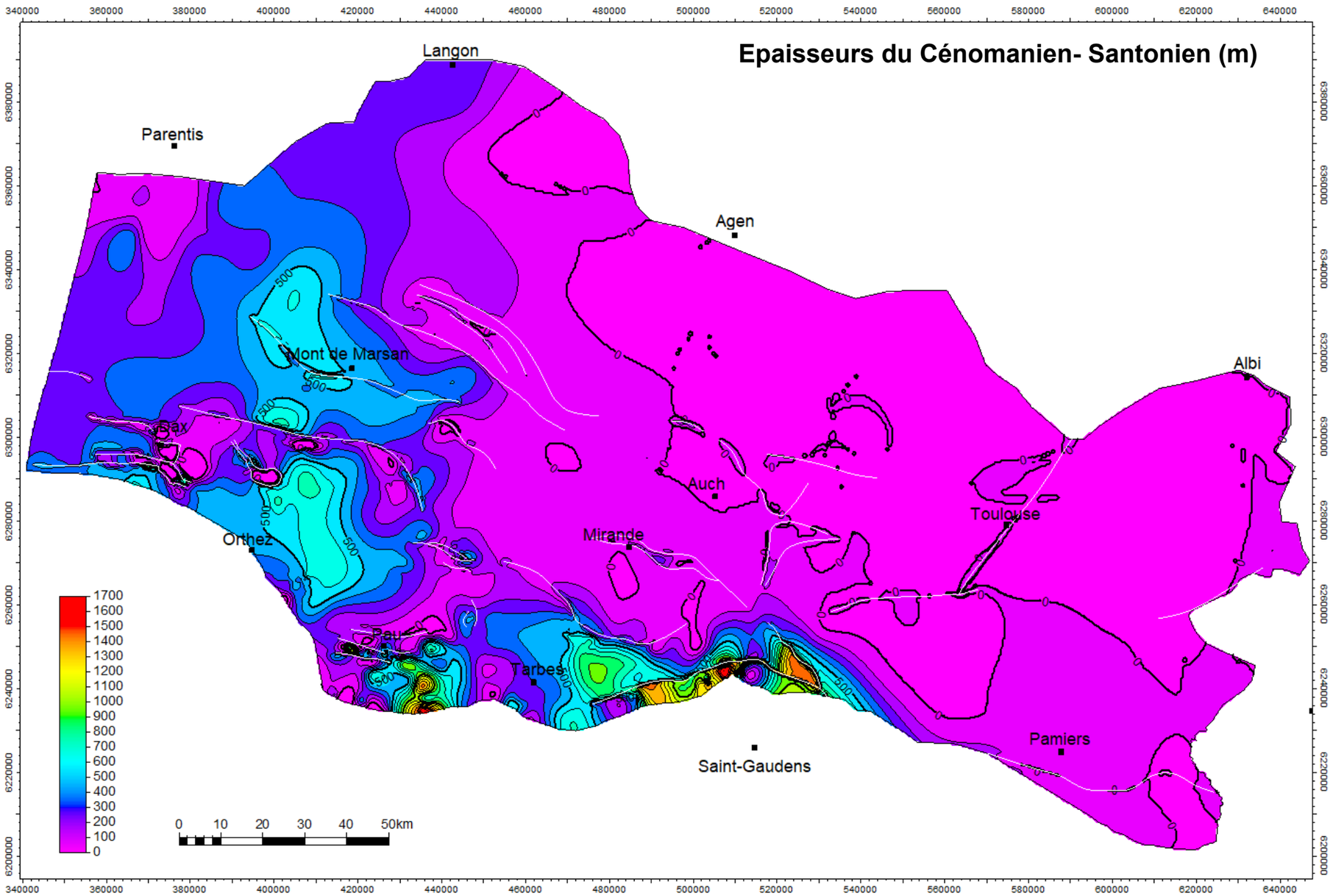


Figure 95 - Carte isopaque du Cénomanien-Santonien (les failles sont représentées en blanc)

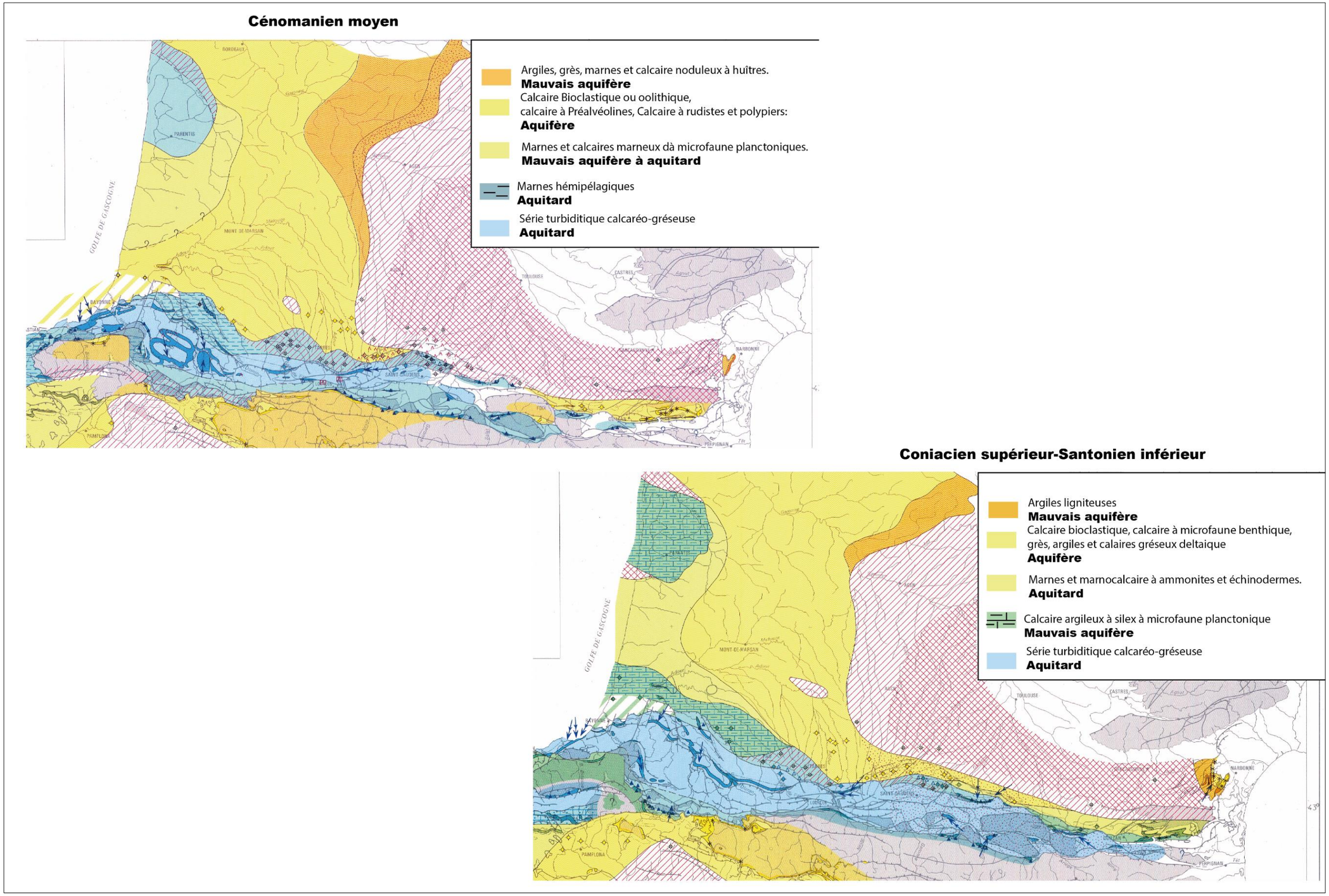


Figure 96 - Cartes paléogéographiques du Cénomanien et du Coniacien-Santonien, extraites de la synthèse Pyrénées (BRGM, AGSO, IGME 2018), montrant la répartition des faciès et les caractéristiques hydrogéologiques déduites

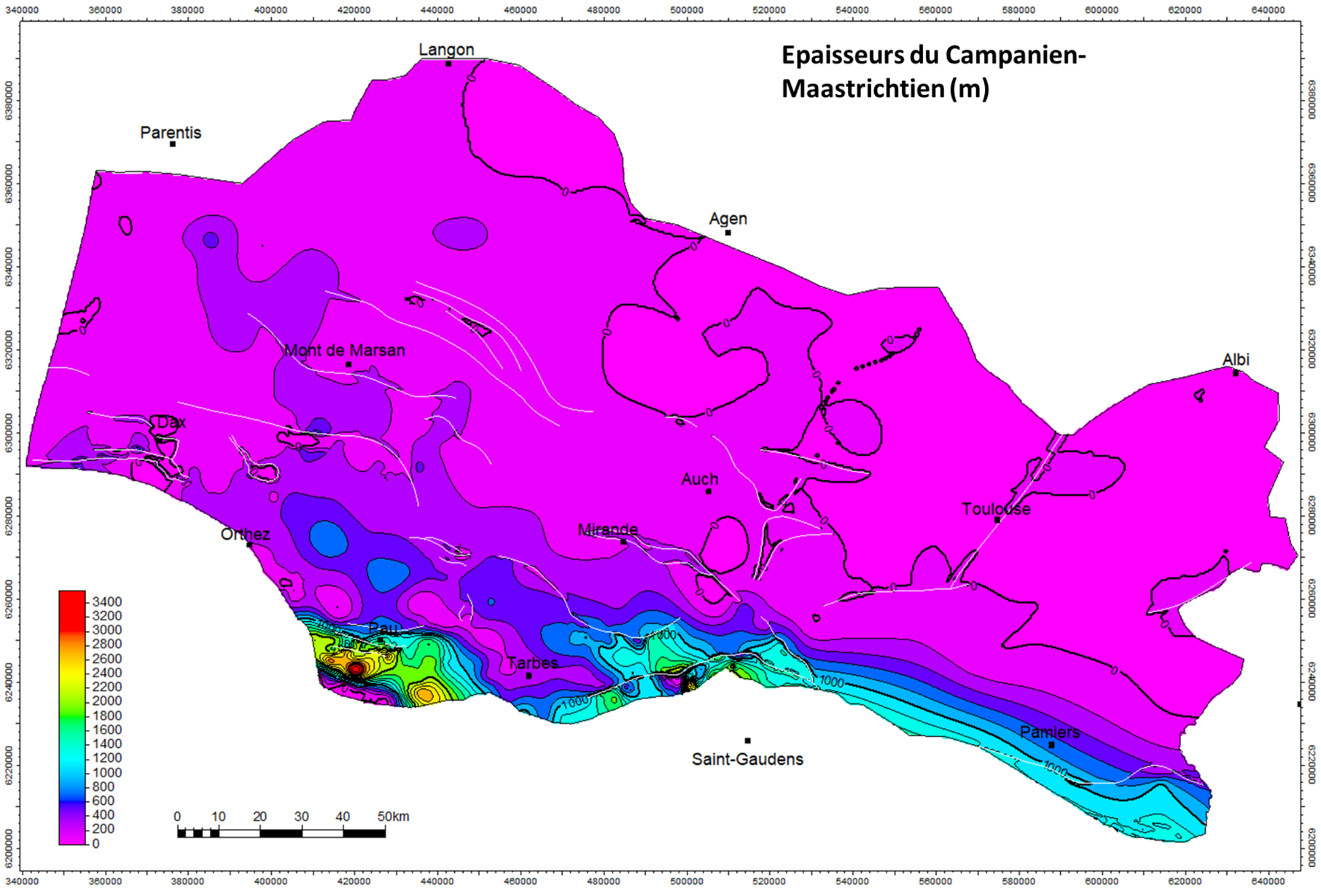


Figure 97 - Carte d'isopaques du Campanien-Maastrichtien (les failles sont représentées en blanc)

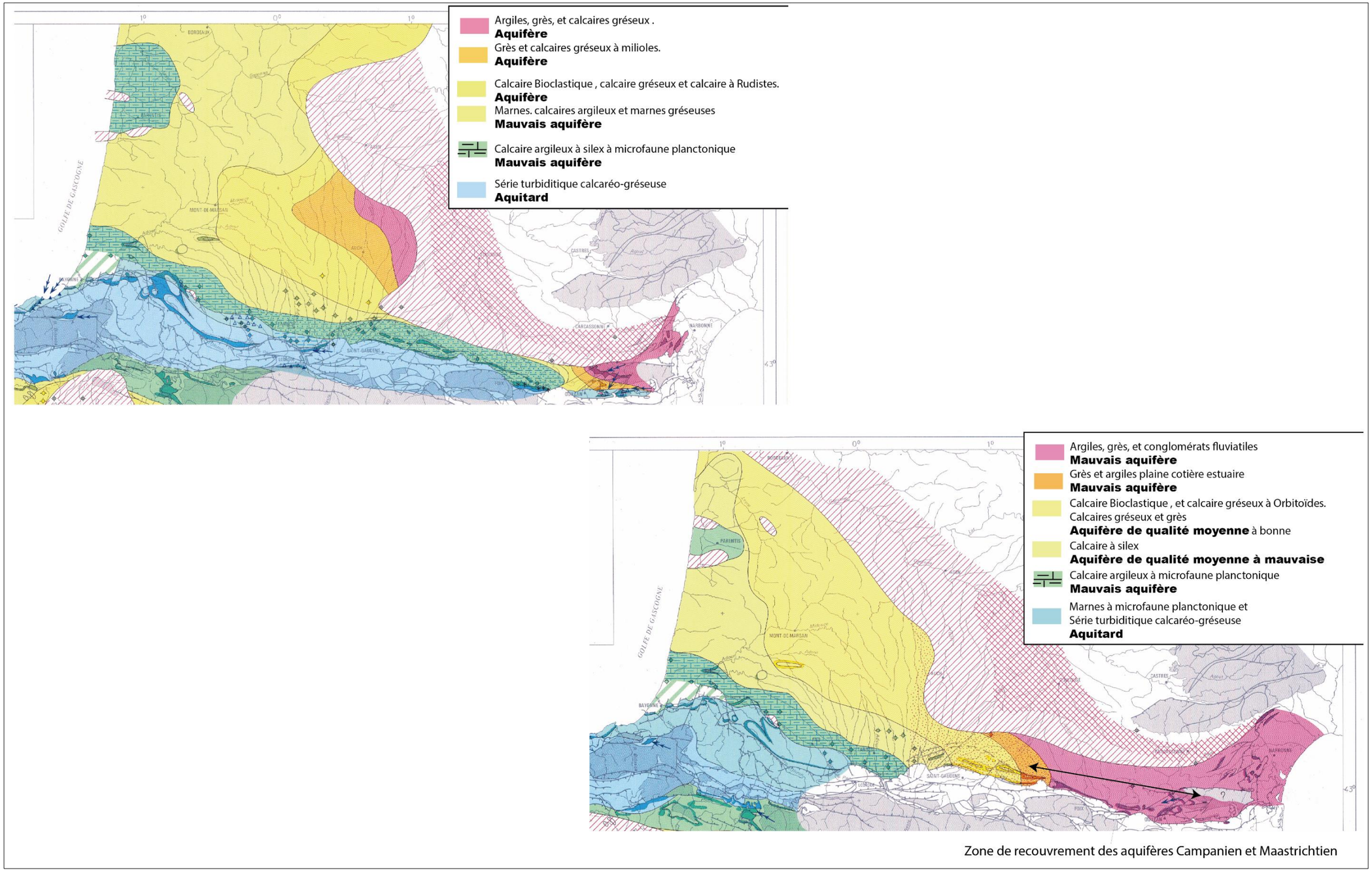


Figure 98 - Carte paléogéographique (BRGM, AGSO, IGME 2018) du Campanien et du Maastrichtien, utilisée pour définir les principaux faciès et entités hydrogéologiques

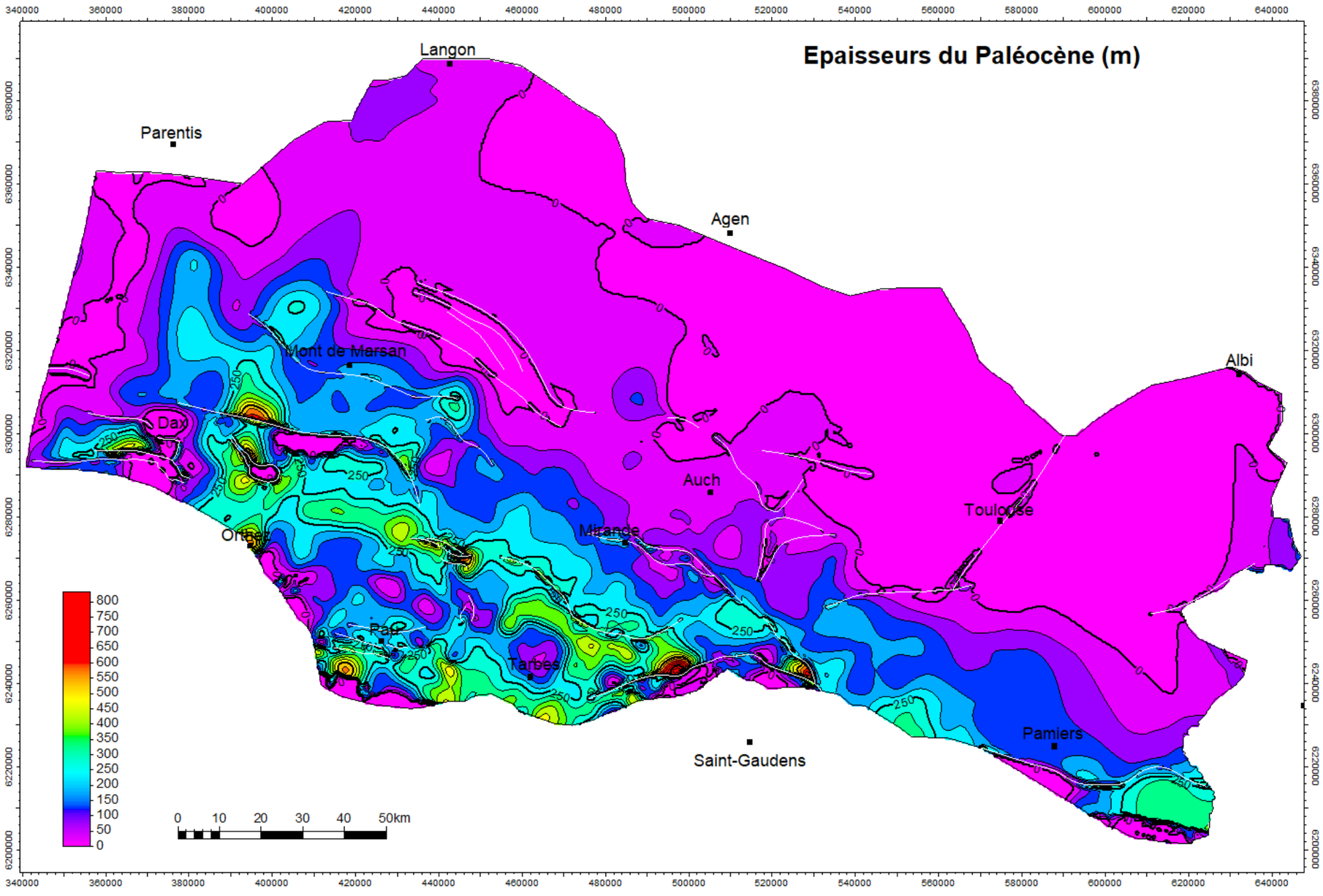


Figure 99 - Carte d'isopaques du Paléocène (les failles sont représentées en blanc)

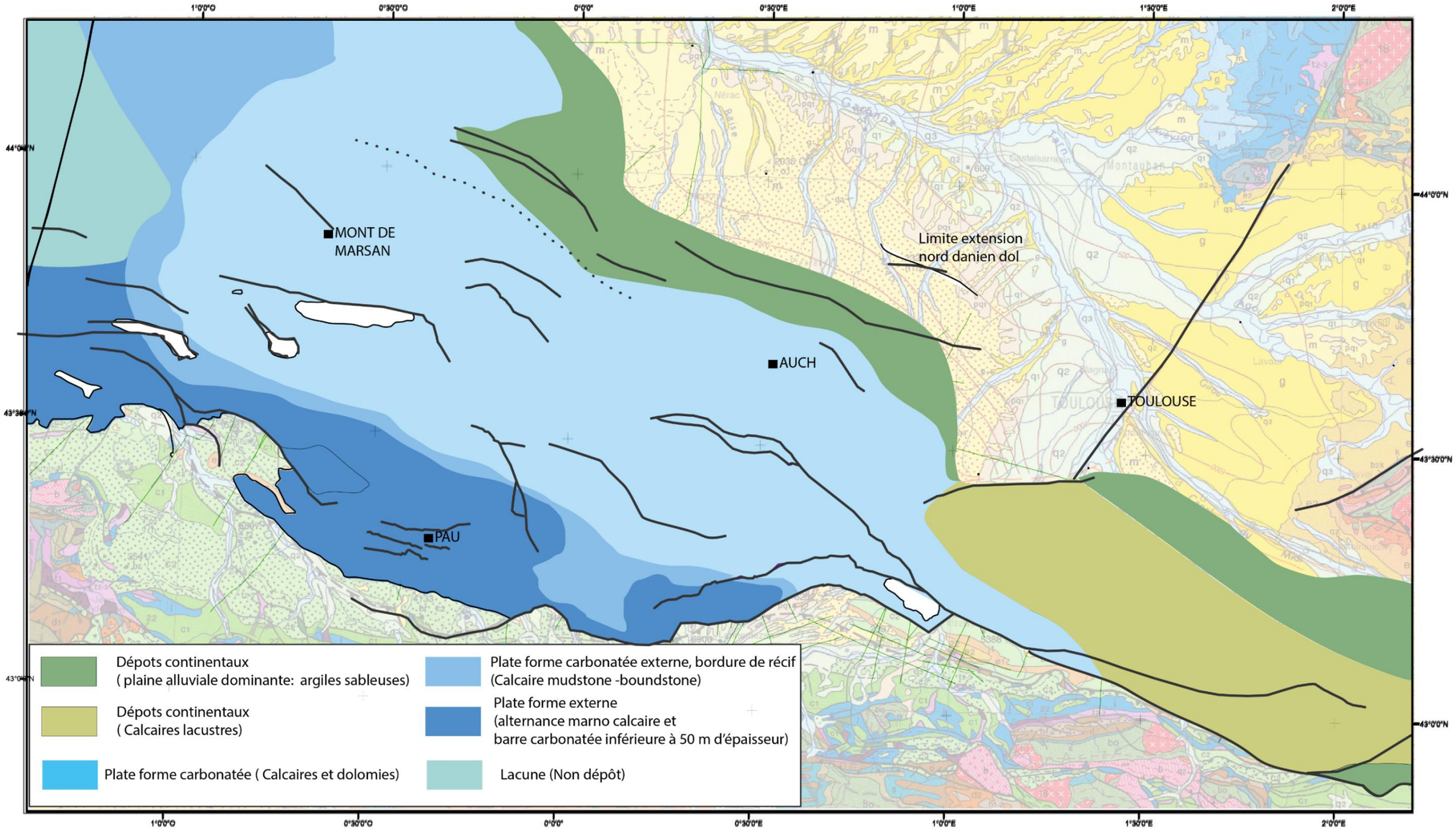


Figure 100 - Carte paléogéographique au Danien (les failles sont représentées en noir)

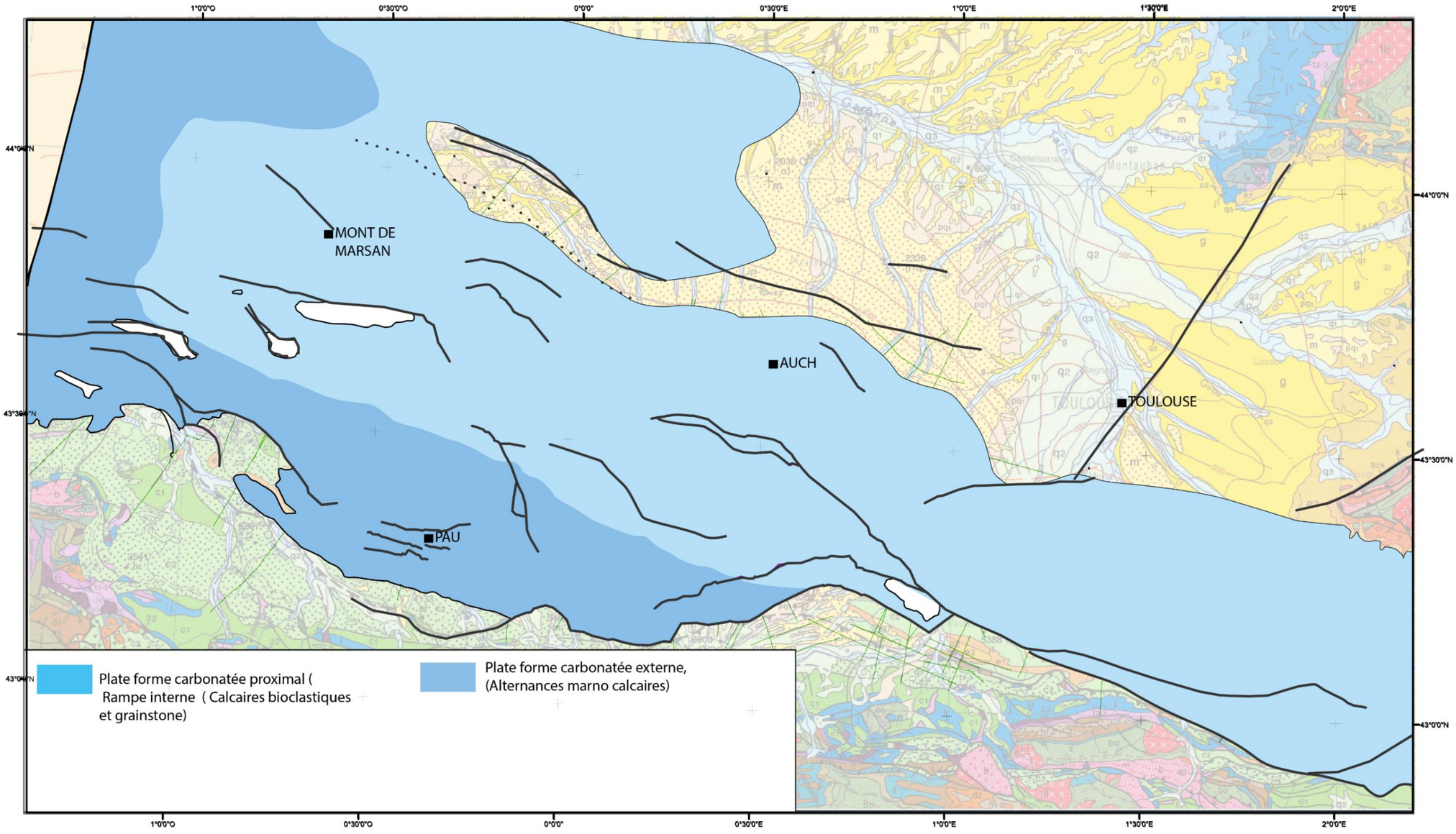


Figure 101 - Carte paléogéographique au Thanétien moyen (les failles sont représentées en noir)

d) Ilerdien (Thanétien supérieur-Yprésien inférieur ; Figure 102 et Figure 103)

Au cours de l'Yprésien se met en place une subsidence plus importante, liée à la structuration de la chaîne. De même, une sédimentation terrigène commence à s'observer dans la partie orientale où les reliefs pyrénéens sont vraisemblablement émergés et en érosion. Des apports du Massif Central débutent également pendant cette période, au nord-est. Sur la majeure partie de la plateforme se développent des dépôts carbonatés de plateforme qui sont d'épaisseur relativement faible (souvent de l'ordre de 50 m). Constituées en bonne partie par les Calcaires de Meillan, puis par la série condensée des Calcaires de Lapêche, ces séries de plateforme s'épaississent progressivement vers le sud où l'espace disponible était probablement plus important (en particulier au cours de la chute du Thanétien supérieur, durant laquelle se dépose le Membre de Houns). Dans le bassin (en particulier dans le bassin de Tarbes et au sud de Pau), d'épaisses séries turbiditiques se mettent en place. A l'est, des déformations compressives sont connues dans les Corbières. Une première structuration NW-SE, incluant les rides de Lagrave, Vic-Bilh, la bordure ouest d'Audignon, correspond vraisemblablement à une structure décrochante profonde et à ses manifestations en surface sous forme de plis en échelon. La structure de Lacq et l'anticlinal de Pau sont également activés à cette période.

e) Yprésien supérieur - Lutétien (Figure 104, Figure 105, Figure 106)

Cette période est décomposée en trois cartes aux lithologies et faciès différents : carte des marnes prodeltaïques, carte des Grès à Nummulites, carte des Sables de Lussagnet et autres dépôts continentaux. Ces trois ensembles successifs passent en latéral les uns aux autres, selon une disposition proximale à distale (Sables de Lussagnet - Grès à Nummulites - marnes prodeltaïques) et appartiennent à un seul ensemble progradant.

Les marnes prodeltaïques correspondent aux environnements les plus profonds et, dans la logique progradante du système Yprésien supérieur-Lutétien, à l'intervalle situé le plus bas. Elles sont principalement développées dans la partie sud, au front de la chaîne, dans les bassins de Tarbes et Pau, ainsi que plus à l'ouest dans le Pays basque. Dans cette dernière zone, les chevauchements postérieurs ont inversé une grande partie du bassin et il ne reste que sa bordure sud. Les marnes sont peu développées sur la plateforme : elles reposent fréquemment sur les Calcaires de Lapêche qui enregistrent la transgression au cours de l'Yprésien inférieur. La déformation qui débute au cours de l'Yprésien inférieur se continue durant cette période, plusieurs structures locales (dont la structure de Lussagnet) rejouent alors. En conséquence, les niveaux marneux sont souvent réduits sur les structures soulevées, et jouent moins le rôle d'aquitard.

Les Sables de Lussagnet présentent une distribution opposée. Plusieurs faciès différents sont regroupés (Figure 107) avec les Sables de Lussagnet *sensu stricto*, mais aussi des dépôts molassiques (et Poudingues de Palassou) dans la partie sud-est et enfin des calcaires lacustres dans le bassin de Castres.

Les Sables de Lussagnet *sensu stricto* sont principalement développés au nord-est, et forment une structure radiale qui traduit un système fluviatile distributaire alimenté par le nord-est (*i.e*. du Massif Central). Cette géométrie est modifiée localement par les rides actives au cours de l'Yprésien-Lutétien ou plus tard (comme celle d'Auch ou de Saint-Médard) sur lesquelles les dépôts sont peu épais. La carte paléogéographique (Figure 108), réalisée au niveau de la zone de foraminifères benthiques SBZ10 (début de l'Yprésien supérieur), montre l'organisation des différents dépôts, avec au nord le système distributaire des Sables de Lussagnet alimenté par le Massif Central, et au sud la répartition des dépôts alimentés par l'érosion de la chaîne pyrénéenne. Ces deux sources convergent dans le bassin profond du bassin de Tarbes et plus à l'ouest.

Les Grès à Nummulites sont en position intermédiaire entre ces deux entités. Ils se développent surtout sur la bordure de la flexure celtaquitaine, au sud d'une ligne située entre Mirande et Lussagnet (à l'est de Mont-de-Marsan) et progradent jusqu'à Pau. Quelques variations d'épaisseurs montrent l'influence des rides qui fonctionnent pendant le dépôt.

f) Bartonien (Molasse inférieure) (Figure 109)

Cette carte correspond à une période de dépôt massif des faciès molassiques. Des dépôts molassiques existent même au sud-est d'Agen, sur le môle de Montauban, et dans le bassin d'Albi qui étaient des zones de hiatus durant l'ensemble du Crétacé et du Tertiaire.

Des épaisseurs importantes s'observent dans la partie est, au front de la chaîne. Rappelons que ces épaisseurs incluent (en plus des dépôts d'âge bartonien) une partie des dépôts molassiques d'âge yprésien-lutétien. Cette zone est limitée par des chevauchements majeurs :

- au nord, le chevauchement de Muret, situé au sud de Toulouse, qui fonctionne comme un rétrochevauchement (vers le sud) ;
- au sud, le chevauchement le plus frontal au nord de la zone sub-pyrénéenne, qui se prolonge latéralement par la structure de Saint-Médard.

Plus à l'ouest, les épaisseurs restent relativement importantes dans la zone de Tarbes et dans le Pays basque. Dans la région de Pau et jusqu'à Audignon, les épaisseurs sont plus faibles, correspondant possiblement à une inversion de la zone. Le reste du bassin présente des épaisseurs moyennes, largement contrôlées par le rejeu de failles. Les épaisseurs sont plus importantes dans les bassins de Mirande et de Tartas. La carte paléogéographique du Bartonien, issue de la synhèse « Pyrénées », restitue de façon satisfaisante les différents faciès de cette période.

g) Molasses supérieures (Figure 111)

Cette carte correspond à l'épaisseur de l'ensemble des dépôts depuis la base du Priabonien. Elle montre une structuration relativement importante des dépôts, segmentés par des structures inversées majeures (Audignon, Muret, Saint-Médard). Des zones de fortes épaisseurs se retrouvent dans le bassin de Carcassonne–Pamiers, ainsi que dans les bassins de Mirande, Tarbes et Tartas. A l'ouest, contrairement au reste du Tertiaire, les épaisseurs sont importantes entre le bassin de Tartas et la côte atlantique. Cette zone est alimentée par des dépôts progradants à partir du Priabonien (Ortiz et al., 2020). Les épaisseurs sont plus limitées sur la flexure celtaquitaine.

Au front de la chaîne, dans la région de Pau et dans le Pays basque, les épaisseurs sont relativement faibles. Ceci correspond à une érosion de cette zone durant la fin de l'orogenèse pyrénéenne (Ortiz et al., 2020). Cette érosion peut avoir de fortes implications puisque, dans la région de Pau, elle met à l'affleurement les dépôts yprésien-lutétiens considérés comme aquifères, qui sont : soit à l'affleurement, soit recouverts par les Poudingues de Jurançon, relativement perméables. Cette zone peut en conséquence être considérée comme une zone de recharge possible.

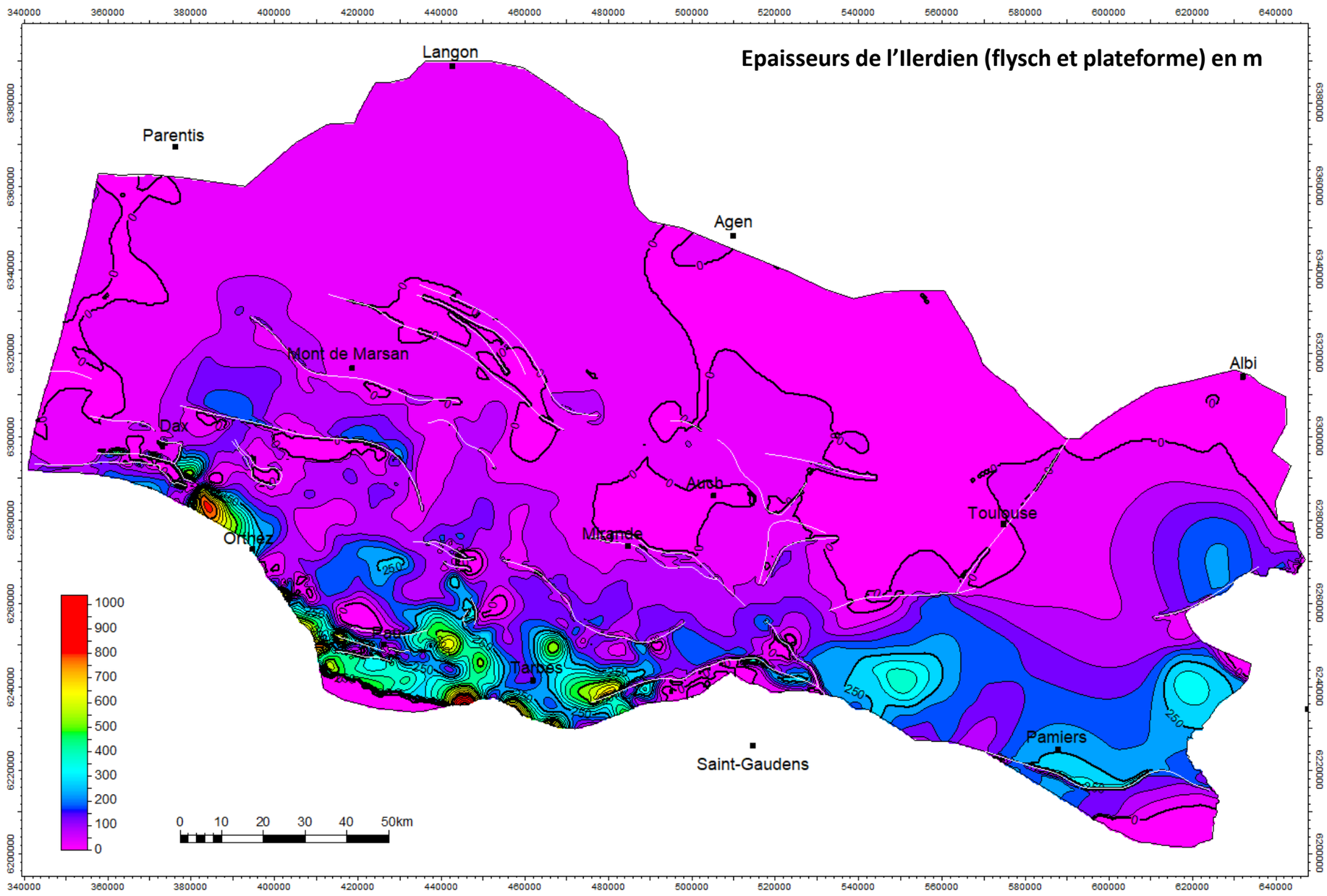


Figure 102 - Carte isopaque de l'Yprésien inférieur (incluant flysch et plateforme carbonatée) (les failles sont représentées en blanc)

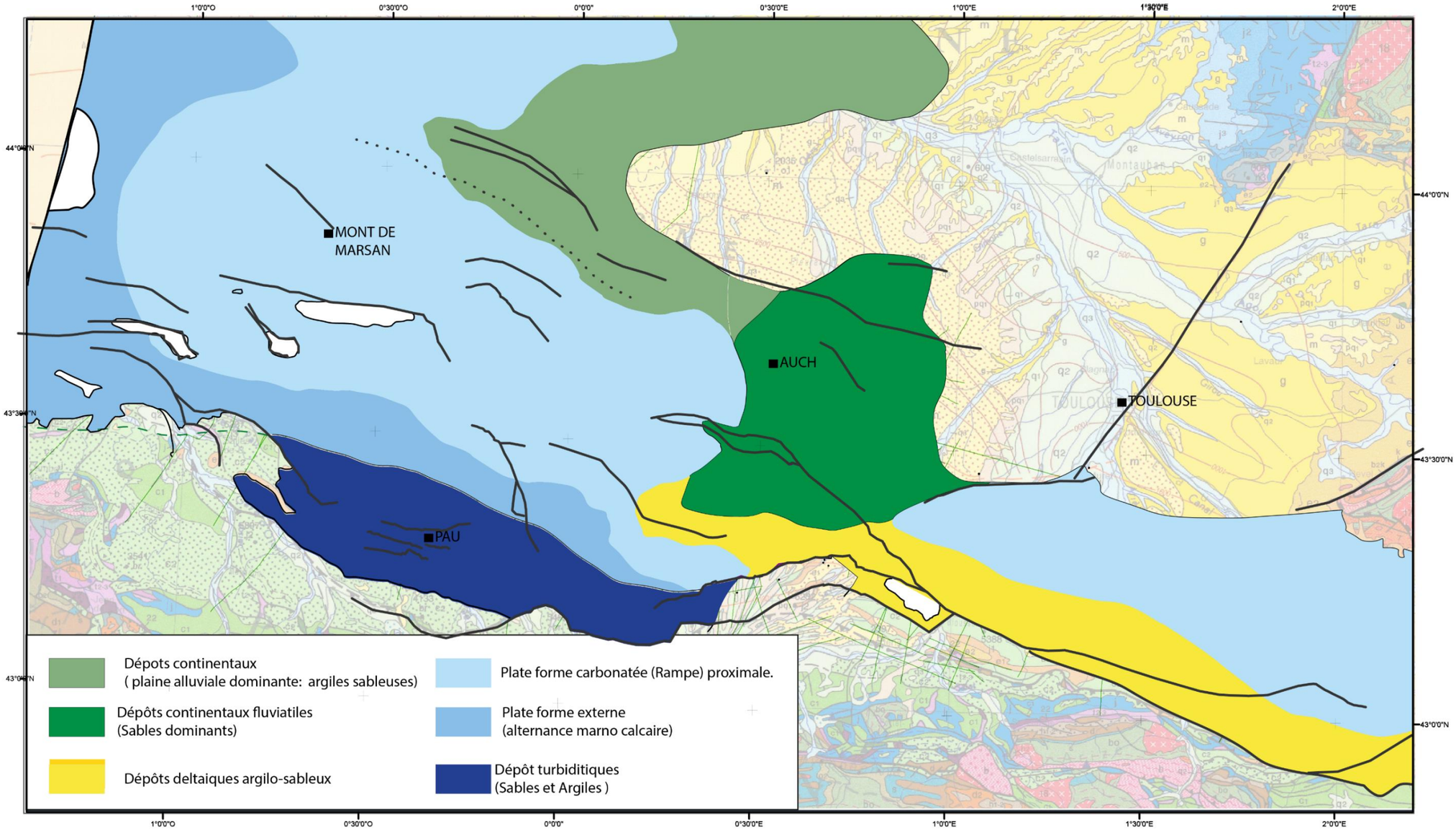


Figure 103 - Carte paléogéographique à l'Yprésien inférieur (les failles sont représentées en noir)

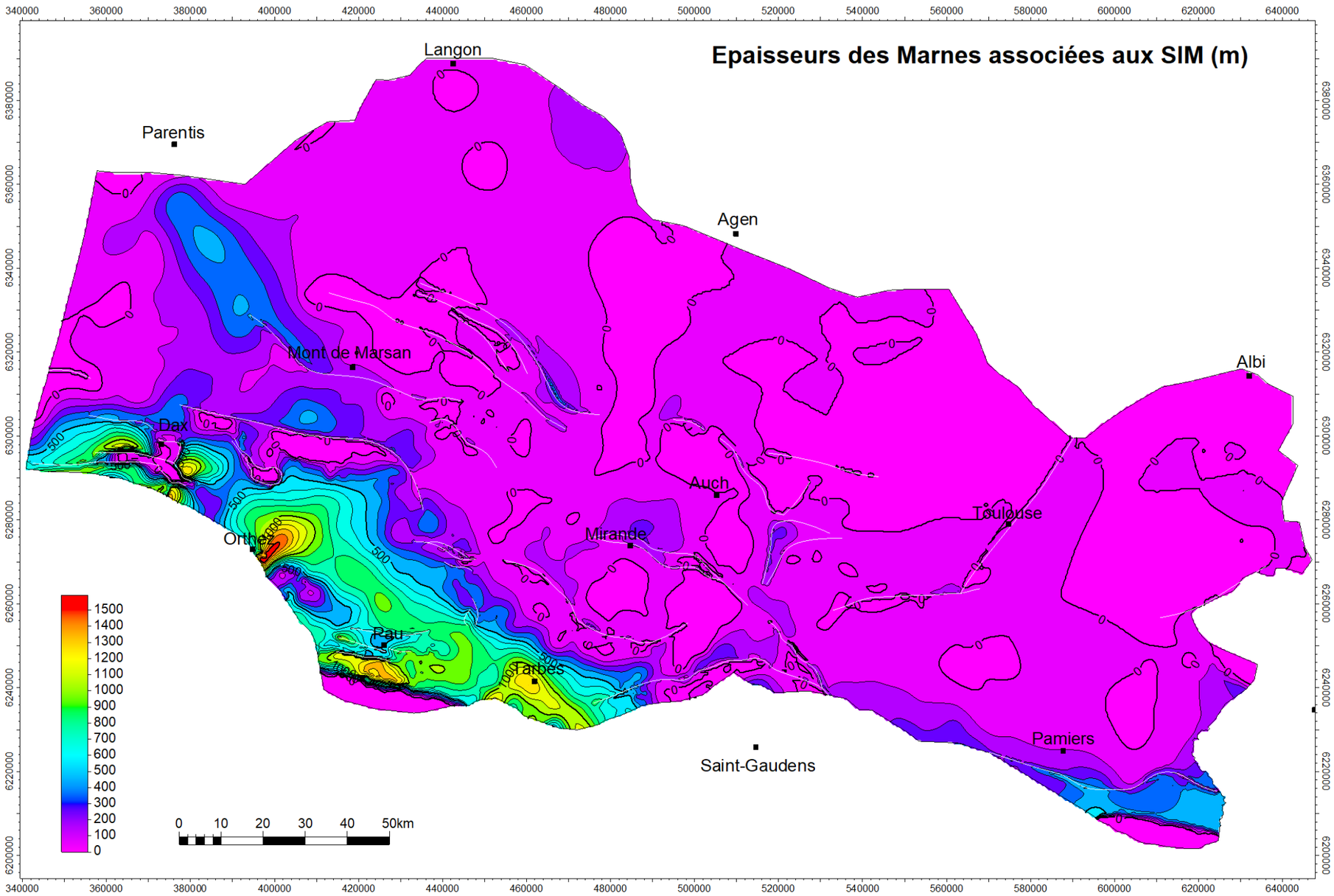


Figure 104 - Carte d'isopaques des Marnes associées aux Sables infra-molassiques (les failles sont représentées en blanc)

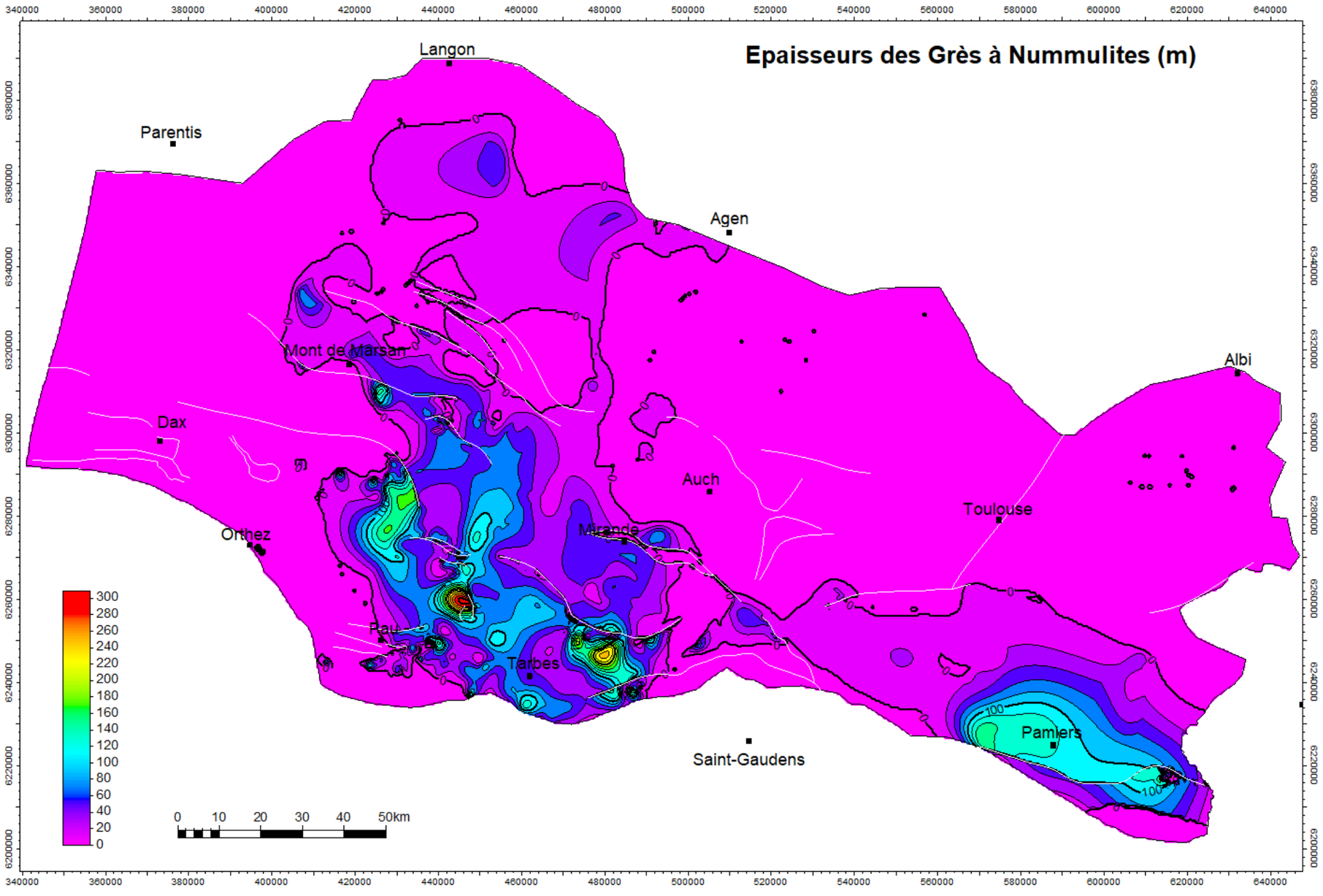


Figure 105 - Carte d'isopaques des Grès à Nummulites (les failles sont représentées en blanc)

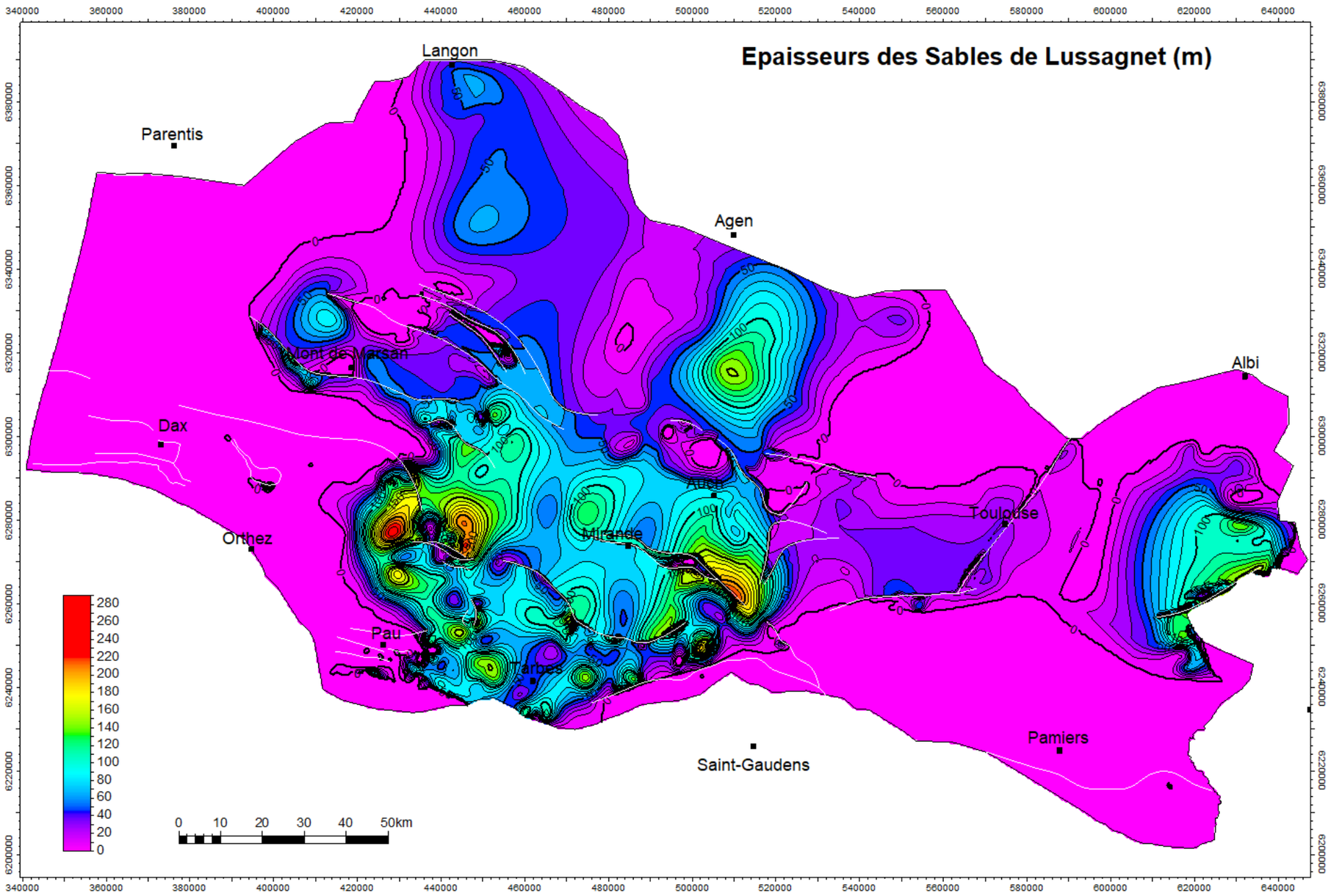


Figure 106 - Carte d'isopaques des Sables de Lussagnet (les failles sont représentées en blanc)

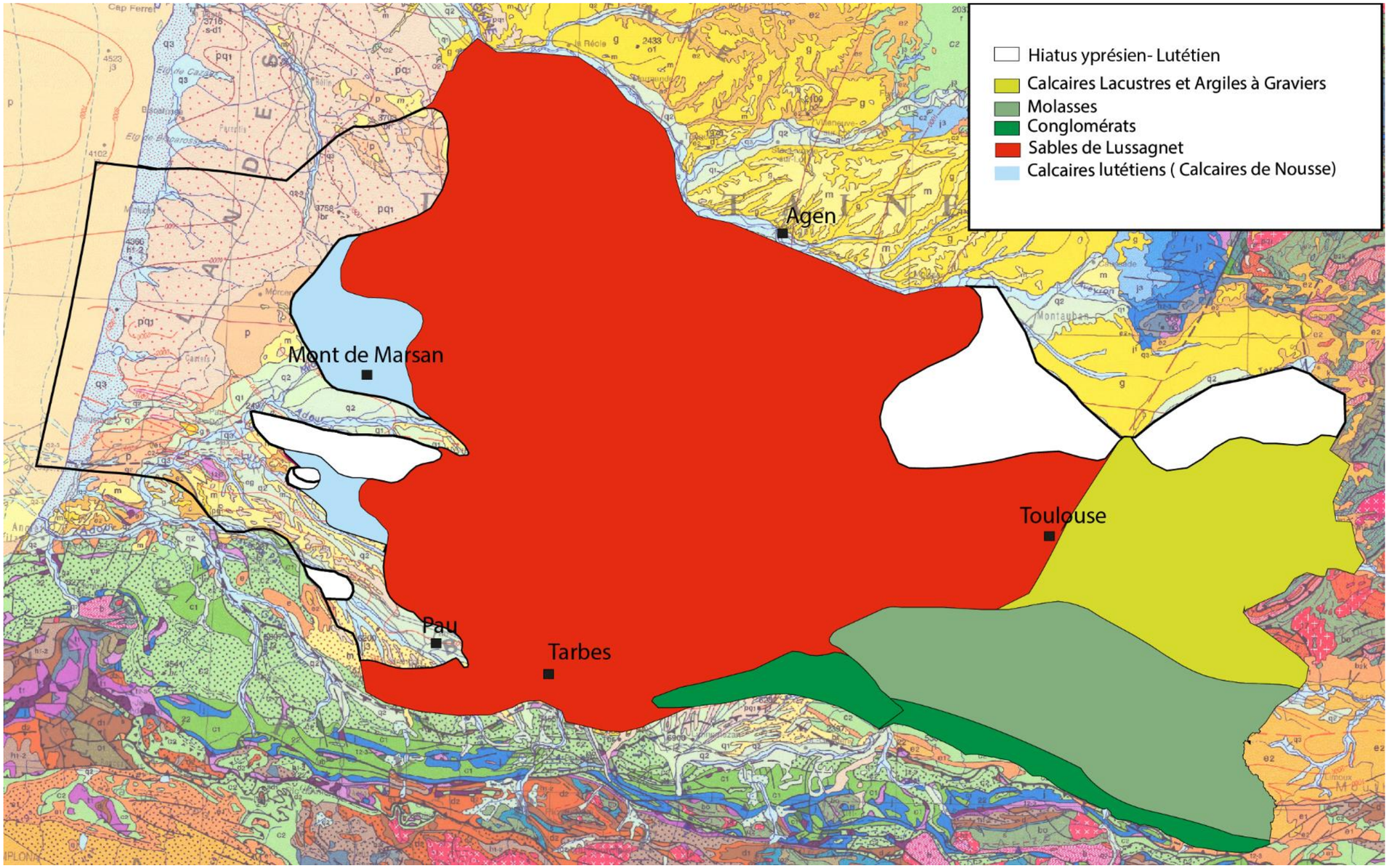


Figure 107 - Extension principale des différents faciès du Lutétien (incluant les faciès continentaux (conglomérats, molasses, calcaires lacustres et argiles à graviers, Sables de Lussagnet sensu stricto) et les calcaires récifaux qui marquent les derniers dépôts marins peu profonds (Calcaires de Nousse)

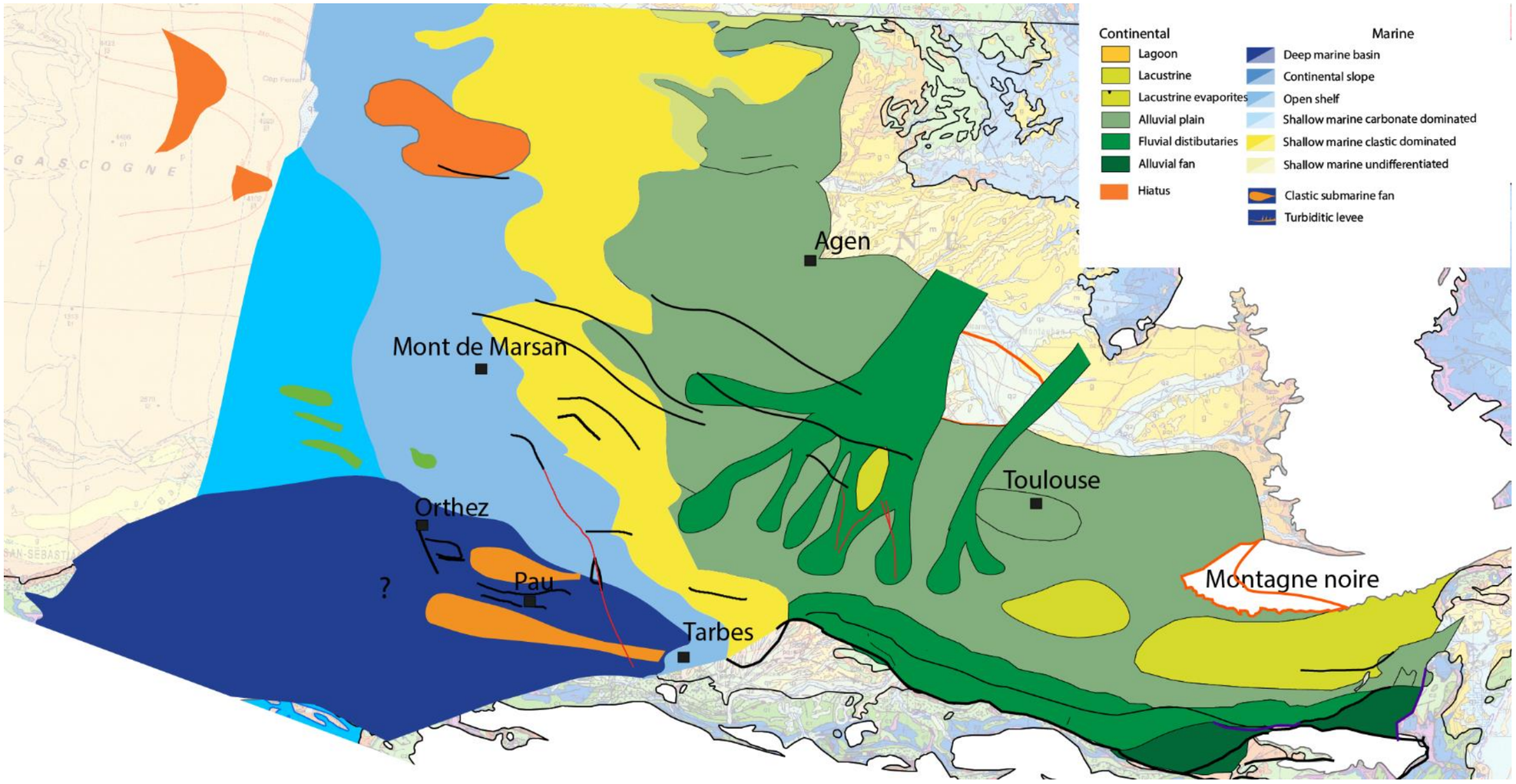


Figure 108 - Carte paléogéographique durant l'Yprésien supérieur (zone SBZ10), extraite du projet "Source to sink" (BRGM-Total) (les failles sont représentées en noir)

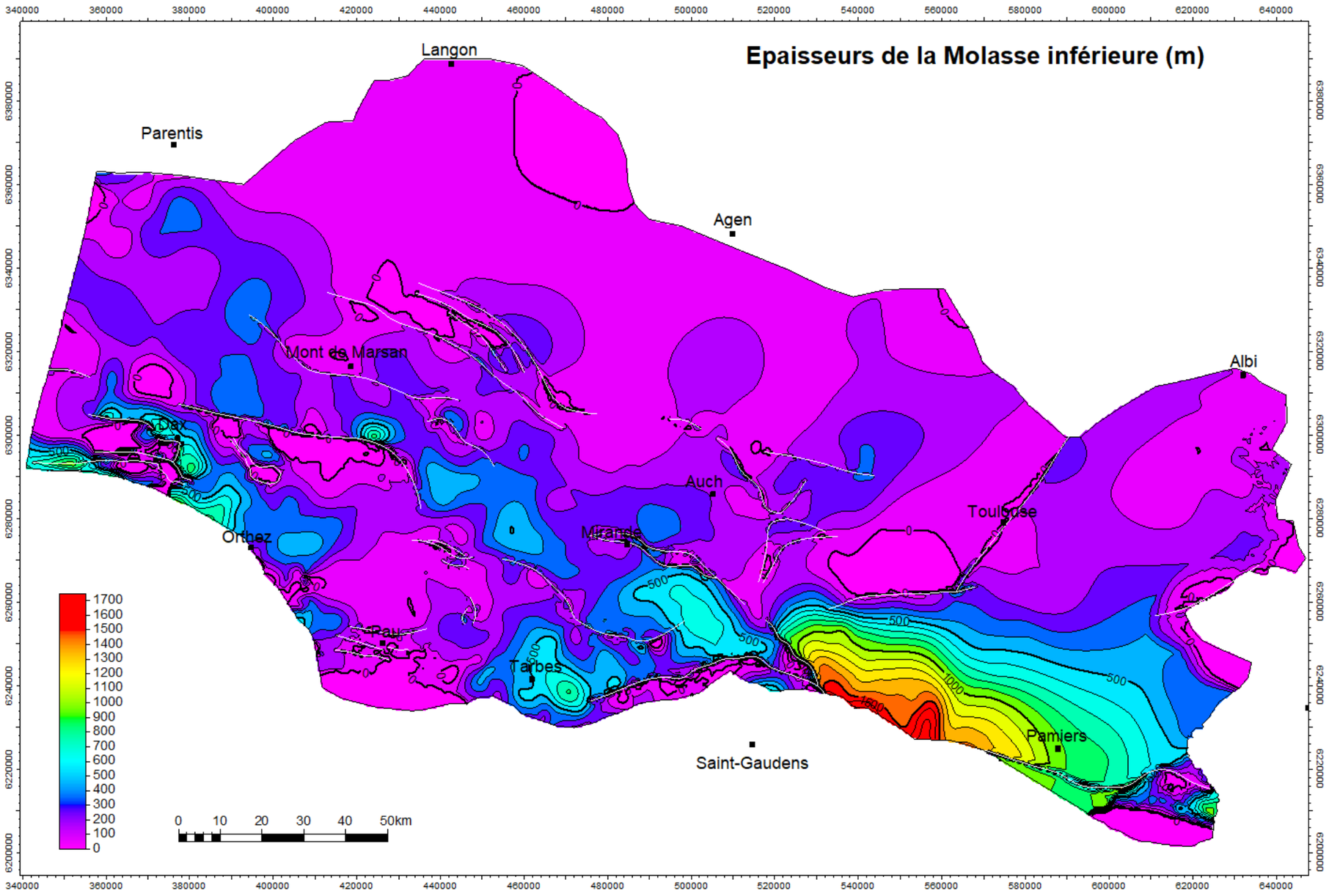


Figure 109 - Carte isopaque de l'intervalle Bartonien (incluant les molasses de l'Yprésien Lutétien, à l'est) dénommé Molasse inférieure (les failles sont représentées en blanc)

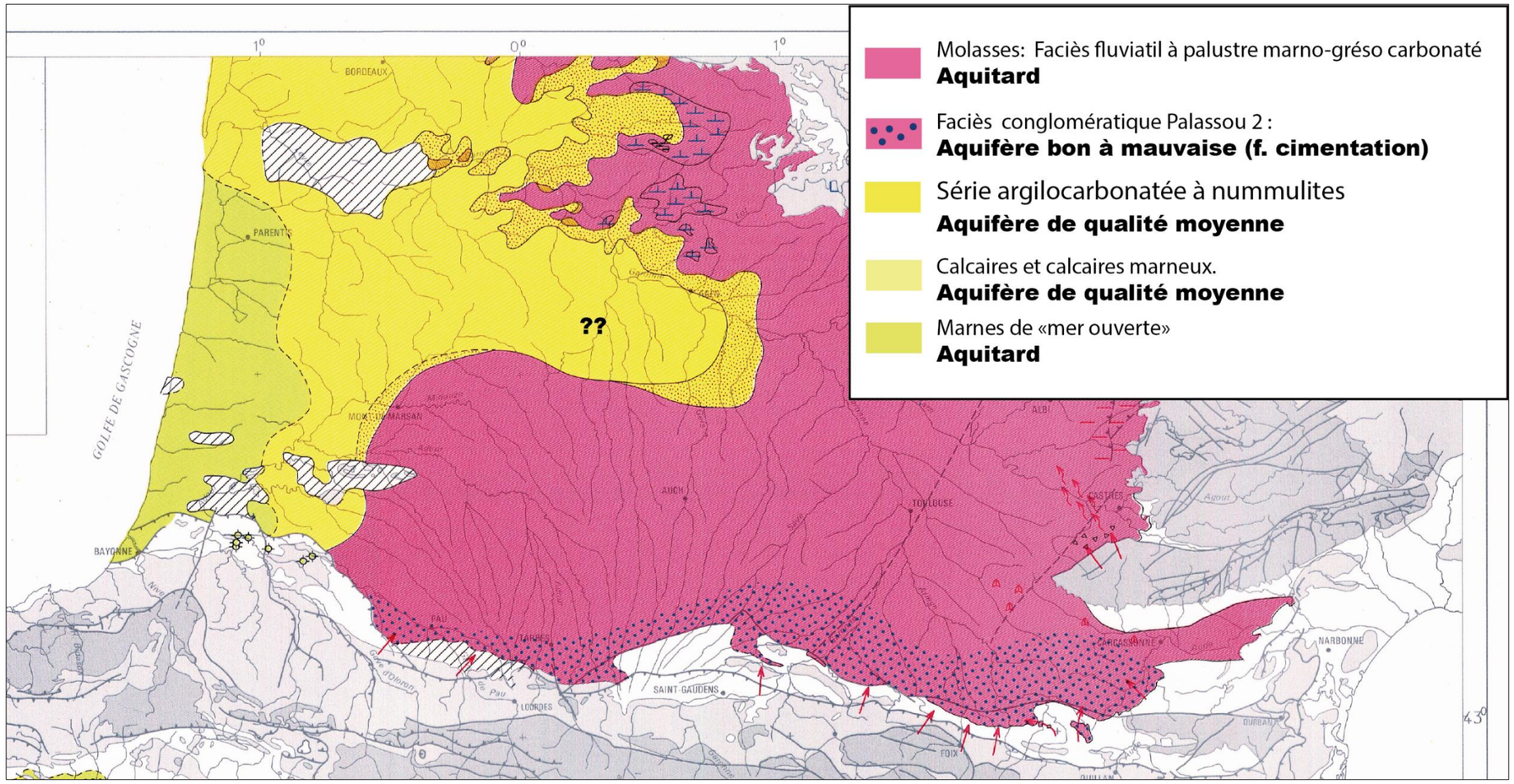


Figure 110 - Carte paléogéographique du Bartonien utilisée pour définir les principaux faciès et entités hydrogéologiques

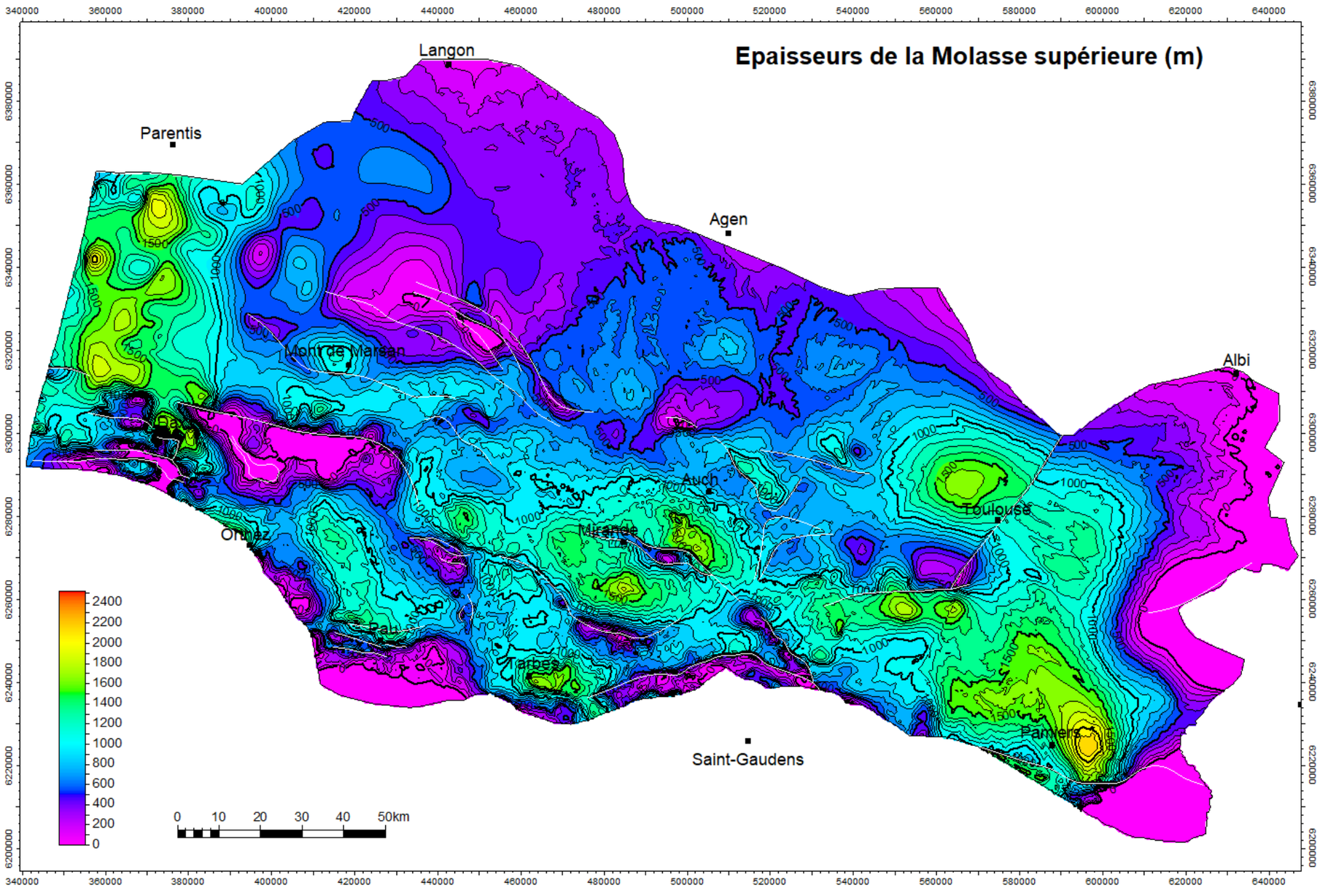


Figure 111 - Carte isopaque de l'intervalle Priabonien-Miocène (Molasse supérieure) (les failles sont représentées en blanc)

6.6.5. Exemples de géométries au niveau de certaines structures

La base Tertiaire est la seule surface du modèle à avoir été calée sur l'ensemble des points d'affleurements disponibles.

Pour les autres surfaces, à l'exception des structures d'Audignon, du diapir de Dax et de Grand-Rieu pour les bases du Crétacé supérieur et du Campanien, où des points de calage sont pris en compte, elles ne sont qu'indicatives. Les ajustements pour les respecter au mieux sont réalisés manuellement. Dans un certain nombre de cas, malgré les tentatives, il a été impossible de concilier les données de subsurface avec celles de surface.

Cela est dû :

- à la résolution du modèle, trop large pour permettre de reproduire au mieux les structures locales et les affleurements des cartes au 1/50 000,
- à la simplification du modèle structural, retenu à l'échelle du bassin : en effet, il serait nécessaire de considérer des accidents locaux supplémentaires pour restituer des géométries locales plus exactes.

Quelques exemples de comparaison entre connaissance locale et modèle sont présentés ci-dessous.

a) Structure d'Audignon

Les Figure 112 et Figure 113 montrent les résultats du modèle sur la structure d'Audignon, en carte et en coupe, et leur comparaison avec les données des cartes géologiques à 1/50 000 de la zone (Capdeville, 1997 ; Capdeville et Dubreuilh, 1990 ; Le Pochat et al., 1977).

Des contraintes d'affleurements ont été utilisées pour les surfaces de base du Crétacé supérieur et du Campanien, notamment pour que le Crétacé inférieur puisse affleurer au cœur de la structure. Des données de forages ont dû néanmoins être désactivées car la cohérence entre les données de surface et de subsurface n'a pu être assurée. La simplification du schéma structural et la maille de calcul, trop large pour pouvoir respecter toutes les données disponibles, expliquent ces choix pour caler au mieux la cohérence d'ensemble de la structure.

Au final, les comparaisons montrent une représentation globale cohérente des géométries issues de la carte géologique, même avec la simplification structurale considérée ci-dessus.

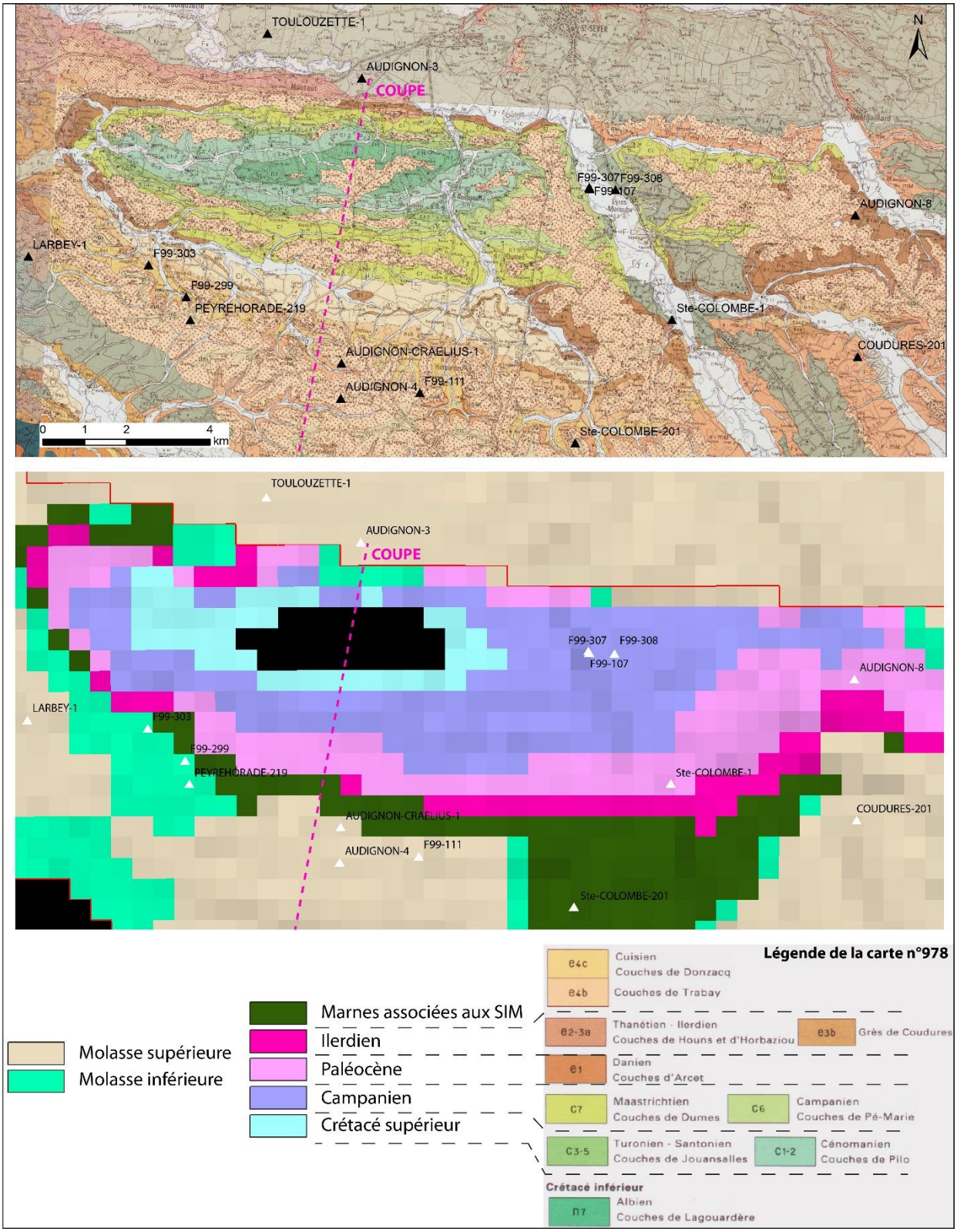


Figure 112 - Comparaison des affleurements reproduits dans le modèle avec la carte géologique au 1/50 000 (Capdeville, 1997 ; Capdeville et Dubreuilh, 1990 ; Le Pochat et al., 1977)

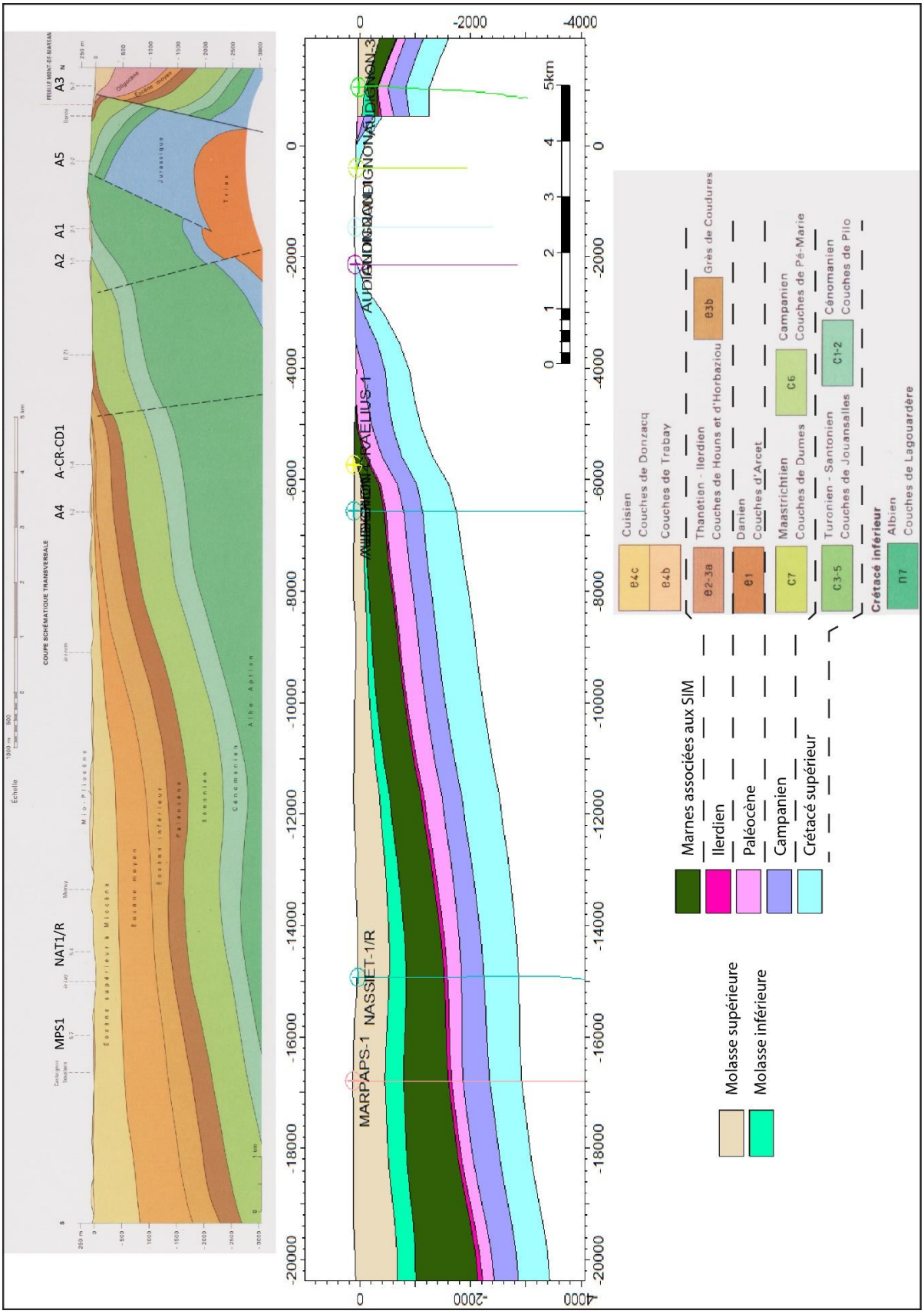


Figure 113 - Comparaison d'une coupe au travers de la structure d'Audignon (à gauche : Capdeville, 1997)

b) Structure de Barbotan

La structure de Barbotan est d'extension très réduite géographiquement et décrite, dans la notice de la carte géologique de Cazaubon, par une succession d'accidents (Platel, 1990). Or, une seule faille est considérée dans le modèle Petrel© et la structure n'est décrite dans le modèle que par 4 mailles de calcul maximum. Le résultat obtenu est assez éloigné de la coupe de référence disponible (Figure 114). Le compartiment nord montre notamment un approfondissement très important et brutal, ce qui pourrait laisser croire à une déconnexion totale des aquifères. MARTHE considérant une connexion hydraulique par défaut, cela permet de pallier cette incohérence géométrique (Manceau et al., 2021).

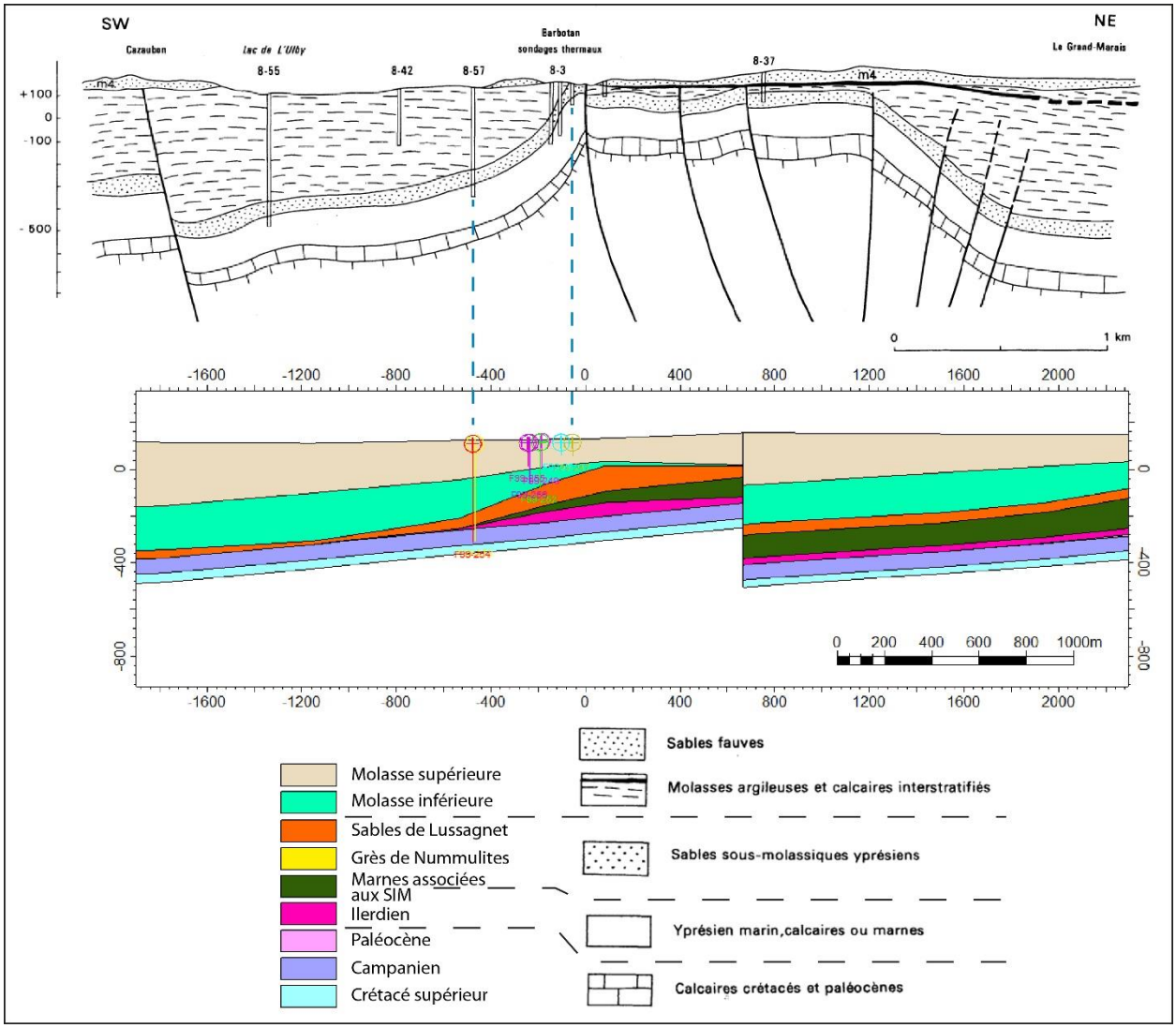


Figure 114 - Comparaison d'une coupe au travers de la structure de Barbotan (en haut : Platel, 1990)

6.7. IMPLICATIONS POUR LE MODELE HYDROGEOLOGIQUE

6.7.1. Géométries principales et connexion des aquifères

Les géométries des différents aquifères ont été recomposées par l'approche couplée de la modélisation géométrique et l'utilisation des cartes paléogéographiques restituant la distribution des principaux ensembles sédimentaires à l'intérieur des enveloppes modélisées. Aux différents environnements de dépôt ont été attribuées, de façon qualitative, des propriétés aquifères différentes.

Ces propriétés sont définies de façon relativement englobantes et ne s'appuient que peu sur des mesures quantitatives. La variabilité à l'intérieur des mêmes ensembles sédimentaires n'a pas été recomposée. Plusieurs ensembles présentent en effet des variations verticales qui sont susceptibles d'être importantes. En particulier, les dépôts de plateforme carbonatée du Crétacé supérieur, du Danien et du Thanétien ont subi des émersions importantes (à la fin du Crétacé supérieur, à la fin du Danien, au début de l'Ilerdien) ; émersions qui ont pu entraîner une dissolution voire une karstification qui n'a pas été considérée ici. De même, des lithologies dolomitiques sont présentes dans les dépôts daniens, et peuvent entraîner des propriétés aquifères différentes.

Du point de vue des réservoirs silicoclastiques (Grès à Nummulites, Sables de Lussagnet), des variations locales peuvent exister, en particulier dans les faciès deltaïques représentés par les Grès à Nummulites. Elles existent également dans les Sables de Lussagnet, entre une partie inférieure mieux triée (plus sableuse et probablement meilleur aquifère) et une partie supérieure plus argileuse et comportant des propriétés aquifères moins bonnes. La progradation générale du système distributaire des Sables de Lussagnet et la relative homogénéité des faciès latéralement suggèrent que peu de déconnexions des ensembles-réservoirs sont attendues. Néanmoins, le rejeu de certaines rides au moment du dépôt peut avoir pour conséquence une déconnexion partielle des ensembles réservoirs (cf. Figure 47, Figure 69 et textes associés). Un point important est le rôle aquitard joué par les marnes intercalées entre la plateforme ilerdienne et les Sables infra-molassiques. Ces marnes modélisées sous le terme « Marnes associées aux SIM » l'ont été par soustraction des ensembles aquifères. Il en résulte quelques imprécisions, d'autant plus sur les différentes rides actives au moment de leur dépôt qui ont réduit leur épaisseur, parfois très localement, créant des zones de contacts possibles entre les deux aquifères majeurs. Une restitution plus exacte de ces marnes et de leur rôle aquitard est une piste d'amélioration du modèle.

6.7.2. Possibilité de recharges

Les épais dépôts molassiques, globalement aquitards, qui recouvrent les aquifères infra-molassiques restreignent les possibilités de recharge de ces aquifères. Aucune zone de recharge directe et évidente n'est clairement identifiée d'après les géométries recomposées, cependant les remarques suivantes peuvent être formulées :

- Au front des Pyrénées, le soulèvement tardif de la zone située au sud de Pau a porté à l'affleurement des unités stratigraphiques qui peuvent avoir une connexion avec les aquifères infra-molassiques. Dans cette zone, les dépôts paléocènes et ilerdiens sont tous associés à des environnements sédimentaires profonds, constitués de faciès de flysch et hémipélagiques. A l'inverse, les Sables infra-molassiques ont progradé jusque dans la région ; ils ont été soulevés dans cette zone, mais sont vraisemblablement en continuité avec l'aquifère des Sables infra-molassiques du centre du bassin, du fait que peu d'accidents majeurs les affectent à l'est de Pau. Leur zone d'affleurement est très restreinte, cependant

la pile stratigraphique qui les recouvre est essentiellement formée des Poudingues de Jurançon et des dépôts superficiels qui sont vraisemblablement assez perméables. Cette zone constitue donc une zone potentielle de recharge.

- Les séries aquifères affleurent également dans l'est du bassin. L'ensemble des dépôts situés dans le bassin de Castres et Albi est vraisemblablement déconnecté des aquifères du centre du bassin et ne peuvent être que des zones de recharge d'aquifères locaux.
- Le long des Petites Pyrénées, plusieurs zones d'affleurement des différents aquifères existent, cependant étant donnée la déformation principalement postérieure à ces dépôts (soulèvement et transport de la zone sub-pyrénéenne à l'Eocène supérieur), la connexion directe entre aquifères est probablement assez faible. Une connexion plus complexe, de part et d'autre de chevauchements serait une piste envisageable, mais requiert des travaux et méthodologies complémentaires.
- Au sud-est de la zone (Mirepoix, Lavelanet), plusieurs ensembles potentiellement aquifères affleurent et sont relativement peu déformés (ou du moins de façon localisée sur un chevauchement). Les dépôts à l'affleurement, à faciès deltaïques et continentaux, du Campanien et du Maastrichtien (à l'exception des faciès garumniens *sensu stricto*), ainsi que ceux du Paléocène, peuvent être une zone de recharge possible. La question de la recharge par les Poudingues de Palassou a été discutée précédemment, les études hydrogéologiques tendent à minimiser cette possibilité.

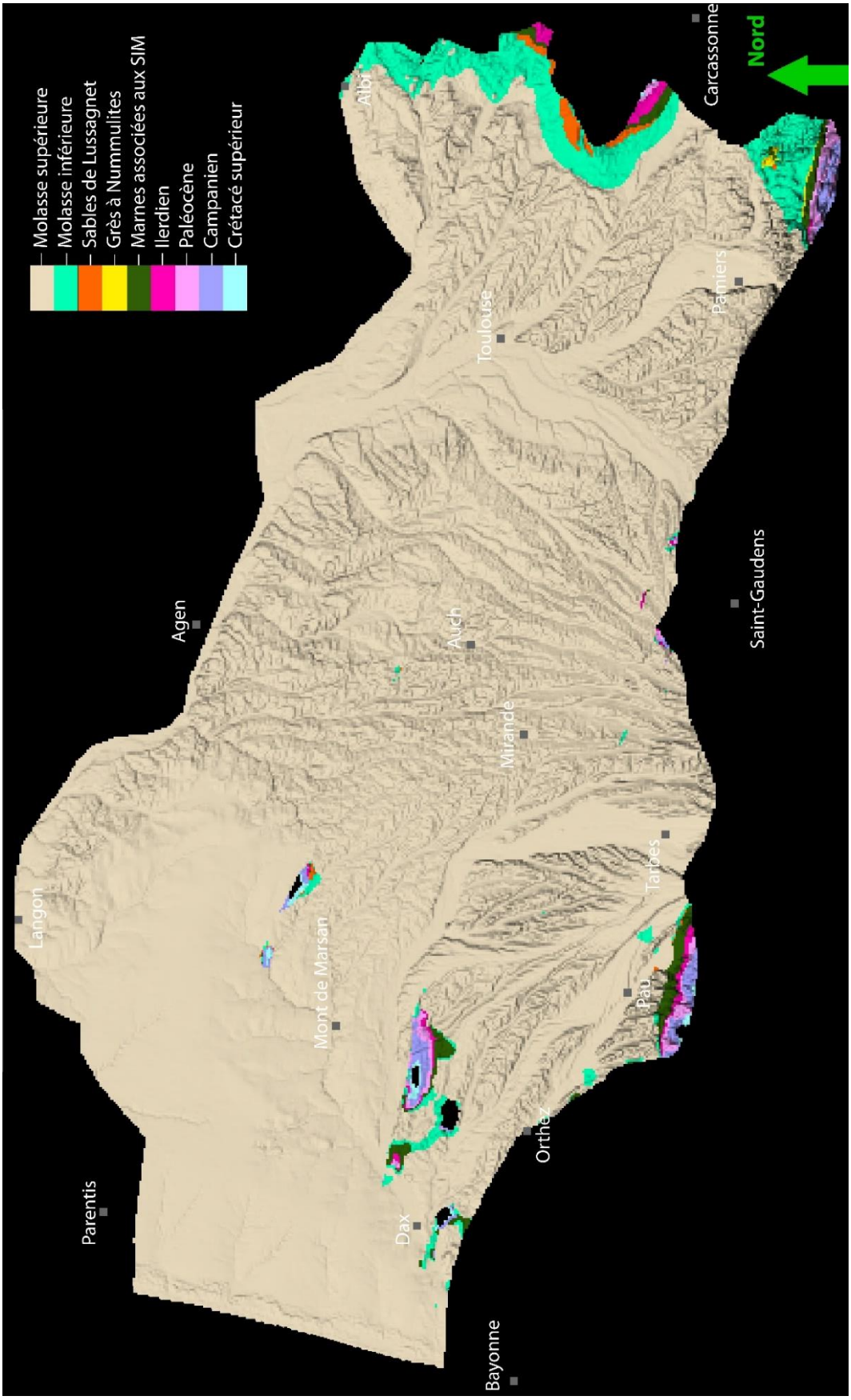


Figure 115 - Vue en carte du modèle montrant les (rares) affleurements des entités infra-molassiques

7. Conclusion

L'étude présentée a consisté en une synthèse géologique et la modélisation géologique 3D du remplissage Crétacé supérieur et Tertiaire du bassin d'Aquitaine, en vue de la réalisation d'un modèle hydrogéologique. Les objectifs de cette synthèse étaient donc de fournir les géométries des différents ensembles hydrogéologiques (aquifères et aquitards) du Crétacé supérieur et du Tertiaire. Pour cela, le projet s'est appuyé sur la réinterprétation de plus de 500 forages et de près de 10 000 km de sismique, ainsi que sur les données bibliographiques antérieures.

Afin de restituer la géométrie des différents ensembles à l'échelle de l'ensemble du bassin sédimentaire, il a été choisi d'identifier les principales discontinuités du remplissage par une approche basée sur les principes de la stratigraphie séquentielle. Six grandes discontinuités, marquant des phases de réorganisations du bassin en termes de répartition des dépôts-centres, de paléogéographie, de déformation et/ou de lithologie, ont été identifiées et corrélées dans l'ensemble du bassin. Construite sur une base temporelle et l'identification de discontinuités majeures dans un premier temps, cette stratigraphie a été ensuite adaptée (1) aux données disponibles et (2) pour rendre compte des changements faciologiques principaux. Il en résulte que le choix final des surfaces comporte des discontinuités stratigraphiques et des changements de faciès qui eux peuvent être diachrones.

Les surfaces et leurs caractéristiques sont de haut en bas :

- la base de la Molasse supérieure, correspondant à une progradation majeure de la molasse priabonienne (Formation de Campagne) et correspondant à la base du Priabonien ;
- la base de la Molasse inférieure et de la formation de Fontaine de la Médaille (qui correspond à la base, diachrone, des dépôts molassiques dans la partie est et centrale, et qui est raccordée à l'ouest au Lutétien supérieur) ;
- la base des Sables de Lussagnet, correspondant à une limite de faciès diachrone ;
- la base des Grès à Nummulites, correspondant à une limite de faciès diachrone ;
- le toit de l'Ilerdien, correspondant au sommet des flyschs ilerdiens dans le bassin sud et au sommet de la plateforme carbonatée ilerdienne au nord ; cette surface correspond à la base de l'ensemble des Sables infra-molassiques et des marnes associées ;
- la base de l'Ilerdien, correspondant à la base des flyschs ilerdiens paléocènes dans le bassin au sud et à la base de la plateforme ilerdienne au nord ;
- la base du Tertiaire ;
- la base du « Campanien » ; cette surface est diachrone dans le bassin et positionnée à la base des faciès flyschs ;
- la base du Crétacé supérieur.

Ces surfaces ont ensuite été identifiées en forage et pointées en sismique pour fournir une base de données géométriques pour le modèle géologique 3D. Des cartes paléogéographiques ont également été réalisées pour compléter les données existantes (cartes de la synthèse Pyrénées - BRGM-AGSO-IGME) dans certains intervalles.

Du point de vue géologique, les apports de cette étude sont majeurs dans la compréhension de l'évolution du bassin d'Aquitaine. En premier lieu, cette étude fournit une stratigraphie harmonisée et des géométries sédimentaires à l'échelle de l'ensemble du bassin, incluant les dépôts marins et continentaux, ceci en particulier à travers la réalisation de multiples cartes isopaques qui sont

réalisées pour la première fois. Ces résultats sont complétés par des cartes paléogéographiques à des instants-clefs de l'évolution du bassin, qui complètent les données précédentes. Ils améliorent largement la connaissance 3D de l'évolution du bassin d'Aquitaine, en particulier dans sa relation avec l'évolution des Pyrénées en termes d'évolution tectono-sédimentaire et d'enregistrement et de compréhension des périodes d'apports terrigènes importants depuis la chaîne pyrénéenne et /ou le Massif Central.

En particulier, les résultats montrent :

- Un démarrage des déformations compressives, assez tôt dans le Crétacé supérieur (Coniacien), et la mise en place d'un bassin flexural dans la partie orientale ;
- Une période de moindre activité tectonique durant le Paléocène, en particulier avec le développement de la plateforme carbonatée danienne ;
- Une reprise de la compression à l'Ilerdien, qui correspond à une déformation dans une partie du bassin, la mise en place d'un bassin flexural à grande échelle au front des Pyrénées et celle d'une sédimentation gravitaire dans la partie profonde du bassin, partiellement alimentée par les premiers reliefs pyrénéens ;
- A partir de l'Yprésien, la paléogéographie change radicalement avec la fin des dépôts de plateforme carbonatée et la sédimentation des Sables infra-molassiques, constitués de dépôts deltaïques progradants, qui comblent la majeure partie du bassin. Les Sables de Lussagnet qui forment un des aquifères principaux des Sables infra-molassiques sont alimentés principalement par l'érosion du Massif Central, tandis que les dépôts molassiques et les conglomérats de Palassou se mettent en place au front des Pyrénées, dans la partie est, qui se soulève plus précocement. Cette alimentation terrigène entraîne le comblement de la partie orientale et centrale du bassin d'Aquitaine et accompagne le soulèvement diachrone d'est en ouest des Pyrénées. Elle semble se terminer durant le Lutétien où des dépôts de plateforme carbonatée reprennent.
- Une phase de déformation importante a lieu à partir du Lutétien supérieur : elle correspond à la réactivation de la majeure partie des structures du bassin d'Aquitaine ; cette phase perdure jusqu'à l'Oligocène. Elle correspond à une phase collisionnelle dans les Pyrénées qui se soulèvent largement à cette époque, ce qui se traduit par une érosion concommittante et la généralisation progressive des dépôts molassiques.

L'ensemble de ces résultats permet de mieux définir les principaux aquifères du Crétacé supérieur et du Tertiaire du bassin d'Aquitaine. La géométrie, les faciès et l'extension des trois principaux aquifères : la plateforme carbonatée du Crétacé supérieur, la plateforme paléocène et ilerdienne et les Sables infra-molassiques, ont été recomposés. Les deux intervalles carbonatés ont été séparés chacun en deux intervalles, qui permettent de mieux recomposer leur évolution 3D.

Une attention particulière a été portée aux Sables infra-molassiques constitués par les Sables de Lussagnet et les Grès à Nummulites, afin de mieux contraindre leur variabilité spatiale en termes d'épaisseurs et de faciès et la connectivité des réservoirs qui les constituent. Il en résulte que ces deux entités sont dans la majorité des cas connectées. Font exception cependant des rides, dont le jeu tectonique, contemporain du dépôt, peut créer des déconnexions partielles des aquifères. Les cartes d'extension et de faciès de ces différentes entités ont également été précisées.

Une grande partie des données géologiques réinterprétées au sein du projet (sismique, forages, certaines cartes paléogéographiques) a été associée au sein d'un modèle géologique 3D, construit avec le logiciel Petrel©. Ce logiciel est particulièrement adapté à la modélisation de

gisements pétroliers et permet de traiter un grand nombre de données et de définir une procédure de modélisation adaptée au contexte de données et à l'objectif recherché :

- modélisation simplifiée des failles, toutes considérées verticales pour l'adéquation avec l'outil de modélisation hydrogéologique,
- calcul de la base du Tertiaire, surface de référence du modèle, la mieux renseignée et la plus étendue dans l'emprise du modèle :
    - transformation de la sismique en temps, en profondeur, grâce à une carte de vitesse moyenne réalisée à partir de lois de vitesse compilées au cours du projet,
    - combinaison des données sismiques en profondeurs avec les données de forages, les failles modélisées et les affleurements,
- calcul des isochrones : cartes d'épaisseurs en temps des unités principales (hors SIM),
- calcul des épaisseurs des unités en mètres, en interpolant les épaisseurs disponibles en forages, en considérant les isochrones comme paramètre de tendance et en respectant les limites d'existence de chaque unité,
- calcul des surfaces, hors Sables infra-molassiques, en additionnant ou soustrayant les isopaques précédemment calculées à une surface déjà disponible et en calant, pour certaines surfaces, à des points d'affleurement,
- calcul des surfaces relatives aux Sables infra-molassiques : (1) calcul des isopaques pour les unités des Sables de Lussagnet et Grès à Nummulites, avec prise en compte des limites d'extension et (2) soustraction des isopaques ainsi obtenues à la base de la Molasse inférieure puis à la base des Sables de Lussagnet, et calage aux données de forages.

Le modèle géologique 3D obtenu constitue la première réalisation d'un tel travail pour la partie sud de l'Aquitaine, caractérisée par une complexité géologique importante. Il fournit ainsi une visualisation régionale inédite des dépôts post-Crétacé inférieur, avec en particulier la géométrie des Sables infra-molassiques (SIM) et des structures tectoniques sud-aquitaines. Associé aux cartes paléogéographiques compilées ou mises à jour lors du projet, le modèle permet de fournir les géométries des niveaux aquifères principaux pour la modélisation hydrogéologique.

Des améliorations seraient encore à envisager afin d'affiner les géométries et les relations entre unités géologiques :

- L'unité des Marnes prodeltaïques, associées aux Grès à Nummulites, n'est pas modélisée en propre mais est la résultante du calcul des deux surfaces encadrantes (base des Grès à Nummulites et toit de l'Ilerdien). Or, les épaisseurs de ces marnes présentent parfois des variations peu satisfaisantes ou insuffisamment précises pour évaluer leur rôle aquitard. Vérifier les données géologiques, voire modifier la méthodologie de modélisation s'avèrerait donc nécessaire pour réaliser une meilleure représentation de ces marnes ;
- Des vérifications de cohérence générale au niveau et entre les données restent encore à approfondir, avec en particulier : affiner quelques pointés sismiques, travailler plus précisément sur les données de forages, en particulier vis-à-vis de leur densité ou de leur position par rapport aux tracés des failles, ou lever les incohérences entre données de subsurface et de surface (par exemple sur la structure d'Audignon) ;
- Modéliser les failles de manière plus réaliste, en particulier les failles de chevauchement, ce qui constituerait ensuite un défi pour l'implémentation de telles géométries dans une modélisation hydrogéologique.

La géométrie 3D modélisée permet également d'aborder le problème de la recharge de ces aquifères. Les possibilités de recharge directe sont rares. Les travaux menés ont écarté les possibilités de recharge au nord de la Montagne Noire, les aquifères de cette zone étant vraisemblablement déconnectés du reste du bassin d'Aquitaine, tandis que, dans d'autres secteurs, celles-ci sont possibles : région de Pau, au niveau des Sables infra-molassiques, ainsi que dans la région de Mirepoix-Lavelanet, pour les aquifères crétacé supérieur et paléocène. Dans les Petites Pyrénées, une recharge « complexe », à travers les chevauchements, pourrait exister.

8. Bibliographie

André L., Cabaret O., Douez O., Saplairoles M., Wuilleumier A. (2019) - Projet GAIA. Année 4. Avancement des volets hydrogéologique et hydrogéochimique. Rapport d'étape. BRGM/RP-69126-FR, 121 p., 12 ann.

Andrieu, S., Saspiturry, N., Lartigau, M., Issautier, B., Angrand, P., & Lasseur, E. (2021). Large-scale vertical movements in Cenomanian to Santonian carbonate platform in Iberia: indicators of a Coniacian pre-orogenic compressive stress. *BSGF-Earth Sciences Bulletin*, *192*(1), 19.

Angrand, P., Ford, M., & Watts, A. B. (2018). Lateral variations in foreland flexure of a rifted continental margin: The Aquitaine Basin (SW France). *Tectonics*, *37*(2), 430-449.

Appert, G., D. Bugnincourt, A. Carbonnier, E. Dumon, P. Gorce, B. De Jekhowsli, P. Michel, G. Nougarède, R. Ricateau, L. Saint-Martin, P. Thibaut and B. Thyssen, 1971. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille de Saint Gaudens (1055).

Asnat, 2014 Les amis des Sciences de la Nature - https://asnat.fr/

Astre G., 1931 Les crocodiliens fossiles des terrains tertiaires sous-pyrénéens. Bulletin de la Société d'Histoire naturelle de Toulouse, t. LXI, p. 25-71, pl. I à III.

Barbarand, J., Lucazeau, F., Pagel, M., & Séranne, M. (2001). Burial and exhumation history of the south-eastern Massif Central (France) constrained by apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, *335*(3-4), 275-290.Berástegui, X., García-Senz, J. M., & Losantos, M. (1990). Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous. *Bulletin de la Société géologique de France*, *6*(2), 251-264.

Beseme, P., 1962. Contribution à l'étude géologique du Danien et du Paléocène en Aquitaine occidentale. These 3eme cycle, Université de Paris Jussieu, 114.

Bessière, G., M. Bilotte, B. Crochet, B. Peybernès, Y. Tambareau and J. Villatte, 1989.Notice explicative, carte géologique (1/50 000), feuille de Quillan (1077).

Bilotte, M., 1985. Le Crétacé supérieur des plates-formes Est Européennes. Thèse de doctorat. Toulouse. ,2,1-148.

Bilotte, M., & Philip, J., 1985. Les faunes de Rudistes du crétacé supérieur charentais du chantier de l'autoroute "l'Aquitaine". Cretaceous research, 6(1-2), 79-84.

Boillot, G., 1984. Le golfe de Gascogne et les Pyrénées. In « Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France » (G. Boillot, coordin.), Masson éd., Paris, 5-81.

Bouroullec, J., 1972. Esquisse paléogéographique de l'Albien supérieur à l'Yprésien en Aquitaine.

BRGM, Esso and SNPA.,1974. Géologie du Bassin d'Aquitaine. Editions B.R.G.M

Capdeville, 1989 – Synthèse paléogéographie et structurale des dépôts fluvio-lacustres tertiaires du Nord du bassin aquitain entre Lot et Dordorgne – Thèse Doctorat d'Etat ès-Sciences, Bordeaux III, 295 p – Document du BRGM n°175.

Capdeville, J., 1997. Carte géologique de la France (1/50000). Feuille Hagetmau (978). Notice explicative avec la collaboration de GINESTE MC, TURQ A., VERJAN B. BRGM, Orléans.

Carayon B., 2010. Evolution tectono-sédimentaire du bassin Corbières minervois à l'Eocène inférieur. Rapport de stage M2. EGID Bordeaux 3. 108p.

Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier.

Christophoul, F., Soula, J. C., Brusset, S., Elibana, B., Roddaz, M., Bessiere, G., & Déramond, J., 2003 Time, place and mode of propagation of foreland basin systems as recorded by the sedimentary fill: examples of the Late Cretaceous and Eocene retro-foreland basins of the north-eastern Pyrenees. Geological Society, London, Special Publications, 208(1), 229-252.

Combaz A. et Mouline M.-P., 1967 Premier inventaire du microbios d'une série continentale anté-lutétienne du Castrais. *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux*. Volume spécial A.F.A.S., p. 111-114, 2 pl.

Crochet, B., J. Villatte, Y. Tambareau, M. Bilotte, J. P. Bousquet, A. Kuhfuss, J. P. Bouillin, J. P. Gélard, G. Bessière and J. P. à Paris, 1989.Carte Géologique de la Feance (1/50 000), feuille de Quillan (1077).

Crochet, B, 1991. Molasses syntectoniques du versant nord des Pyrénées: la série de Palassou (Doctoral dissertation, Toulouse 3).

Debroas, E.J., Y. Lagier and P. Souqet., 1983. Turbidites calcaires exceptionnelles dans le flysch turono-coniacien du versant nord des Pyrénées occidentales. Bulletin de la Société Géologique de France, 7(6), 911-919.

Demange M., Alabouvette B., Mouline M.-P., Astruc J.-G., 1997 - Carte géol. France (1/50 000), feuille Revel (1011). Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières.

Demange M., 2014 Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Mazamet (1012). Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières. 148 p. Carte géologique par Demange M. (2012).

Desegaulx, P., M. F. Brunet, 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times. Bulletin de la Société géologique de France, 8, 295-306. ,6,2,295-306.

Dielforder, A., Frasca, G., Brune, S., & Ford, M., 2019. Formation of the Iberian-European convergent plate boundary fault and its effect on intraplate deformation in Central Europe. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20(5), 2395-2417.

Douvillé, H., 1919. L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées. Imprimerie nationale.

Dubarry, R., 1988. Interprétation dynamique du Paléocène et de l'Eocène inférieur et moyen de la région de Pau-Tarbes (avant-pays nord des Pyrénées occidentales, sw France): Sédimentologie, corrélations diagraphiques, décompaction et calculs de subsidence (Doctoral dissertation, Pau).

Dubreuilh, J., 1989 Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du nord du bassin d'Aquitaine: passage aux formations palustres, lacustres et marines (Vol. 172). Éditions du BRGM.

Durand Delga M., 1979 L'anticlinal de la Grésigne résultat du coulissement d'un bloc crustal quercynois. Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 289, Série D, p. 9-12.

Ellenberger, F., Freytet, P., Plaziat, J. C., Bessière, G., Viallard, P., Berger, G. M., & Marchal, J. P., 1987. Notice explicative de la feuille Capendu à 1/50000. Orléans: BRGM.

Ellenberger, 1938 Problème de tectonique et de morphologie tertiaires : Grésigne et Montagne noire, *Bulletin de la Société d'Histoire naturelle de Toulouse*, t. 52, p. 327-364.

Embry, A. F., 2009. Practical sequence stratigraphy. Canadian Society of Petroleum Geologists, 81, 79.

Escarguel, G., 1999. Les rongeurs de l'Eocène inférieur et moyen d'Europe Occidentale. Systématique, phylogénie, biochronologie et paléobiogéographie des niveaux-repères MP 7 a MP 14. Palaeovertebrata, 28(2-4), 89-351

Faber, J., 1961. Paléogéographie et sédimentologie du Danien et du Paléocène de la région de Pau. Revue de l'Institut français du Pétrole, Rueil-Malmaison, 16, 907-913.

Flicoteaux, R., 1972. L'analyse stratonomique, méthode d'étude des différents faciès du flysch paléocène de Pau et de leur milieu de dépôts. Applications des problèmes posés entre affleurements et sondages. Colloque Méthodes et Tendances de la Stratigraphie. Orsay, 1970. Mém. BRGM 77, 615-626

François, T., Barbarand, J., & Wyns, R. (2020). Lower Cretaceous inversion of the European Variscan basement: record from the Vendée and Limousin (France). *International Journal of Earth Sciences*, *109*(5), 1837-1852.

Gisbert, J., J. A. Garcia, F. Gascon, J. Mart and J. Broutin. 1983. El Estefaniense, Pérmico y Triasico del Pirineo Oriental. Sedimentologia, diagénesis y recursos de interés economico. Servei Geologic de la Generalitat de Catalunya: 114 pp.

Gubler, Y., & Pomeyrol, R., 1946. Nouvelles observations stratigraphiques dans l'Eocène au sud de Pau (Basses-Pyrénées). Bulletin de la Société Géologique de France, 5(7-9), 423-444.

Guillot, P. L., Astruc, J. G., Feix, I., Humbert, L., Lefavrais-Henri, M., Lefavrais-Raymond, A., ... & Roubichou, P., 1989. Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille La Capelle Marival (834). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 67.

Grolier et Letourneur, 1960 23ème Congr. Geol. Intern., Mexico I, 1968, p. 107-116

Grool, A. R., Ford, M., Vergés, J., Huismans, R. S., Christophoul, F., & Dielforder, A., 2018. Insights into the crustal-scale dynamics of a doubly vergent orogen from a quantitative analysis of its forelands: A case study of the Eastern Pyrenees. Tectonics, 37(2), 450-476.

Guillot P.L., Lefavrais-Raymond A., Astruc J.G., Lefavrais-Henry M., 1989 Carte géol. France (1/50000), feuille de Figeac (858). – Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Lefavrais-Raymond A., Astruc J.G., Guillot P.L. et coll (1990), 92p.

Haq. B. Cretaceous eustasy revisited. Global and Planetary change, 2014, vol. 113, p. 44-58.

Haq, B., Hardenbol, J., Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235(4793), 1156-1167.

Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R., & Cross, T. A., 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 16(2), 357-381.

Ingles, J., Lamouroux, C., Soula, J. C., Guerrero, N., & Debat, P., 1999. Nucleation of ductile shear zones in a granodiorite under greenschist facies conditions, Néouvielle massif, Pyrenees, France. Journal of Structural Geology, 21(5), 555-576.

Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., & Campani, M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain). *Tectonics*, *26*(5).

Labaume, P., Meresse, F., Jolivet, M., Teixell, A., Lahfid, A., 2016. Tectonothermal history of an exhumed thrust-sheet-top basin: An example from the south Pyrenean thrust belt. *Tectonics*, *35*(5), 1280-1313.

Lopez-Mir, B., Muñoz, J. A., & Senz, J. G. (2014). Restoration of basins driven by extension and salt tectonics: Example from the Cotiella Basin in the central Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, *69*, 147-162.

Macchiavelli, C., Vergés, J., Schettino, A., Fernàndez, M., Turco, E., Casciello, E., & Tunini, L., 2017. A new southern North Atlantic isochron map: Insights into the drift of the Iberian plate since the Late Cretaceous. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122(12), 9603-9626.

Manceau JC., Douez O., Lasseur E., Grataloup S., Arnaud L., Cabaret O. (2021). Projet GAIA. Construction et calage du modèle hydrodynamique. Rapport final. BRGM/RP-70475-FR

Marsche I., 1970 Contribution à l'étude des charophytes éocènes en Aquitaine orientale. Thèse Fac. Sciences de. Toulouse, 248 p.

Martin Martin, M., Rey, J., Alcala-Garcia, F. J., Tosquella, J., Deramond, J., Lara-Corona, E., ... & Antoine, P. O., 2001. Tectonic controls on the deposits of a foreland basin: An example from the Eocene Corbières–Minervois basin, France. Basin Research, 13(4), 419-433.

Mauriaud, P. -1987. La tectonique salifère d'Aquitaine. Le bassin d'Aquitaine. Pétrole et techniques, (335), 38-41.

Maufrangeas, A., Leleu, S., Loisy, C., Roperch, P., Jolley, D., Vinciguerra, C., & Nguyen-Thuyet, O., 2020. Stratigraphy in Palaeocene continental sedimentary succession of the Northern Pyrenean Basin (Corbières, southern France) using δ13Corg isotopes. Journal of the Geological Society.

Mengaud L., 1945 Deux sondages dans le département du Tarn. Bulletin de la Société d'Histoire naturelle de Toulouse, tome 80, n° 3, p. 16-20.

Mey, P. H. W., Nagtegaal, P. J. C., Roberti, K. J., & Hartevelt, J. J. A. (1968). Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse geologische mededelingen*, *41*(1), 221-228.

Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., & Sangree, J. B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.

Montagné, G., 1986. Les anomalies du flysch nord-pyrénéen de Pau à Ascain (Pyrénées Atlantiques). 1986. Thèse de doctorat. Pau

Mouline M.-P., 1989 – Sédimentation continentale en zone cratonique. Le Castrais et l'Albigeois au Tertiaire. Thèse Univ. Bordeaux III, 1989, 878 p. et CLVIII p

Mouthereau, F., Filleaudeau, P. Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M. G., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. Tectonics, 33(12), 2283-2314.

Mulder, T., S. Zaragosi, P. Razin, C. Grelaud, V. Lanfumey and F. Bavoil., 2009. A new conceptual model for the deposition process of homogenite: Application to a cretaceous megaturbidite of the western Pyrenees (Basque region, SW France). Sedimentary Geology, 222(3-4), 263-273.

Muratet, B., 1983. Géodynamique du paléogène continental en Quercy-Rouergue: analyse de la sédimentation polycyclique des bassins d'Asprières (Aveyron), Maurs (Cantal) et Varen (Tarn et Garonne) (Doctoral dissertation).

Muratet, B., Crochet, J. Y., Hartenberger, J. L., Sigé, B., Sudre, J., & Vianey-Liaud, M., 1985 Nouveaux gisements à mammifères de l'Eocène supérieur et leur apport à la chronologie des épisodes sédimentaires et tectoniques à la bordure sud-ouest du Massif central. Géologie de la France, 3, 271-286

Olivet, J.L., 1996. La cinématique de la plaque ibérique. Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine, 20(1), 131-195

Ortiz, A., 2019. Géométries et bilan érosion-sédimentation d'un rétro-bassin d'avant-pays durant son évolution finie-orogénique et post-orogénique: le cas du système Pyrénées/bassin d'Aquitaine/golfe de Gascogne de 38 à 0 Ma (Doctoral dissertation, Rennes 1).

Ortiz, A., Guillocheau, F., Lasseur, E., Briais, J., Robin, C., Serrano, O., & Fillon, C., 2020. Sediment routing system and sink preservation during the post-orogenic evolution of a retro-foreland basin: The case example of the North Pyrenean (Aquitaine, Bay of Biscay) Basins. *Marine and Petroleum Geology*, *112*, 104085.

Platel, J. P., 1996 - Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur du nord du bassin d'Aquitaine. Géologie de la France, 4, 33-58.

Plaziat, J. C., 1981 - Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 36(3-4), 263-320.

Plaziat, J. C. et Perrin, C., 1992 Multikilometer-sized reefs built by foraminifera (*Solenomeris*) from the early Eocene of the Pyrenean domain (S. France, N. Spain): Palaeoecologic relations with coral reefs. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 96 (3-4), 195-231.

Peybernes, B., Souquet, P., 1984. Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. Geological Magazine, 1984, vol. 121, no 5, p. 397-405.

Platel, J.P., 1987. Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine: stratigraphie et évolution géodynamique. 1987. Thèse de doctorat. Bordeaux 3

Platel, J.P., 1996. Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur du nord du bassin d'Aquitaine. Géologie de la France, 1996, no 4, p. 33-58

Peybernès, B., & Combes, P. J., 1999. Paléosurfaces d'érosion et paléokarsts dans la série de passage Crétacé/Tertiaire des Corbières occidentales (Aude, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, 329(11), 815-822.

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.

Puigdefàbregas, C., Muñoz, J. A., & Vergés, J. (1992). Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees. In *Thrust tectonics* (pp. 247-254). Springer, Dordrecht.

Prieur, M., 2019. Etude source to sink du Bassin des Corbières à l'Eocène : Analyses faciologiques, tectono-sédimentaires et bilans de transport de la Formation du Palassou (Aude, France). Rapport de fin d'étude - ENSEGID

Razin, P., 1989. Evolution tectono-sédimentaire Alpine des Pyrénées Basques à l'Ouest de la Transformante de Pampelune (Province du labourd). Thèse de doctorat, Université de Bordeaux.

Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics, 359(1-2), 117-129.

Rougier, G., Ford, M., Christophoul, F., & Bader, A. G., 2016. Stratigraphic and tectonic studies in the central Aquitaine Basin, northern Pyrenees: Constraints on the subsidence and deformation history of a retro-foreland basin. Comptes Rendus Geoscience, 348(3-4), 224-235.

Roure, F., P. Choukroune, X. Berastegui, J. A. Munoz, A. Villien, P. Matheron, M. Bareyt, M. Seguret, P. Camara and J. Deramond., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections; geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics, 8(1), 41-50.

Seyve, C., 1984. Le passage Cretacé-Tertiaire à Pont Labau (Pyrénées-Atlantiques, France). Bulletin des centres de recherches exploration-Production Elf-Aquitaine, 8(2), 385-423.

Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A. K., ... & Zakrevskaya, E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. Bulletin de la Société géologique de France, 169(2), 281-299.

Serrano, O., 2001 - Le Crétacé supérieur- Paléogène du bassin compressif Nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour) Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique (Doctoral dissertation).

Serrano O., Delmas J., Hanot F., Vially R., Herbin J.P., Houel P., Tourlière B. (2006) – Le Bassin d'Aquitaine : valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier. Editions BRGM, 245 p., 142 fig., 17 tab., 17 annexes

Seunes, J., 1890. Recherches géologiques sur les terrains secondaires et l'Eocène inferieur de la région sous-pyrénéenne du sud-ouest de la France (Basses-Pyrénées et Landes). In Annales de Mines (Vol. 18, pp. 209-458).

Simó, A. (1986). Carbonate platform depositional sequences, Upper Cretaceous, south-central Pyrenees (Spain). *Tectonophysics*, *129*(1-4), 205-231.

Steurbaut, É., & Sztràkos, K., 2002. Le Paléogène de la coupe de la route Gan-Rébénacq (Aquitaine, France): stratigraphie intégrée, foraminifères et nannofossiles calcaires. Revue de micropaléontologie, 45(3), 195-219.

Sudre, J., De Bonis, L., Brunet, M., Crochet, J. Y., Duranthon, F., Godinot, M. et Remy, J. A., 1992. La biochronologie mammalienne du Paléogène au Nord et au Sud des Pyrénées: état de la question. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 314(6), 631-636.

Sztrakos, K., Gély, J. P., Blondeau, A., & Muller, C., 1998. L'Éocène du Bassin sud-aquitain: lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle. Géologie de la France, (4), 57-105.

Sztrakos, K., & Gély, J. P., 2000. L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène: enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne. Géologie de la France, 2, 31-57.

Sztrákos, K., & Castelltort, S., 2001. La sédimentologie et les foraminifères bartoniens et priaboniens des coupes d'arguis (Prépyrénées aragonaises, Espagne). Incidence sur la corrélation des biozones à la limite Bartonien/Priabonien. Revue de Micropaléontologie, 44(3), 233-247.

Sztrákos, K., 2005. Les foraminifères du Paléocène et de l'Éocène basal du sillon nord-pyrénéen (Aquitaine, France). Revue de micropaléontologie, 48(3), 175-236.

Sztrákos, K., Blondeau, A., & Hottinger, L., 2010. Lithostratigraphie et biostratigraphie des formations marines paléocènes et éocènes nord-aquitaines (bassins de Contis et Parentis, seuil et plate-forme nord-aquitains), Foraminifères éocènes du bassin d'Aquitaine. Géologie de la France, 2, 3-52.

Sztrákos, K., & Steurbaut, E., 2017. Révision lithostratigraphique et biostratigraphique de l'Oligocène d'Aquitaine occidentale (France). Geodiversitas, 39(4), 741-781.

Tambareau, Y., 1972. Thanétien supérieur et Ilerdien inférieur des petites Pyrénées du Plantaurel et des chainons audois. Thèse de doctorat. Toulouse.

Tambareau, Y., Crochet, B., Villatte, J., & Deramond, J., 1995. Evolution tectono-sédimentaire du versant nord des Pyrénées centre-orientales au Paléocène et a l'Eocène inferieur. Bulletin de la Société géologique de France, 166(4), 375-387.

Teixell, A., Labaume, P., & Lagabrielle, Y., 2016. The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario. *Comptes Rendus Geoscience*, *348*(3-4), 257-267.

Ternois, S., Odlum, M., Ford, M., Pik, R., Stockli, D., Tibari, B. & Bernard, V. (2019). Thermochronological evidence of early orogenesis, eastern Pyrenees, France. *Tectonics*, *38*(4), 1308-1336.

Vail, P. R., Mitchum Jr, R. M., & Thompson III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 4. Global cycles of relative changes of sea level.: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.

Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M. J., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., & Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.

Vergés, J., & García-Senz, J. (2001). Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean rift. Peri Tethys Memoir, *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle*, *186*, 187-212.

Vergés, J., Fernàndez, M., & Martìnez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. Journal of the Virtual Explorer, 8, 55-74.

Vinciguerra, C., 2020. Reconstruction des paléo-drainages des bassins précoces péri-orogéniques (Crétacé terminal-Paléocène) à partir des dépôts fluviatiles dans le système pyrénéen oriental (Doctoral dissertation, Université Michel de Montaigne-Bordeaux III).

Waldner, M., Bellahsen, N., Mouthereau, F., Bernet, M., Pik, R., Rosenberg, C. L., & Balvay, M. (2021). Central Pyrenees Mountain Building: Constraints From New LT Thermochronological Data From the Axial Zone. Tectonics, 40(3), e2020TC006614.

Annexe 1

Liste des forages ayant servi au calcul du modèle 3D

Nom du forage	Sigle	Identifiant BRESS	Identifiant BSS	X	Y	Z référence des profondeurs (m)	Profondeur atteinte (m)
ABADIE-1	AB-CD1	12-1710	10298X0010	422418.6	6240035.69	316.4	784.7
ABOS-1	ABS1	12-1933	10292X0009	411888.94	6256531.75	122	1762
AGASSAC-1	AG1	12-1488	10332X0001	529148.08	6253526	218.8	3660
AIRE-SUR-ADOUR-1	AIR1	12-1915	09791X0205	433136.91	6292157.61	164.1	4184.3
AMOU-1	AM1	12-1910	09778X0006	396901.57	6285300.47	48.2	5454.5
ANDOINS-1	ADS1	12-1936	10302X0005	437685.78	6249872.65	278.8	5561.1
ANDOINS-2/G3D	ADS2/G3D	12-2397	10302X0007	439739.63	6249950.1	351.3	5944.2
ANTIN-1	AT1	12-1040	10314X4001	481841.88	6251607.72	279	2598
ANTIN-2	AT2	12-1353	10321X0001	488913.55	6249771.52	324.3	2375
ANTIN-3	AT3	12-1391	10314X4002	481250.25	6253243.23	262	2507
ARBUS-1	ARB1	12-1643	10293X0001	416220.95	6253967.54	144.9	2226.7
ARBUS-2/G	ARB2/G	12-1903	10293X0006	414841.46	6254099.09	264.7	6049.7
ARCIZAC-1	AZ1	12-1520	10532X0002	463041.61	6232822	400	1367.3
ARROUTIS-1	ARS1	12-1944	10522X0005	436558.61	6238188.86	260.9	5244.5
ARTAGNAN-2	AGN2	12-2013	10066X0016	464273.29	6259607.16	217.3	3474
ARTIGUELOUTAN-1	F	12-1167	10306X0004	435638.23	6248798.06	262.9	1373
ARTIGUELOUTAN-101	ARN101	12-2012	10306X0032	436168.99	6248514.91	269.1	3656
ASSAT-1	AST1	12-1851	10305X0006	431996.54	6246276.38	209.8	5300
AUCH-1	AC1	12-1285	09814X0001	512328.12	6288577.62	184.5	2990
AUCH-2	AC2	12-1894	09814X0002	512696.03	6289376.65	195.1	3475
AUDIGNON-10	A10	12-1429	09784X0002	424050.55	6296876.33	80.7	3340.8
AUDIGNON-3	A3	12-1293	09515X0007	407409.94	6300685.78	38.8	3116.2
AUDIGNON-4	A4	12-1418	09781X0002	406909.86	6293022.25	123.9	5003
AUDIGNON-6	A6	12-1421	09784X0001	428721.24	6292682.98	111.1	2975
AUDIGNON-8	A8	12-1430	09783X0001	419227.87	6297403.11	77.7	1283.3
AUDIGNON-CRAELIUS-1	A-CR-CD1	12-1404	09781X0004	406920.27	6293863.29	122.4	253.3
AUDIGNON-CRAELIUS-2	A-CR-CD2	12-1405	09786X0001	412799.26	6287774.55	124	493.3
AUDIGNON-CRAELIUS-5	A-CR-CD5	12-1408	09784X0003	424236.35	6298369.15	131.7	301
AUDIGNON-CRAELIUS-6	A-CR-CD6	12-1409	09784X0004	427402.21	6295582.05	138.4	125
AUVILLAR	F99-191		09293X0123	533876.24	6330883.88	91	579.3
AVENSAC-101	AV101	12-1319	09552X0001	527445.27	6306830.23	179	2200
AZEREIX-1	AZX1	12-1917	10308X0202	452808.46	6238879.25	435.3	5332.8
BARRAU-1	BAR1	12-2399	09523X0015	444649.6	6311907.18	79.8	3461.9
BASSOUES-1	BA1	12-1423	09806X0013	465595.22	6284117.58	143.7	3022.8
BASTENNES-GAUJACQ-1B	BG1B	12-1434	09774X0002	394366.05	6291983.39	82.1	4418
BASTENNES-GAUJACQ-3/G2D	BG3/G2D	12-1333	09774X0004	394740.74	6293036.75	95.5	3599.9
BASTENNES-GAUJACQ-CRAEL.-10	BG-CR-CD10	12-1584	09774X0006	395043.58	6292086.96	46	612.5
BAUDREIX-1	BDX1	12-1871	10306X0005	435812.47	6239941.71	249.4	5339.4
BAYSERE-1	BAY1	12-1884	10292X0008	411610.49	6251156.26	159.3	5706.2
BAZAS-1	BZS1	12-1631	08527X0002	447597.7	6378614.94	99.4	2726.8
BAZILLAC-1	BAZ1	12-1899	10312X0002	467370.08	6255985.04	229.1	4275
BEAULIEU	BLI	12-2402	09802X0019	466782.11	6296255.27	174.3	2438
BENESSE-2	BE2	12-1392	09775X0001	373921.45	6290390.9	73.2	1918.3
BENESSE-3	BE3	12-1472	09775X0010	374226.63	6291085.17	60	673.3
BENQUET-1	BNQ1	12-1614	09513X0001	419011.93	6313665.24	93.7	2733.9
BERGOUEY-3	BG-H-CD3	12-1097	09774X0009	397474.82	6292617.84	96	1128
BERNAC-1	BRC1	12-2254	10532X0064	464900.67	6232591.58	413.7	3727.4
BERNAZOBRE	F99-230		09858X0100	630132.52	6274990.56	161.4	580.3
BIAS 1	BS 1	12-1261	08977X0002	364947.44	6347856.03	50.7	2152
BILLUOU	F99-186		09022X0009	500700.3	6349911.3	40.7	570
BLAGNAC - Geoth.	F99-226		09838A0421	569479.45	6283411.06	146.1	1493.5
BLAGNAC-Indus.	F99-227		09838B0203	570979.69	6283387.56	127	1493.5
BLAJAN-1	BLJ1	12-1909	10327X0012	505290.25	6241656.11	318.8	4501.7
BONNEFONT-1	BFT1	12-2046	10325X0016	487018.73	6241776.51	348.1	4839.7

Nom du forage	Sigle	Identifiant BRESS	Identifiant BSS	X	Y	Z référence des profondeurs (m)	Profondeur atteinte (m)
BONNEFONT-2	BFT2	12-2071	10325X0017	487238.14	6241028.35	387.1	4398.9
BONREPOS-1	S-26	12-1957	10325X0007	485764.95	6237900.31	507.5	3489.5
BONREPOS-3	BOS3	12-2010	10318X0007	484804.79	6237581.14	385.9	3785.7
BONREPOS-4/G	BOS4/G	12-2216	10325X0022	486135.46	6238134.64	497.8	2858.2
BOOS-1	BOO1	12-1276	09245X0001	372935.79	6323058.09	84.8	2550
BORDERES-1	BO1	12-1162	09546X0002	498460.64	6300775.1	138.8	1875
BORDES-1	BRD1	12-1846	10305X0007	432534.69	6242655.58	221.7	5800
BORY-1	BOR1	12-1892	10297X0009	419410.4	6246822.23	240.9	5580.9
BOUCOUE-1	BOC1	12-2266	10044X0002	426348.7	6277628.42	196.3	2947
BOULOGNE-SUR-GESSE-1	BGE1	12-2047	10328X0050	508625.77	6244831.68	323.1	1455.7
BOURDETTES-1	BDT1	12-1669	10522X0001	434311.42	6237887.65	247.8	528.1
BRASSEMPOUY-201	BRA201	12-1695	09785X0001	400649.69	6287359.86	52.2	5509.8
BROCAS-FG1-1	BR-FG1	12-1278	09253X0001	419523.49	6329614.65	90.5	263
BROCAS-FRANKS-1	BR-F1	12-1295	09257X0001	416716.8	6328275.12	63.1	1298.9
Bruch-2	F99-185		09021X0013	493760.94	6349996.79	38	550
BURET-1	BUT1	12-2400	09792X0026	442728.67	6295710.33	116.1	2148.6
Buzet	F99-212		09577X0003	590799.1	6297278.63	114	799.5
CADOURS-101	CDR101	12-1463	09824X0001	540180.32	6294998.35	165.6	1910
CALAVANTE-1	CAE1	12-1943	10317X0008	470983.83	6238520.94	316.1	5677.7
CAMPAGNE-1	CMP-1	12-2450	09511X0101	407264.9	6315775.07	55.3	2972
CAP DE PIN 1B	CDP 1B	12-1498A	08986X0003	384223.41	6346370.2	83.5	3374
CAP-DE-RIST-1	CAP1	12-2377	10328X0005	507328	6243329.74	378.7	1746
CARDESSE-2	CAD2	12-1878	10296X0003	411526.31	6243564.77	322.6	5145.8
CARRATE-1	CRT1	12-1291	08987X0001	394918.75	6345211.11	82.2	1919
CASSOURAT-1	CAT1	12-2369	10307X0016	441577.53	6244988.14	303.1	5580.9
CASTELNAU-MAGNOAC-1	CAM1	12-1853	10326X0009	496876.4	6244114.91	334	4155.1
CASTELNAU-RIVIERE-BASSE-1	CRB1	12-2096	09798X0045	454946.27	6281638.29	235.3	2941
CASTELNAU-TURSAN-101	CT101	12-1624	09788X0001	424666.97	6289110.69	85.3	3474.5
CASTELSARRASIN-101	CS101	12-1416	09294X0001	541538.9	6327153.98	87.2	609.5
CASTELSARRASIN-102	CS102	12-1432	09297X0001	533936.88	6317711.47	152.2	1685.1
CASTERA-LOU-1	CLU1	12-1967	10312X0009	467850.83	6250433.75	260.1	2081
CASTERA-LOU-101	CLU101	12-2004	10312X0011	470544.94	6252399.54	238.4	3420
CASTERA-LOU-102	CLU102	12-2043	10312X0013	469925.75	6251305.33	250	3306
CASTERA-LOU-104	CLU104	12-2088	10312X0014	470342.78	6254036.28	230.6	3025
CASTERA-LOU-105	CLU105	12-2108	10313X0021	471012.05	6253284.53	236.2	3031
CASTERA-LOU-106/G	CLU106/G	12-2110	10313X0022	471224	6254056.39	272	3245.7
CASTERA-LOU-107	CLU107	12-2188	10312X0017	469908.92	6254275.82	233	3098
CASTERA-LOU-108D	CLU108D	12-2198	10312X0018	470825.34	6253753.53	234.5	3099.4
CASTERA-LOU-111	CLU111	12-2300	10313X0026	471584.98	6253088.34	301	3219.8
CASTETIS-1	CAS1	12-1919	10034X0005	397673.28	6271425.79	85.7	2656
CAUDECOSTE-101	CD101	12-1343	09291X0201	519496.16	6335368.57	69.7	1825.7
CAZENAVE-1/GD	CZN1/GD	12-2401	10306X0037	440349.85	6244997.27	288.1	5833.6
CAZERES-1	CZ1	12-1666	10562X0001	553586.1	6227539.71	497.4	3437
CLEDES-201	CLD201	12-1645	09788X0002	425734.41	6285774.29	99	3541.8
CLERMONT-1	CL1	12-1337	09776X0001	381302.28	6288275.36	30.9	3518
CLERMONT-2	CL2	12-1355	09776X0002	380935.37	6288702.33	28.4	2362.8
CLERMONT-6	CL6	12-1422	09776X0004	379279.04	6288843.07	29.3	2521.6
CLERMONT-7	CL7	12-1428	09776X0005	379870.94	6290183.71	24.8	3126.2
CLERMONT-9	CL9	12-1471	09776X0006	378678.55	6288719.13	30.3	2644.4
CONTIS 1	CTS 1	12-1739	09232X0001	356132.2	6342346.03	28.1	4806
COUDURES-201	COD201	12-1694	09783X0005	419282.63	6294017.18	81.1	4370.8
COURGEYRE 1	COG 1	12-2371	08981X0016	377130.11	6356833.28	52	2480
CROUSEILLES-1	CRS1	12-2090	10053X0009	449789.14	6274513.01	257	4010
DIUSSE-1D	DUE1D	12-2209	09797X0201	442816.15	6279113.65	130.3	3453.6

Nom du forage	Sigle	Identifiant BRESS	Identifiant BSS	X	Y	Z référence des profondeurs (m)	Profondeur atteinte (m)
ERMITAGE-1	ERM1	12-1882	10522X0004	435021.12	6234159.01	313.5	5040.3
ESCANECRABE-101	ES101	12-1077	10335X0001	516151.35	6244872.29	252.4	313.5
ESCANECRABE-102	ES102	12-1155	10335X0002	519700.99	6242938.29	363	754
ESPECHEDE-1	EPE1	12-1985	10302X0002	440877.79	6251961.51	341.3	4246.8
ESPOEY-1	ESP1	12-1762	10307X0002	442849.51	6244264.61	302.5	1700
ESTIBEAUX-101	EST101	12-1573	09776X0009	384223.35	6289059.29	59.9	4735.5
F99-077	F99-077		09526X0201	442164.95	6302929.63	139.5	843.2
F99-078	F99-078		09526X0210	440917.59	6304051.57	127.3	1050
F99-079	F99-079		09526X0225	442059.38	6300398.82	124.4	895
F99-082	F99-082		09533X0016	476701.54	6312151.82	111	728
F99-084	F99-084		09536X0008	471245.15	6300602.24	155	781.5
F99-086	F99-086		09536X0030	465886.93	6306850.33	145	591
F99-089	F99-089		09541X0021	490195.72	6307404.51	97	769
F99-091	F99-091		09545X0017	493876.54	6302647.9	113	230
F99-096	F99-096		09546X0014	497880.18	6302855.49	186	91.5
F99-099	F99-099		09546X0017	496848.87	6302209.7	140	67
F99-100	F99-100		09546X0018	498799.84	6301722.03	155	51
F99-107	F99-107		09782X0011	412855.16	6298072.19	48	126
F99-111	F99-111		09782X0027	408799.89	6293155.46	125	603
F99-117	F99-117		09784X0011	427413.47	6294292.4	91	272
F99-128	F99-128		09795X0219	428941.2	6288885.31	120	535
F99-136	F99-136		10052X0037	440836.63	6269359.83	180	322
F99-138	F99-138		10053X0002	445165.12	6268967.73	162	415
F99-150	F99-150		10305X0108	429620.83	6243000.85	339	150
F99-151	F99-151		10305X0109	429889.98	6242447.23	355	150
F99-154	F99-154		10306X0033	435418.08	6244145.83	230.2	100.5
F99-155	F99-155		10306X0034	434607.3	6244673.95	230.2	106
F99-156	F99-156		10306X0035	435004.58	6244394.98	226.9	100.5
F99-158	F99-158		10306X0045	435429.99	6245105.71	253	150
F99-160	F99-160		10306X0056	434495.08	6242330.38	229	150
F99-165	F99-165		10315X0069	460169.98	6240415.1	306.5	1855
F99-170	F99-170		10327X0003	503682.44	6243756.82	336	161.2
F99-171	F99-171		10327X0004	505063.75	6244864.77	312	227
F99-182	F99-182		08523X0095	449724.01	6390700.95	11	370
F99-183	F99-183		08526X0053	446653.64	6384115.73	81	244
F99-189	F99-189		09023X0018	504227.29	6348528.4	44.3	450
F99-190	F99-190		09287X0023	508198.26	6318488.84	77	1021.5
F99-192	F99-192		09301X0102	551039.1	6327538.36	85	469
F99-193	F99-193		09302X0093	559970.32	6326487.98	102	263
F99-194	F99-194		09307X0111	562716.08	6322593.04	98	334
F99-195	F99-195		09308X0072	569364.08	6316567.76	90	332
F99-196	F99-196		09315X0010	574899.59	6317063.08	129	302
F99-197	F99-197		09321X0004	610404.94	6326184.97	244	177
F99-199	F99-199		09326X0004	617707.42	6319360.79	225	250
F99-200	F99-200		09326X0017	614331.08	6320940.45	229	201
F99-201	F99-201		09326X0047	616711.94	6319899.58	243	526.3
F99-202	F99-202		09327X0017	622263.89	6314721.37	220	200
F99-203	F99-203		09327X0018	621487.54	6315777.8	199	200
F99-204	F99-204		09327X0019	620176.86	6316848.68	172	185
F99-205	F99-205		09327X0022	618894.98	6317900.34	204	180
F99-206	F99-206		09571X0010	578817.27	6313308.23	197	396
F99-207	F99-207		09571X0015	581500.77	6313694.44	166	350
F99-208	F99-208		09572X0001	584161.46	6313621.31	135	431
F99-209	F99-209		09572X0002	585437.92	6310959.38	202	314

Nom du forage	Sigle	Identifiant BRESS	Identifiant BSS	X	Y	Z référence des profondeurs (m)	Profondeur atteinte (m)
F99-210	F99-210		09573X0004	591546.38	6312956.32	200	317
F99-211	F99-211		09574X0001	598646.08	6313784.14	222	408
F99-213	F99-213		09581X0007	604588.38	6311672.62	185	455
F99-215	F99-215		09583X0006	623710.82	6306656.55	215	225
F99-216	F99-216		09583X0007	623558.41	6313509.76	150	212
F99-218	F99-218		09583X0021	624034.09	6310069.32	168	201
F99-219	F99-219		09583X0025	623576.69	6308533.74	197	167
F99-220	F99-220		09583X0027	622369.51	6312419.86	154	152
F99-221	F99-221		09584X0044	629874.18	6306984.49	278	189
F99-223	F99-223		09587X0029	619321.81	6297641.69	162	340
F99-224	F99-224		09588X0003	630009.37	6294028.74	212	159
F99-225	F99-225		09588X0004	625727.57	6299242.29	238	221
F99-229	F99-229		09854X0009	628755.22	6284200.47	186	155
F99-231	F99-231		09858X0222	630027.63	6280236.94	236	242
F99-232	F99-232		09858X0223	628635.43	6283615.08	182.5	155
F99-233	F99-233		10116X0223	615729.81	6257343.99	259	231.5
F99-234	F99-234		10361X0202/F	609228.02	6246504.07	195	840.1
F99-235	F99-235		10363X0001	617449.4	6248434.14	146	280
F99-236	F99-236		10363X0002	617609.57	6244890.61	158	421
F99-237	F99-237		10363X0005	617193.96	6250737.8	171	344
F99-243	F99-243		09261X0008	433229.46	6331276.62	93	74
F99-244	F99-244		09261X0010	433170.52	6331396.98	91	150
F99-245	F99-245		09261X0057	431133.02	6332807.55	80	80
F99-246	F99-246		09261X0123	433258.84	6331326.53	92.5	121
F99-253	F99-253		09268X0059	455674.36	6321202.65	112.3	423
F99-254	F99-254		09268X0061	455651.32	6321207.54	112.3	425
F99-255	F99-255		09268X0062	455571.3	6321558.54	116.2	103
F99-256	F99-256		09268X0063	455581.32	6321561.55	116.3	177
F99-258	F99-258		09507X0031	388165.4	6302052.64	17	251
F99-262	F99-262		09528X0002	455401.21	6301134.74	92.9	928
F99-263	F99-263		09528X0026	456219.96	6299924.13	99.2	1094
F99-267	F99-267		09545X0001	493269.83	6303956.26	110	212.5
F99-269	F99-269		09545X0018	488613.52	6298147.9	105	565
F99-271	F99-271		09586X0008	616238.03	6297552.97	142.5	325
F99-272	F99-272		09587X0002	621549.04	6296648.99	160	550
F99-276	F99-276		09764X0034	370172.07	6298177.07	6	2350
F99-277	F99-277		09764X0048	365630.7	6297039.8	46	78.5
F99-287	F99-287		09771X0035	372519.38	6298843.42	6.5	58.4
F99-290	F99-290		09771X0111	372400.21	6298929.31	7	250
F99-291	F99-291		09771X0123	372441.42	6298350.58	7	56.6
F99-292	F99-292		09771X0124	372351.03	6298900.74	6	243.4
F99-293	F99-293		09771X0163	372254.04	6300266.71	9.3	1697
F99-298	F99-298		09774X0031	392833.11	6299640.8	27	98
F99-299	F99-299		09781X0005	403201.38	6295445.44	115	117.5
F99-303	F99-303		09781X0013	402304.33	6296212.92	70	180
F99-305	F99-305		09782X0008	410276.91	6290116.31	87	700
F99-307	F99-307		09782X0012	412866.27	6298033.2	47	58
F99-308	F99-308		09782X0013	413483.56	6298012.94	49	105
F99-317	F99-317		09784X0010	425778.43	6289618.25	111.3	372
F99-320	F99-320		09784X0021	422403.93	6295790.89	90	142
F99-321	F99-321		09784X0022	422906.41	6297089.69	78	101
F99-322	F99-322		09784X0024	427409.33	6294339.16	99.3	87
F99-323	F99-323		09784X0028	424576.32	6297060.26	91	101
F99-324	F99-324		09784X0029	426593.66	6295512.65	86	83.5

Nom du forage	Sigle	Identifiant BRESS	Identifiant BSS	X	Y	Z référence des profondeurs (m)	Profondeur atteinte (m)
F99-325	F99-325		09784X0036	428200	6294263	107	130
F99-326	F99-326		09788X0003	428221.88	6288844.02	107	423.5
F99-328	F99-328		09788X0011	428533.47	6288894	115	482
F99-330	F99-330		09788X0015	426983.66	6287555.58	88	476
F99-331	F99-331		09788X0069	427905.3	6288186.82	99	490
F99-333	F99-333		09824X0002	538466.26	6289993.93	153	1035
F99-336	F99-336		09857X0104	622992.02	6283541.98	150	471
F99-337	F99-337		10052X0006	439491.12	6273887.26	147	650
F99-340	F99-340		10057X0003	446075.31	6266739.6	178	509.5
F99-342	F99-342		10121X0013	638127.84	6272823.25	186	302
FONTRAILLES-1	FTS1	12-2162	10321X0010	487445.94	6253212.65	247	3629.8
FROUAS-1	FR1	12-1560	09236X0011	353124.54	6327447.94	29.5	1609
G-MONT-DE-MARSAN-1	GMM1	12-9055	09513X0021	418984.3	6318042.55	52.9	1850
G-MONT-DE-MARSAN-2	GMM2	12-9090	09513X0033	421919.44	6317988.64	60	2014
GAILLAC	F99-214		09582X0010	610904.19	6313248.08	147	265.5
GALAA-1	GAA1	12-2350	10057X0007	449200.54	6265053.45	318	1524
GALAN-1	GA1	12-1555	10318X0001	483667.6	6237220.32	357.7	4277.9
GALAN-101	GA101	12-1613	10325X0003	488758.4	6239043.37	348.5	3799.8
GALAN-LOSSE-1	GAL1	12-1978	10325X0009	488940.57	6239351.75	341.7	2378.6
GAMARDE-LES-BAINS-1	GAM1	12-2212	09773X0001	389088.17	6299851.71	88	4000
GAMBADE-1	GAE1	12-1748	08973X0002	366593.86	6359442.79	23.9	3811
GAREIN-1	GRN1	12-1578	09251X0002	407113.22	6334313.09	88	2748
GARLIN-1/G	G1/G	12-1031	10053X0001	442554.54	6271119.21	194.1	2662
GARLIN-101	G101	12-2034	10052X0005	436045.44	6276287.08	168.3	4498
GARLIN-3/B	G3/B	12-1093	10052X0004	442219.31	6271109.38	213.6	2078
GARLIN-4	G4	12-1092	10052X0002	441257.71	6271507	288.9	2194.3
GARLIN-5	G5	12-1212	10053X0003	442706.28	6270767.53	181.2	2426.6
GARLIN-6/R	G6/R	12-1340	10052X0003	441318.87	6268685	191.3	3530.2
GARLIN-7	G7	12-1469	10053X0004	443448.16	6271950.96	176.2	2525.4
GARROSSE-1	GRE1	12-1966	09246X0088	385368.07	6328471.82	82.9	3374
GAUJACQ-1	GAQ1	12-1879	09778X0005	398846.75	6287752.22	63.7	5574.6
GAUJACQ-2	GAQ2	12-1949	09778X0007	398285.32	6287817.77	65	3932.5
GAYAT-1	GYT1	12-2117	10318X0008	482525.02	6239496.92	464.6	4593
GEAUNE-1	GN1	12-1501	09784X0006	425843.19	6292081.94	162.3	3834
GENSAC-1	GC1	12-1013	10327X0008	503203.84	6241789.89	435.6	3090.2
GENSAC-103	GC103	12-1085	10326X0003	494320.86	6238930.64	395	1093.3
GENSAC-104	GC104	12-1090	10326X0004	498875.24	6240118.99	388.9	801.6
GENSAC-105	GC105	12-1209	10326X0005	496380.61	6238732.7	387.2	850
GENSAC-106	GC106	12-1207	10327X0006	501296.66	6240616.77	462.4	1283.1
GENSAC-107	GC107	12-1238	10327X0002	503741.38	6241489.75	409.6	1060
GENSAC-2	GC2	12-1020	10327X0007	502026.82	6242201.11	384.6	1233
GENSAC-3	GC3	12-1023	10326X0006	496456.96	6239411	364.6	560.7
GENSAC-4	GC4	12-1115	10326X0007	495974.99	6239285.57	352.7	2807
GENSAC-5	GC5	12-1202	10327X0009	503610.11	6243502.39	338.2	1897.3
GENSAC-7	GC7	12-1481	10327X0010	500357.84	6240275.22	467.8	2793
GENSAC-8	GC8	12-1517	10327X0001	503258.23	6241685.52	442.4	3768.3
GENSAC-CD-101	GC-CD101	12-1079	10326X0001	494081.06	6238063.52	401.9	1102.8
GER-1	GER1	12-1895	10308X0001	450872.17	6243941.86	411.1	6650
GER-101	GER101	12-1987	10308X4001	452291.94	6241259.1	430.8	3789.5
GER-201	GER201	12-2032	10308X0003	450260.44	6244863.42	408.3	2185
GER-301	GER301	12-2033	10308X0004	449576.39	6240847.15	435.7	2200
GIMONT-1	GT1	12-1436	09822X0001	528247.86	6287212.98	209.9	2789.9
GOUDON-1/G	GDN1/G	12-2230	10317X0012	475811.91	6243007.95	267.7	4699.9
GOURBERA-1	F99-001		09505X0034	375282.89	6307180.29	55.3	2208

Nom du forage	Sigle	Identifiant BRESS	Identifiant BSS	X	Y	Z référence des profondeurs (m)	Profondeur atteinte (m)
GRAND-RIEU-1	GDR1	12-1872	10297X0010	419446.46	6242878.31	250.1	5218.9
GRENADE-SUR-ADOUR-1	GAR1	12-1995	09518X0004	426335.4	6307282.41	87.8	3600
GRENADE-SUR-ADOUR-2	GAR2	12-2069	09518X0005	425578.38	6309334.53	98.6	2371
GUIRBONDE	F99-198		09321X0026	608443.78	6328679.86	255	160
HAGET-1	HGT1	12-2362	10066X0018	469039.07	6260716.06	214.1	1701
HEULIES-1	HES-1	12-1775	08768X0001	455440.95	6365103.8	134.7	3185
IZAUTE-11	IZA11	12-9085	09527X0029	450863.3	6303285.89	140.2	672
IZAUTE-17	IZA17	12-9093	09527X0033	450660.48	6303645.2	141.4	650.3
IZAUTE-8	IZA8	12-IZA8	09527X0024	449681.96	6304063.84	134.3	643
IZAUTE-9	IZA9	12-9079	09527X0027	448887.94	6304567.88	134.3	640
JACQUE-1	JAC1	12-2078	10313X0020	474189.94	6250988.9	222.3	3875
JUILLAN-1	JUI1	12-1984	10315X0045	458902.14	6238371.09	323.1	5128.8
LA-CHAPELLE-1	LCP1	12-2135	10313X0023	475577.11	6250976.47	204.3	3909
LA-COUETE-1	CUT1	12-2387	10304X0204	450784.01	6252142.46	361.5	2025
LABORDE-OUEST-1	LBO1	12-2381	09238X0020	366832.26	6322454.51	77	4048.5
LABOUHEYRE 1	LBE 1	12-1514	08982X0004	388095.57	6355496.42	75.8	2461
LACASSAGNE-1	LCE1	12-2018	10312X0012	469431.6	6253535.66	251	3204
LACOMMANDE-1	LCO1	12-1255	10292X0001	411749.96	6250082.85	178.9	1823.2
LACOMMANDE-101	LCO101	12-1973	10297X4002	414778.14	6247667.13	183.7	5048.5
LACQ-1	LA1	12-1102	10046X0001	406275.75	6263628.75	98.2	695.9
LACQ-101	LA101	12-1236	10046X0019	406804.35	6264668.1	122.8	3727.5
LACQ-3	LA3	12-1123	10046X0003	406080.21	6263087.43	98.2	3550.9
LACQ-301	LA301	12-1787	10045X0070	402461.77	6264934.48	89	4933
LACQ-PROFOND-102	LA102	12-1237	10045X0024	405419.37	6262038.28	99.6	4076.5
LACQ-PROFOND-103	LA103	12-1266	10046X0020	407984.59	6263554.09	126.8	3095.2
LACQ-PROFOND-104	LA104	12-1267	10045X0025	405282.25	6264703.67	98.9	4332
LACQ-PROFOND-106	LA106	12-1318	10046X0021	406027.51	6266460.57	121.3	4020
LACQ-PROFOND-107/R2G	LA107/R2G	12-1441	10046X0022	410262.13	6263326.05	134.4	5211.2
LACQ-PROFOND-108	LA108	12-1558	10046X0023	409261.35	6263704.41	132.2	4454.5
LACQ-PROFOND-109	LA109	12-1489	10046X0024	405883.25	6261438.01	102.4	4815
LACQ-PROFOND-111	LA111	12-1519	10045X0028	403056.74	6261933.03	107.5	4530.8
LACQ-PROFOND-114	LA114	12-1442	10045X0031	401397.26	6267535.44	83.3	4600.5
LACQ-PROFOND-115/R	LA115/R	12-1464	10046X0025	406192.39	6267386.61	119.4	4149.9
LACQ-PROFOND-117	LA117	12-1465	10046X0026	408244.59	6260858.6	111	4474.9
LACQ-PROFOND-120	LA120	12-1445	10045X0034	403036.73	6263220.64	190.2	3924.9
LACQ-PROFOND-121	LA121	12-1487	10045X0035	403340.24	6268159.77	118.4	4788.5
LACQ-PROFOND-122/BR	LA122/BR	12-1369	10045X0036	401229.74	6265698.47	87.8	4251.5
LACQ-PROFOND-125	LA125	12-1477	10046X0027	408424.17	6265365.53	132.1	4502
LACQ-PROFOND-126	LA126	12-1562	10046X0028	407652.92	6266903.48	138.2	5005.9
LACQ-PROFOND-127	LA127	12-1563	10046X0029	407609.13	6266409.14	142.4	4535.5
LACQ-PROFOND-128	LA128	12-1576	10046X0030	407173.68	6265387.8	124.4	4325.3
LACQ-PROFOND-129	LA129	12-1597	10045X0040	405557.41	6265657.02	119.3	4100
LACQ-PROFOND-130	LA130	12-1602	10045X0041	404829.29	6266593.82	115.9	4180.5
LACQ-PROFOND-131	LA131	12-1603	10046X0031	407840.15	6264485.22	126.9	3839
LACQ-PROFOND-133	LA133	12-1610	10045X0043	403185.69	6265507.59	90.8	3751.8
LACQ-PROFOND-144	LA144	12-2405	10045X0112	403557.74	6264492.2	95.7	3685
LACQ-SUPERIEUR-10	LA10	12-1130	10046X0007	406430.46	6264609.74	121.1	814.2
LACQ-SUPERIEUR-11	LA11	12-1131	10045X0011	404898.94	6262028.37	96.1	825
LACQ-SUPERIEUR-26	LA26	12-1181	10045X0048	404356.19	6264297.14	94	683
LACQUY-1	LCY1	12-1484	09266X0003	438056.76	6324220.07	127.9	3088
LACQUY-101	LCY101	12-1952	09266X0004	437385.16	6323348.4	112.7	4002
LAGOR-2	LG2	12-1165	10045X0002	403771.35	6260328.65	146.1	1232.1
LAGRAVE-1	LAV1	12-2288	10303X0204	448796.35	6257593.09	359.1	3401
LAGRAVE-2	LAV2	12-2305	10303X0006	448722.19	6258097.07	357.1	4353

Nom du forage	Sigle	Identifiant BRESS	Identifiant BSS	X	Y	Z référence des profondeurs (m)	Profondeur atteinte (m)
LAGRAVE-3	LAV3	12-2323	10303X0007	448010.71	6255296.11	275.6	2340
LAGRAVE-4D	LAV4D	12-2335	10057X0006	448700.19	6259308.68	347.3	2199.8
LAGRAVE-5D	LAV5D	12-2339/A	10303X0205	448773.71	6257398.45	361	2833
LALONQUERE-1D	LLE1D	12-2336	10057X0008	444256.29	6261180.31	338	2293.9
LAMAYOU-1	LMU1	12-1926	10304X0001	452701.38	6257238.22	342.5	4566.5
LAMAZERE	GLA1	12-9076	10071X0012	493489.63	6276564.16	153.6	1750
LAMEAC-1	LMC1	12-1932	10313X0014	475546.41	6253061.19	197.6	3089.7
LANDES-DE-SIOUGOS-1	F99-004		09511X0016	404151.37	6317766.33	29.6	1740
LANNECAUBE-1	LCB1	12-2095	10052X0009	440623.72	6270412.35	175	3217
LAPEYRE-1	LAY1	12-2361	10314X0025	484145.11	6251252.23	306.9	1847.9
LARBEY-1	LRB1	12-2133	09774X0023	399424.53	6296415.97	93	2714
LARROUY-1	LAR1	12-2390	09776X0023	382590.91	6287687.1	58.6	1208
LASCAVES-1	LCA1	12-2342	10065X0032	461914.71	6266941.13	189	2240
LASSEUBE-2	LAS2	12-1651	10297X0002	412885.04	6244947.98	217.9	1950.3
LAUTREC	F99-228		09854X0006	630724.99	6286920.12	179	223
LAVAUR-101	LV101	12-1366	09578X0001	598501.51	6296002.01	123.3	1775
LE HOUGA	WB349486			444553	6302878	128.6	1317
LE-HANICQ-1	LHQ1	12-2460		432084.71	6290256.48	172.3	3268
LE-LANOT-1	LLT1	12-1922	10305X0010	429471	6248654	233.8	5378
LE-LANOT-2/G3D	LLT2/G3D	12-2270	10305X0070	429411.77	6248575.6	236.3	5232
LE-LANOT-4D	LLT4D	12-2349	10305X0071	431403.8	6248197.51	252.8	4910
LE-ROUAT-1	LRT1	12-1886	10297X0011	414503.58	6245663.37	261.6	4887.8
LE-VIGNAU-1	LVG1	12-2374	09525X0027	436460.68	6303599.32	125.4	3873
LEMBEYE-1	LEE1	12-1907	10057X0001	446044.55	6266756.91	182	3315.8
LESGOR-1	LSR1	12-1604	09503X0006	386494.51	6312614.99	31.8	2817
LEZAT-1	LT1	12-1292	10348X0007	570812.94	6241977.46	326.7	2825
LIBAROS-1	LBS1	12-2134	10325X0019	488029.94	6242190.76	355.5	4057.4
LIT ET MIXE 1	LM 1	12-1390	09236X0001	357814.41	6331919.47	34.6	2102
LIVRON-1	LVN1	12-2086	10307X0014	446632.29	6242716.96	414	2350
LONS-1	LNS1	12-1798	10294X0018	423689.44	6251472.6	170.2	6167.7
LOSSE-1	LOS1	12-1619	09264X0021	452973.08	6335149.2	138.5	2701.2
LOUER-1	LO1	12-1208	09507X0001	385927.41	6303277.7	33.5	2497.5
LOUER-HULSTER-1	LOHU1		09507X0002	386549.48	6303461.6	41	1003.2
LOURINE-1	LRN1	12-2123	09791X0211	434040.09	6292301.06	158.7	3149.9
LOUSLITGES-1	LLS1	12-2007	09806X0021	471667.39	6282413.79	191.4	4625
LUBRET-1	LBT1	12-2368	10314X0024	481500.36	6249952.86	301	2270
LUBY-1	LBY1	12-2166	10314X0021	479134.54	6247604.14	279.6	4317
LUCGARIER-1	LUC1	12-1916	10306X0006	439615.11	6242013.88	399.3	5670.3
LUE 1	LUE 1	12-1467	08981X0001	379313.75	6359858.1	60.3	2193
LUSSAGNET-1	LU1	12-1345	09526X0001	439775.5	6302386.57	98.5	3059.5
LUSSAGNET-GAZ-1	LUG1	12-9003	09526X0002	441056.34	6303322.48	136.9	680.7
LUSSAGNET-GAZ-10	LUG10	12-9011	09526X0012	441034.81	6303122.56	131.2	608.6
LUSSAGNET-GAZ-11	LUG11	12-9012	09526X0013	440842.46	6302934.34	133.7	614
LUSSAGNET-GAZ-12	LUG12	12-9015	09526X0014	441120.01	6301581.45	122.9	756
LUSSAGNET-GAZ-13	LUG13	12-9013	09526X0015	440664.5	6303135.2	118.1	584.2
LUSSAGNET-GAZ-14	LUG14	12-9014	09526X0016	440881.1	6302774.19	125.2	607.3
LUSSAGNET-GAZ-15	LUG15	12-9016	09526X0017	440774.77	6303205.62	125.8	597.5
LUSSAGNET-GAZ-16	LUG16	12-9017	09526X0018	440915.44	6303183.48	126.2	597
LUSSAGNET-GAZ-17	LUG17	12-9018	09526X0019	440981.81	6302873.26	120.9	602.1
LUSSAGNET-GAZ-19	LUG19	12-9020	09526X0021	441141.3	6302831.98	126.1	612.5
LUSSAGNET-GAZ-2	LUG2	12-9004	09526X0003	440641.21	6302806.34	129.5	622
LUSSAGNET-GAZ-20	LUG20	12-9027	09526X0022	441040.59	6302732.92	123.5	606.4
LUSSAGNET-GAZ-22	LUG22	12-9022	09526X0024	440514.64	6303157.82	126.9	586
LUSSAGNET-GAZ-23	LUG23	12-9024	09526X0025	440505.64	6303277.77	118.4	597

Nom du forage	Sigle	Identifiant BRESS	Identifiant BSS	X	Y	Z référence des profondeurs (m)	Profondeur atteinte (m)
LUSSAGNET-GAZ-24	LUG24	12-9025	09526X0027	441218.66	6302520.67	110.4	617
LUSSAGNET-GAZ-25	LUG25	12-9026	09526X0026	440563.52	6303027.55	114.4	610
LUSSAGNET-GAZ-26	LUG26	12-9028	09526X0028	440293.83	6303079.82	124.9	632.5
LUSSAGNET-GAZ-27	LUG27	12-9029	09526X0029	440467.65	6303468.29	113.8	640.1
LUSSAGNET-GAZ-28	LUG28	12-9030	09526X0030	440771.51	6302835.13	131.3	610.5
LUSSAGNET-GAZ-29	LUG29	12-9033	09526X0031	440622.16	6302906.59	125.8	595
LUSSAGNET-GAZ-3	LUG3	12-9005	09526X0004	440953.13	6302993.37	135	620
LUSSAGNET-GAZ-30	LUG30	12-9032	09526X0032	441159.89	6302651.32	116.7	615
LUSSAGNET-GAZ-31	LUG31	12-9034	09526X0033	440899.54	6302623.79	111.4	610
LUSSAGNET-GAZ-32	LUG32	12-9035	09526X0034	441059.56	6302622.27	125.8	615
LUSSAGNET-GAZ-35	LUG35	12-9038	09526X0037	441188.69	6303551.25	135.6	711
LUSSAGNET-GAZ-4	LUG4	12-9006	09526X0005	440635.55	6303246.53	127.5	606
LUSSAGNET-GAZ-40	LUG40	12-9047	09526X0043	439762.99	6303272.23	123.7	583
LUSSAGNET-GAZ-46	LUG46	12-9053	09526X0049	438646.54	6303395.99	126.8	772
LUSSAGNET-GAZ-47	LUG47	12-9054	09526X0050	438936.72	6302362.66	95.8	708
LUSSAGNET-GAZ-5	LUG5	12-9007	09526X0006	440813.76	6303064.75	126.7	608
LUSSAGNET-GAZ-6	LUG6	12-9008	09526X0008	442162.98	6302921.45	141.4	843.2
LUSSAGNET-GAZ-69	F99-044		09526X0089	438758.21	6301114.13	107.1	935
LUSSAGNET-GAZ-7	LUG7	12-9009	09526X0209	441467.47	6302650.48	132	622.5
LUSSAGNET-GAZ-9	LUG9	12-9031	09526X0011	442262	6301723.88	106.5	757.5
LUSSON-1	LUM1	12-1881	10056X0001	441182	6265984.64	215	2410.4
MAGESCQ-1	MQ1	12-1352	09498X0001	367854.1	6308294.33	63	1202.2
MAILLAS-1	MAI1	12-1496	09002X0003	445480.99	6352137.57	125.4	1724.3
MARCHEPIN	F99-184		09014X0013	483458.11	6353974.23	53	500
MARPAPS-1	MPS1	12-2272	09785X0007	402947.21	6283372.39	135.8	5656
MAUBOURGUET-1	MB1	12-1466	10066X0001	468265.22	6258280.34	220.9	3475
MAURRIN-1	MRN1	12-2048	09521X0002	429693.15	6310525.48	95.8	3800
MAZERES-101D	MZS101D	12-2068	10305X0068	427646.79	6246632.28	317.3	5448.9
MAZERES-2	MZS2	12-1862	10305X0005	428473.66	6247729.76	192.9	5151.3
MAZERES-4D	MZS4D	12-2312	10305X0072	427620.35	6246689.95	320.3	4925
MAZERES-PROFOND-5D	MZS5D	12-2373	10298X0028	425841.1	6247527.76	193.3	4916.7
MAZERES-PROFOND-6D	MZS6D	12-2386	10305X0073	430405.09	6248297.79	247.1	4860
MAZEROLLES-1	MLS1	12-2153	10314X0020	479137.29	6255313.13	326	3502.9
MEILLON-1	MLN-1	12-1789	10305X0008	431333.26	6247339.95	208.2	5151.7
MEILLON-2	MLN2	12-1836	10306X0003	437744.71	6247736.2	278	6305.1
MEILLON-NORD-1D	MIN1D	12-2413	10298X0064	422187.28	6249123.38	305	4941
MEZOS 101	M 101	12-2024	08978X0001	370155.57	6347647.95	58.2	2757
MEZOS 3	M 3	12-1581	09234X0005	369329.54	6341175.78	46.8	1715
MIMBASTE-1	MIM1	12-1693	09776X0012	378791.49	6289103.2	43.5	1003.1
MIMIZAN 2	MI 2	12-1502	08977X0005	363191.75	6352010.33	32.4	3762
MIMIZAN NORD 1	MND 1	12-1607		358238.03	6359843.1	11.3	2764
MIMIZAN NORD 9	MND 9	12-2017	08972X0014	358476.07	6359942.7	19.2	1580
MIMIZAN VILLAGE 1	MIV 1	12-2074	08973X0013	361135.21	6358112.45	26.3	1465
MONCAUP-1	MCP1	12-2226	10054X0202	452373.35	6270764.11	217.1	3432.9
MONCRABEAU-101	MC101	12-1591	09282X0001	498961.71	6327145.09	186.2	2035
MONDILHAN-2	MDL2	12-1160	10328X0008	510897.44	6245411.36	275.5	2970
MONDILHAN-3	MDL3	12-1198	10328X0002	511114.02	6246074.61	271.9	2931.7
MONDILHAN-4	MDL4		10328X0004	511466.7	6243634.7	332.1	4066.6
MONDILHAN-CD-101	MDL-CD101	12-1166	10328X0007	511997.68	6244785.56	333.8	406.1
MONT-DE-MARSAN-1	MM1	12-1323	09512X0002	408588.18	6312997.22	74	2940
MONT-DE-MARSAN-2	MM2	12-1350	09512X0001	408815.54	6314186.36	65.4	2708.5
MONTASTRUC-1	MTC1	12-1968	10325X0008	486162.24	6238622.64	497	2650
MONTASTRUC-2	MTC2	12-1980	10325X0010	486367.29	6239165.58	489.7	2343
MONTASTRUC-3	MTC3	12-1981	10325X0011	485698.14	6238674.94	491.7	3023

Nom du forage	Sigle	Identifiant BRESS	Identifiant BSS	X	Y	Z référence des profondeurs (m)	Profondeur atteinte (m)
MONTASTRUC-5	MTC5	12-2011	10325X0013	486319.4	6238340.34	491.5	2192
MONTASTRUC-7	MTC7	12-2182	10325X0020	485984.72	6237864.23	501.6	2815.5
MONTEGUT-1	MTG1	12-2023	10087X0001	534818.95	6262775.33	200.7	4482.9
MORLAAS-1	MOS1	12-1523	10302X0001	437295.58	6253101.52	307.9	4304.4
MOUHOUS-1	MOH1	12-2223	10052X0021	437310.22	6271059.15	182.9	3333.7
MURET-1	MU1	12-1120	10096X0001	553972.46	6258867.22	235.6	2730.4
MURET-103	MU-CD103	12-1159	10097X0003	563473.7	6261743.86	176.9	1801.1
MURET-104	MU104	12-1800	10098X0004	568115.96	6262833.17	176.6	1410
MURET-CD-101	MU-CD101	12-1111	10094X0088	566667.48	6265337.4	172.1	509.6
MURET-CD-102	MU-CD102	12-1152	10088X0001	543544.03	6264124.09	322	1911.8
NASSIET-1/R	NAT1/R	12-1904	09785X0004	403184.82	6285217.01	50.7	6695.6
NASSIET-2	NAT2	12-2107	09785X0006	401803.06	6284517.58	89	6725.7
NOGARO-1	NO1	12-1249	09527X0001	450028.41	6302930.38	89	2643.4
NOGARO-2	NOG2	12-NOG2	09528X0019	451881.3	6304369.66	128	1082
NOGARO-3	NOG3	12-NOG3	09528X0020	453010.85	6302218.16	145.4	774
NOGARO-4	NOG4	12-9059	09527X0017	449358.52	6302093.36	100	796
NOGARO-5	NOG5	12-9060	09527X0018	447987.24	6305107.56	80	633
ORIST-1D	OIS1D	12-2319	09767X0035	361087.12	6291535.26	22.3	2658
ORTHEZ-2	ORT2	12-1200	10034X0002	396703.68	6272506.12	97	2300.3
OSMETS-1	OSS1	12-1979	10313X0018	476556.77	6249380.25	238.9	4856
OSMETS-2	OSS2	12-2141	10313X0024	475894.23	6250112.06	221	3640
OSSUN-1	OSN1	12-1828	10531X0001	457528.93	6236202.98	343.2	5454.9
OSSUN-2	OSN2	12-1868	10531X0030	460368.81	6233244.08	469.8	4150
OUSSE-1	OUS1	12-1858	10305X0009	433840.27	6247963.25	232.4	5549.6
PAILHES-1	PAS1	12-2279	10564X0017	570430.49	6225152.17	396	5561.6
PALLANNE-1	PLE1	12-1934	10064X0004	484454.66	6270378.14	270.5	4319
PANASSAC-1	PAC1	12-1507	10324X0001	507791.2	6255188.99	264.9	2510
PARADIS-1	PAR1	12-2370	10302X0006	435668.26	6256063.2	293.8	2881
PAU-1	PA1	12-1112	10306X0002	435665.15	6248343.12	265.3	4133
PAU-2	PA2	12-1118	10298X0004	424950.29	6247676.26	182.5	2198
PAU-3	PA3	12-1153	10302X0003	437561.73	6251773.04	321.8	3200.3
PAU-4	PA4	12-1163	10294X0001	423802.7	6250039.1	171.4	3347
PAU-7	PA7	12-1196	10302X0004	437758.03	6249422.52	274.3	3936.7
PAU-H-1	PA-H-CD1	12-1105	10298X0005	424607.28	6248515.19	181.2	1334
PECORADE-1	PCE1	12-1976	09788X0005	427956.15	6289021	142.8	3545
PECORADE-17D	PCE17D	12-2042	09788X0007	427584.3	6286920.25	95.7	2960.4
PECORADE-2/G	PCE2/G	12-1997	09791X0204	429562.07	6289471.69	134.7	2796
PECORADE-20D	PCE20D	12-2072	09788X0009	427431.15	6288678.98	128.4	3296.3
PECORADE-23	PCE23	12-2207	09788X0013	427510.55	6288739.35	128.5	2778
PECORADE-26	PCE26	12-2192	09791X0207	431098.91	6289439.21	135	2790.5
PECORADE-3/R	PCE3/R	12-2001	09784X0016	427720.01	6289847.68	167.4	3212.5
PECORADE-4	PCE4	12-2006	09788X0006	428014.07	6288193.98	103	3036
PECORADE-5/GD	PCE5/GD	12-2015	09795X0203	429386.67	6288922.67	163.6	2702.5
PECORADE-6	PCE6	12-2028	09795X0202	429379.4	6288738.94	163.6	3210
PECORADE-7	PCE7	12-2019	09795X0201	429325.47	6288905.89	163.6	2848
PEYREHORADE-219	F99-106		09781X0015	403302.01	6294895.77	117	551
PEYRELONGUE-1	PYE1	12-2333	10057X0005	447745.55	6262810.11	273.4	2056
POLASTRON-101	POL101	12-1420	10082X0001	528283.99	6271470.05	217.9	2748.8
POMPS-1	PPS1	12-1970	10042X0001	410946.37	6272004.18	132.1	3169
PONSON-DESSUS-1	PNS1	12-1953	10304X0002	452483.78	6250429.51	345.4	5719.7
PONT-D_AS-2/GRD	PTS2/GRD	12-1887	10293X0008	414553.17	6250756.74	148.9	4525.5
PONT-D_AS-3/GD	PTS3/GD	12-1897	10293X0009	416908.18	6250159.72	251	4884.4
PONT-D_AS-4/G3D	PTS4/G3D	12-1888	10293X0007	414946.99	6251562.6	153	4670.8
PONT-D_AS-5D	PTS5D	12-2360	10293X0040	417433.82	6250130.13	284	5212

Nom du forage	Sigle	Identifiant BRESS	Identifiant BSS	X	Y	Z référence des profondeurs (m)	Profondeur atteinte (m)
PONTACQ-1	POQ1	12-2314	10523X0207	447674.42	6236729.87	379.3	4829
PONTENX VILLAGE 1	PXV 1	12-1969	08974X0008	371560.41	6360495.82	44.4	2500
POUILLON-1	PO1	12-1965	09775X0011	377379.68	6284526.27	81.8	3911
POUILLON-101	PO101	12-1637	09776X0011	377685.37	6287049.42	41.2	2809
POUYARRAMON-1	PON1	12-2304	09776X0020	378573.32	6287313.56	85	2723
PUYMAURIN-1	PM1	12-1030	10331X0002	517363.15	6254700.09	211.7	4043.9
PUYMAURIN-2	PM2	12-1240	10078X0001	514800.99	6256862.44	225.2	3281.8
RECURT-1	RCU1	12-1972	10326X0014	492817.79	6239120.33	416.4	2789.5
RISCLE-1	RS1	12-1347	09793X0202	450216.34	6290784.22	108.2	3627
ROQUEFORT-1	R1	12-1095	09261X0001	433470.25	6330901.89	100.4	3266
ROUQUET-1	F99-187		09023X0016	508857.48	6348505.99	43.2	400
ROUQUET-2	F99-188		09023X0017	508735.7	6348397.1	43.7	407
ROUSSE-1	RSE1	12-1861	10298X4006	423489.98	6246059.64	314	5215
ROUSSE-2	RSE2	12-1889	10298X0013	423401.65	6243910.11	340.9	5502.6
SADEILLAN-1	SDL1	12-2376	10068X0012	484299.43	6257400.14	271.5	3820
SADOURNIN-1	SAI1	12-2363	10321X0013	490096.67	6250112.25	281.6	2386.2
SALERM-1	SAM1	12-2365	10332X0006	524012.22	6247255.74	323	1912
SAOULOUS-1	SLS1	12-2285	10322X0012	494622.15	6250790.44	259.8	4245.8
SARIAC-1	SRC1	12-2114	10323X0006	502579.05	6248523.28	336.9	5131
SEBASTOPOL-102	SEB102	12-1680	09764X0020	367763.72	6300686.65	22.7	4801.2
SEBASTOPOL-1B	SEB1B	12-1262	09764X0005	368023.41	6302133.52	39.4	2155.2
SEDZE-MAUBECQ-1	SZE1	12-2014	10303X0005	446131.34	6254470.79	370.9	4200
SENAC-1	SNC1	12-1900	10312X0001	470344.39	6255683.26	227.2	5234.4
SERRES-GASTON-1	SRG1	12-2219	09783X0013	416443.41	6290876.89	101	5309.5
SIMACOURBE-1D	SIM1D	12-2313	10057X0004	442728	6266079.03	311.7	2151.1
SOMBRUN-1	SON1	12-1939	10065X0022	458312.5	6267945.5	181.8	3331
SORE 1/R	SOR 1 /R	12-1564	08756X0002	411498.79	6367921.85	70.5	3632
SOUMOULOU-1	SOU1	12-1864	10307X0001	442707.88	6245646.91	382.2	3695.8
SOUMOULOU-H-1	S-H-CD1	12-1106	10306X0001	434606.91	6246140.89	272.4	1010
SOUSt-1	SST1	12-1906	10298X0011	426437.23	6246016	195.1	5725.2
SOUSTONS-1	SS1	12-1503	09761X0001	342721.57	6299822.28	8.5	1960
SOUSTONS-2	SS2	12-1622	09497X0001	359549.67	6304395.7	43.5	1928
St-ANDRE-1	SA1	12-1336	10336X0002	524489.01	6245706.26	309.5	4202.3
St-ANDRE-101	SA101	12-1081	10336X0001	525363.44	6245585.85	351.6	460
St-FAUST-12	SFT12	12-1942	10298X0020	421123.29	6249435.97	172.6	4625.8
St-FAUST-15BD	SFT15BD	12-2321	10298X0026	422166.31	6249113.2	304.3	4722
St-FAUST-16/GD	SFT16/GD	12-2366	10298X0027	425864.81	6247469.14	192.2	10
St-FAUST-3	SFT3	12-1901	10297X0008	419303.38	6249418.23	295.3	5338.9
St-FAUST-5/R	SFT5/R	12-1913	10294X0016	420784.44	6249910.52	169.1	4678.7
St-FAUST-7	SFT7	12-1914	10298X0012	422213.52	6249050.67	297.8	4950
St-GIRONS-EN-MARENSIN-1	SGM1	12-1771	09236X0012	352289.14	6327916.7	47.7	4366
St-LAURENT-101	SLT-CD101	12-1086	10331X0001	521561.91	6250684.74	219.9	712.5
St-MEDARD-1	SME1	12-1072	10072X0004	495970.58	6269835.23	180.8	2933
St-MEDARD-2	SME2	12-1158	10072X0006	499627.65	6268260.09	190.8	3870.5
St-MEDARD-3	SME3	12-1417	10072X0005	494762.56	6271216.13	173.8	3574.7
St-PAUL EN BORN 1	SPB 1	12-1288	08974X0005	367478.45	6357745.51	18	2984
Ste-COLOMBE-1	SCB1	12-2171	09783X0012	414838.5	6294900.36	63.3	4016
Ste-COLOMBE-201	SCB201	12-1646	09782X0004	412519.54	6291953.1	132.1	4952.3
TENNEDOU 1	TN 1	12-1265	08986X0001	381662.05	6342691.81	84.3	2913
TERCIS-1	TE1	12-1480	09764X0003	367266.04	6294453.22	13.7	2216.2
THEZE-1	TZ1	12-1495	10051X0001	431419.98	6273410.64	153.5	4808
THEZE-201	TZ201	12-1690	10055X0002	430089.12	6268784.17	230.3	5363
THEZE-301	TZ301	12-1977	10051X0002	430344.59	6269818.92	232.2	5945
TILLAC-1	TIC1	12-2372	10064X0005	479870.69	6269956.62	199.8	4450

Nom du forage	Sigle	Identifiant BRESS	Identifiant BSS	X	Y	Z référence des profondeurs (m)	Profondeur atteinte (m)
TOULOUZETTE-1	TLZ1	12-2168	09515X0027	405147.45	6301758.03	37.6	3042.1
TOURNAY-1	TRN1	12-1834	10533X0001	470270.22	6233214.61	493.6	5270.6
TOURNOUS-1	TRS1	12-2077	10321X0008	486173.49	6247074.89	265.1	4816.3
TRENSACQ 1G	TAQ 1G	12-1620/A	08991X0001	405537.56	6352490.67	93.5	3377
TREZIERS-1	TRZ1	12-1029	10586X0219	615598	6218038	396.1	1071.5
TREZIERS-2	TRZ2	12-1025	10586X0015	613873.47	6216531.51	332.3	1656
TROULEY-LABARTHE-1	TLE1	12-2009	10313X0019	477027.63	6250511.54	290	3930
UCHA-1/R	UCH1/R	12-1924	10296X4001	411514.24	6248107.79	317.7	5291
UZOS-1	UZO1	12-1647	10305X0001	428823.18	6247182.97	193.7	1469.6
VERLUS-1D	VLS1D	12-2348	09796X0006	440550.14	6283479.67	109.8	2870.9
VIC-BILH-1-(BUROSSE)	VBH1	12-2070	10052X0007	440236.16	6274820.59	270.5	3715
VIC-BILH-10	VBH10	12-2116	10052X0012	441232.23	6274570.63	278	2816
VIC-BILH-11	VBH11	12-2124	10053X0025	445343.59	6272935.08	280.2	3114
VIC-BILH-12D	VBH12D	12-2128	10052X0040	436923.23	6274953.26	227.4	3235.5
VIC-BILH-14D	VBH14D	12-2155	10052X0015	442459.38	6275404.66	168.3	3294
VIC-BILH-2--(VIALER)	VBH2	12-2076	10053X0005	443197.95	6273698.18	170	2796
VIC-BILH-3-(CADILLON)	VBH3	12-2087	10053X0006	445334.58	6274058.77	205.4	2905
VIC-BILH-32D	VBH32D	12-2280	10053X0015	444279.13	6271721.46	158.2	2633.5
VIC-BILH-34D	VBH34D	12-2283	10053X0018	444187.82	6273390.86	149	2797.9
VIC-BILH-4	VBH4	12-2092	10052X0008	438841.06	6274512.38	152.9	3057.9
VIC-BILH-40D	VBH40D	12-2318	10052X0028	442391.33	6275257.23	167.8	2803
VIC-BILH-43D	VBH43D	12-2343	10052X0032	439639.05	6274228.77	155.5	2333
VIC-BILH-5	VBH5	12-2091	10052X0010	441721.44	6273366.75	282	2749
VIC-BILH-7	VBH7	12-2109	10052X0011	440164.09	6274063.22	178.4	2600
VIC-BILH-8	VBH8	12-2112	10052X0013	438550.69	6275177.18	143.1	2878
VIC-BILH-9	VBH9	12-2115	10053X0008	443402.05	6272662.84	178.8	2776.7
VIC-FEZENSAC-1	VF1	12-1357	09811X0001	489272.89	6294718.53	127.6	1297
VIELLE-ADOUR-1	VA1	12-1627	10532X0001	466567.84	6231421.23	530.1	2697.8
VILLECOMTAL-1	VCL1	12-1918	10067X0016	474612.48	6259625.17	213.7	3548
VILLEMUR-1	S-30	12-2167	10327X0024	501525.12	6241837.61	452.4	3000
VILLENAVE-1	V1	12-1283	09248X0001	397268.43	6324486.7	51.8	2498.6
VILLENAVE-2	V2	12-1290	09247X0001	390406.99	6329567.33	79.4	2563.4
VILLENEUVE-DE-MARSAN-1	VM1	12-1388	09266X0001	440693.64	6319936.49	104.3	1034

Annexe 2

Liste des forages disposant de lois de vitesse

Nom Forage	Identifiant BRESS	Identifiant BSS
AGASSAC-1	12-1488	10332X0001
AIRE-SUR-ADOUR-1	12-1915	09791X0205
AMOU-1	12-1910	09778X0006
ANDOINS-1	12-1936	10302X0005
ANDOINS-2/G3D	12-2397	10302X0007
ANTIN-1	12-1040	10314X4001
ANTIN-2	12-1353	10321X0001
ANTIN-3	12-1391	10314X4002
ARBUS-1	12-1643	10293X0001
ARCIZAC-1	12-1520	10532X0002
ARROUTIS-1	12-1944	10522X0005
ARTAGNAN-2	12-2013	10066X0016
ASSAT-1	12-1851	10305X0006
AUCH-1	12-1285	09814X0001
AUCH-2	12-1894	09814X0002
AUDIGNON-1	12-1039	09782X0001
AUDIGNON-10	12-1429	09784X0002
AUDIGNON-2	12-1073	09781X0001
AUDIGNON-3	12-1293	09515X0007
AUDIGNON-4	12-1418	09781X0002
AUDIGNON-6	12-1421	09784X0001
AZEREIX-1	12-1917	10308X0202
BASSOUES-1	12-1423	09806X0013
BAUDREIX-1	12-1871	10306X0005
BAYSERE-1	12-1884	10292X0008
BAZAS-1	12-1631	08527X0002
BAZILLAC-1	12-1899	10312X0002
BEAULIEU	12-2402	09802X0019
BIAS 1	12-1261	08977X0002
BLAJAN-1	12-1909	10327X0012
BONNEFONT-1	12-2046	10325X0016
BOOS-1	12-1276	09245X0001
BORY-1	12-1892	10297X0009
BOUCOUE-1	12-2266	10044X0002
BOURRACHE 2	12-2345	08745X0027
BRASSEMPOUY-201	12-1695	09785X0001
BROCAS-FRANKS-1	12-1295	09257X0001
BURET-1	12-2400	09792X0026
BURLADE SAINTE EULALIE 1	12-1722	08737X0004
CALAVANTE-1	12-1943	10317X0008
CANTAURE 1	12-2027	08982X0025

Nom Forage	Identifiant BRESS	Identifiant BSS
CAP DE PIN 1B	12-1498A	08986X0003
CAP-DE-RIST-1	12-2377	10328X0005
CARDESSE-2	12-1878	10296X0003
CARRATE-1	12-1291	08987X0001
CASSOURAT-1	12-2369	10307X0016
CASTELNAU-MAGNOAC-1	12-1853	10326X0009
CASTELNAU-RIVIERE-BASSE-1	12-2096	09798X0045
CASTELNAU-TURSAN-101	12-1624	09788X0001
CASTELSARRASIN-101	12-1416	09294X0001
CASTETIS-1	12-1919	10034X0005
CAZENAVE-1/GD	12-2401	10306X0037
CAZERES-1	12-1666	10562X0001
CLEDES-201	12-1645	09788X0002
CLERMONT-1	12-1337	09776X0001
CLERMONT-7	12-1428	09776X0005
CONTIS 1	12-1739	09232X0001
COUDURES-201	12-1694	09783X0005
CROUSEILLES-1	12-2090	10053X0009
ERMITAGE-1	12-1882	10522X0004
ESPOEY-1	12-1762	10307X0002
ESTIBEAUX-101	12-1573	09776X0009
FROUAS-1	12-1560	09236X0011
GALAA-1	12-2350	10057X0007
GALAN-1	12-1555	10318X0001
GAMBADE-1	12-1748	08973X0002
GAREIN-1	12-1578	09251X0002
GARLIN-6/R	12-1340	10052X0003
GARLIN-7	12-1469	10053X0004
GARROSSE-1	12-1966	09246X0088
GER-1	12-1895	10308X0001
GER-301	12-2033	10308X0004
GIMONT-1	12-1436	09822X0001
GOUDON-1/G	12-2230	10317X0012
GRAND-RIEU-1	12-1872	10297X0010
HAGET-1	12-2362	10066X0018
JACQUE-1	12-2078	10313X0020
JUILLAN-1	12-1984	10315X0045
LABORDE-OUEST-1	12-2381	09238X0020
LABOUHEYRE 1	12-1514	08982X0004
LACQ-3	12-1123	10046X0003
LACQ-PROFOND-102	12-1237	10045X0024

Nom Forage	Identifiant BRESS	Identifiant BSS
LACQ-PROFOND-104	12-1267	10045X0025
LACQ-PROFOND-106	12-1318	10046X0021
LACQ-PROFOND-107/R2G	12-1441	10046X0022
LACQ-PROFOND-111	12-1519	10045X0028
LACQ-PROFOND-114	12-1442	10045X0031
LACQ-PROFOND-117	12-1465	10046X0026
LACQ-PROFOND-126	12-1562	10046X0028
LACQ-PROFOND-127	12-1563	10046X0029
LACQUY-1	12-1484	09266X0003
LACQUY-101	12-1952	09266X0004
LAGRAVE-3	12-2323	10303X0007
LAGRAVE-5D	12-2339/A	10303X0205
LAGRAVE-6D	12-2410	10303X0206
LAMEAC-1	12-1932	10313X0014
LAPEYRE-1	12-2361	10314X0025
LAVAUR-101	12-1366	09578X0001
LE HOUGA	WB349486	
LEMBEYE-1	12-1907	10057X0001
LESGOR-1	12-1604	09503X0006
LE-VIGNAU-1	12-2374	09525X0027
LEZAT-1	12-1292	10348X0007
LIVRON-1	12-2086	10307X0014
LONS-1	12-1798	10294X0018
LOSSE-1	12-1619	09264X0021
LOURINE-1	12-2123	09791X0211
LOUSLITGES-1	12-2007	09806X0021
LUCATS 2	12-1385	08745X0002
LUE 1	12-1467	08981X0001
LUSSAGNET-1	12-1345	09526X0001
MAILLAS-1	12-1496	09002X0003
MASSION 1	12-1811	08974X0004
MAUBOURGUET-1	12-1466	10066X0001
MEILLON-1	12-1789	10305X0008
MEILLON-2	12-1836	10306X0003
MEILLON-NORD-1D	12-2413	10298X0064
MIMIZAN 1	12-1320	08977X0001
MIMIZAN 2	12-1502	08977X0005
MIMIZAN NORD 1	12-1607	
MIMIZAN NORD 8	12-1752	
MIMIZAN VILLAGE 1	12-2074	08973X0013
MONCAUP-1	12-2226	10054X0202

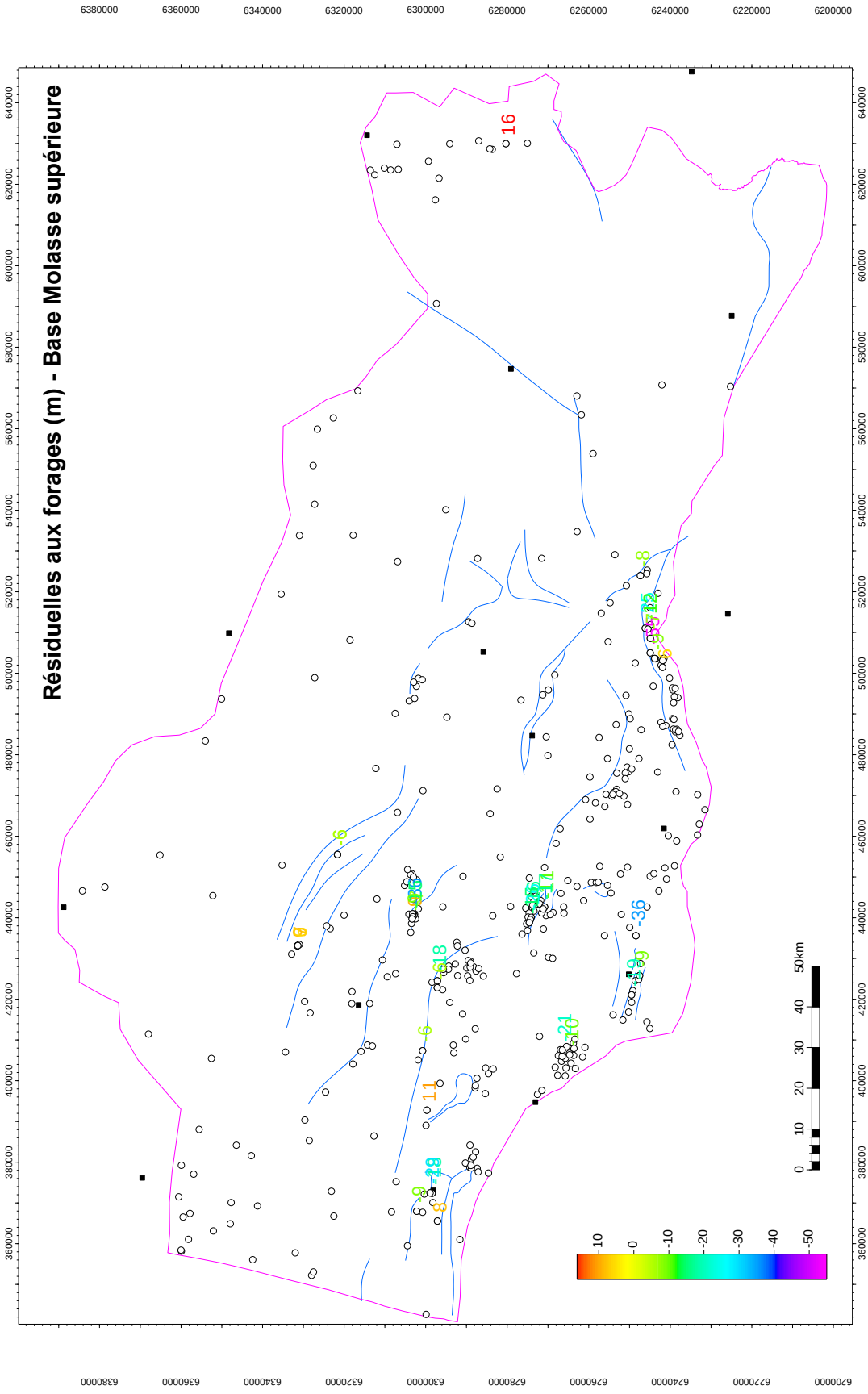
Nom Forage	Identifiant BRESS	Identifiant BSS
MONCRABEAU-101	12-1591	09282X0001
MONT-DE-MARSAN-1	12-1323	09512X0002
MONTEGUT-1	12-2023	10087X0001
MORLAAS-1	12-1523	10302X0001
MOUHOUS-1	12-2223	10052X0021
MURET-1	12-1120	10096X0001
NOGARO-1	12-1249	09527X0001
OSMETS-1	12-1979	10313X0018
OSSUN-1	12-1828	10531X0001
OSSUN-2	12-1868	10531X0030
OUSSE-1	12-1858	10305X0009
PALLANNE-1	12-1934	10064X0004
PANASSAC-1	12-1507	10324X0001
PARADIS-1	12-2370	10302X0006
PAU-1	12-1112	10306X0002
PAU-2	12-1118	10298X0004
PAU-7	12-1196	10302X0004
PAU-H-1	12-1105	10298X0005
PECORADE-1	12-1976	09788X0005
POLASTRON-101	12-1420	10082X0001
PONSON-DESSUS-1	12-1953	10304X0002
PONT-D_AS-4/G3D	12-1888	10293X0007
PONTENX 1	12-1274	08974X0001
PONTENX VILLAGE 1	12-1969	08974X0008
POUILLON-1	12-1965	09775X0011
POUILLON-101	12-1637	09776X0011
POUYARRAMON-1	12-2304	09776X0020
PUYMAURIN-1	12-1030	10331X0002
RISCLE-1	12-1347	09793X0202
ROUSSE-1	12-1861	10298X4006
SARIAC-1	12-2114	10323X0006
SEBASTOPOL-102	12-1680	09764X0020
SEDZE-MAUBECQ-1	12-2014	10303X0005
SOMBRUN-1	12-1939	10065X0022
SORE 1/R	12-1564	08756X0002
SOUSt-1	12-1906	10298X0011
SOUSTONS-1	12-1503	09761X0001
St-ANDRE-1	12-1336	10336X0002
Ste-EULALIE 1	12-1512	08973X0010
St-FAUST-15BD	12-2321	10298X0026
St-GIRONS-EN-MARENSIN-1	12-1771	09236X0012

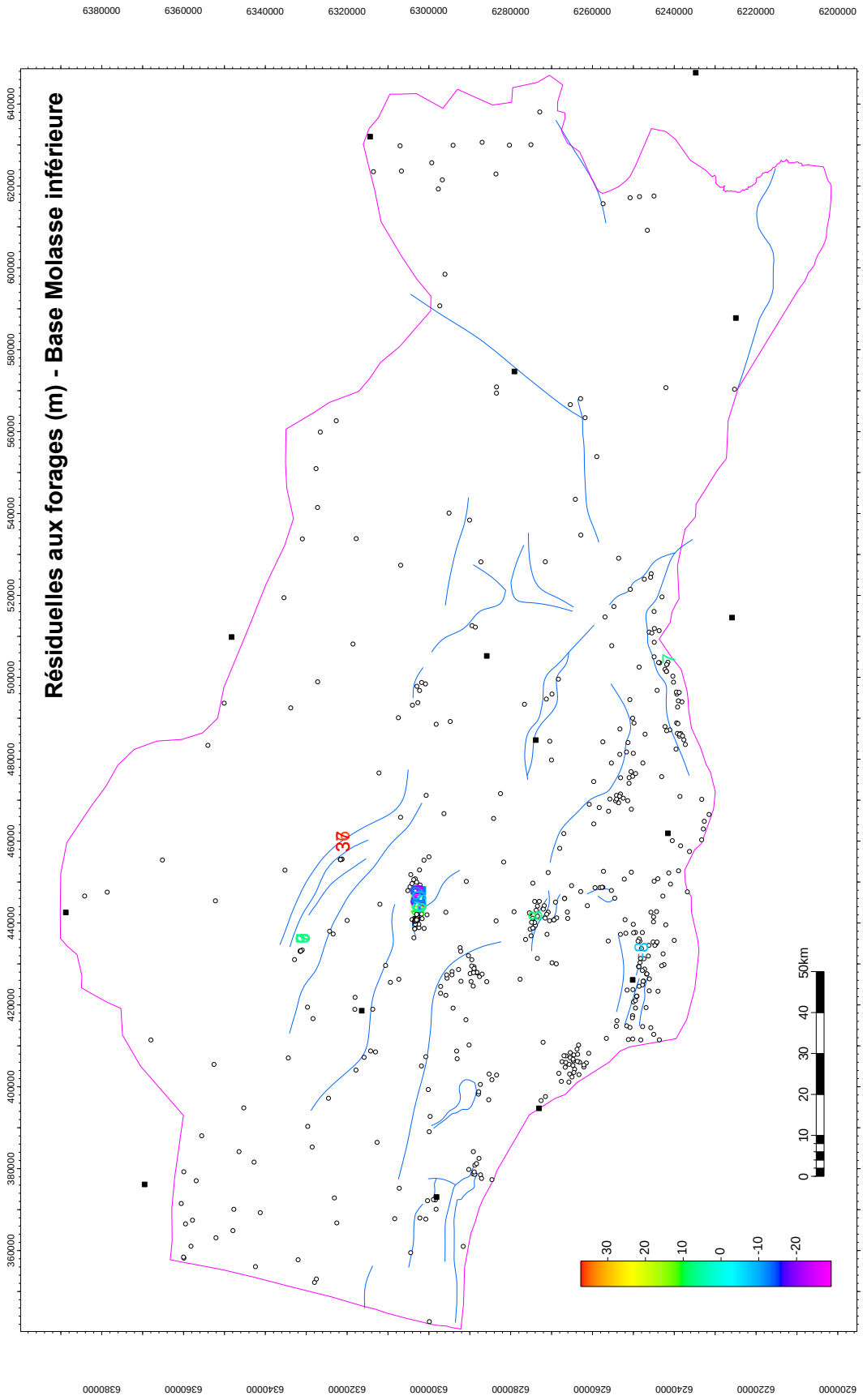
Nom Forage	Identifiant BRESS	Identifiant BSS
St-MEDARD-1	12-1072	10072X0004
St-MEDARD-3	12-1417	10072X0005
St-PAUL EN BORN 1	12-1288	08974X0005
St-TROSSE 2	12-1699	08745X0008
TENNEDOU 1	12-1265	08986X0001
THEZE-1	12-1495	10051X0001
THEZE-201	12-1690	10055X0002
TILLAC-1	12-2372	10064X0005
TOURNOUS-1	12-2077	10321X0008
TRENSACQ 1G	12-1620/A	08991X0001
TROULEY-LABARTHE-1	12-2009	10313X0019
UZOS-1	12-1647	10305X0001
VIC-BILH-1-(BUROSSE)	12-2070	10052X0007
VIC-FEZENSAC-1	12-1357	09811X0001
VIELLE-ADOUR-1	12-1627	10532X0001
VILLECOMTAL-1	12-1918	10067X0016
VILLENAVE-1	12-1283	09248X0001
VILLENAVE-2	12-1290	09247X0001
VILLENEUVE-DE-MARSAN-1	12-1388	09266X0001

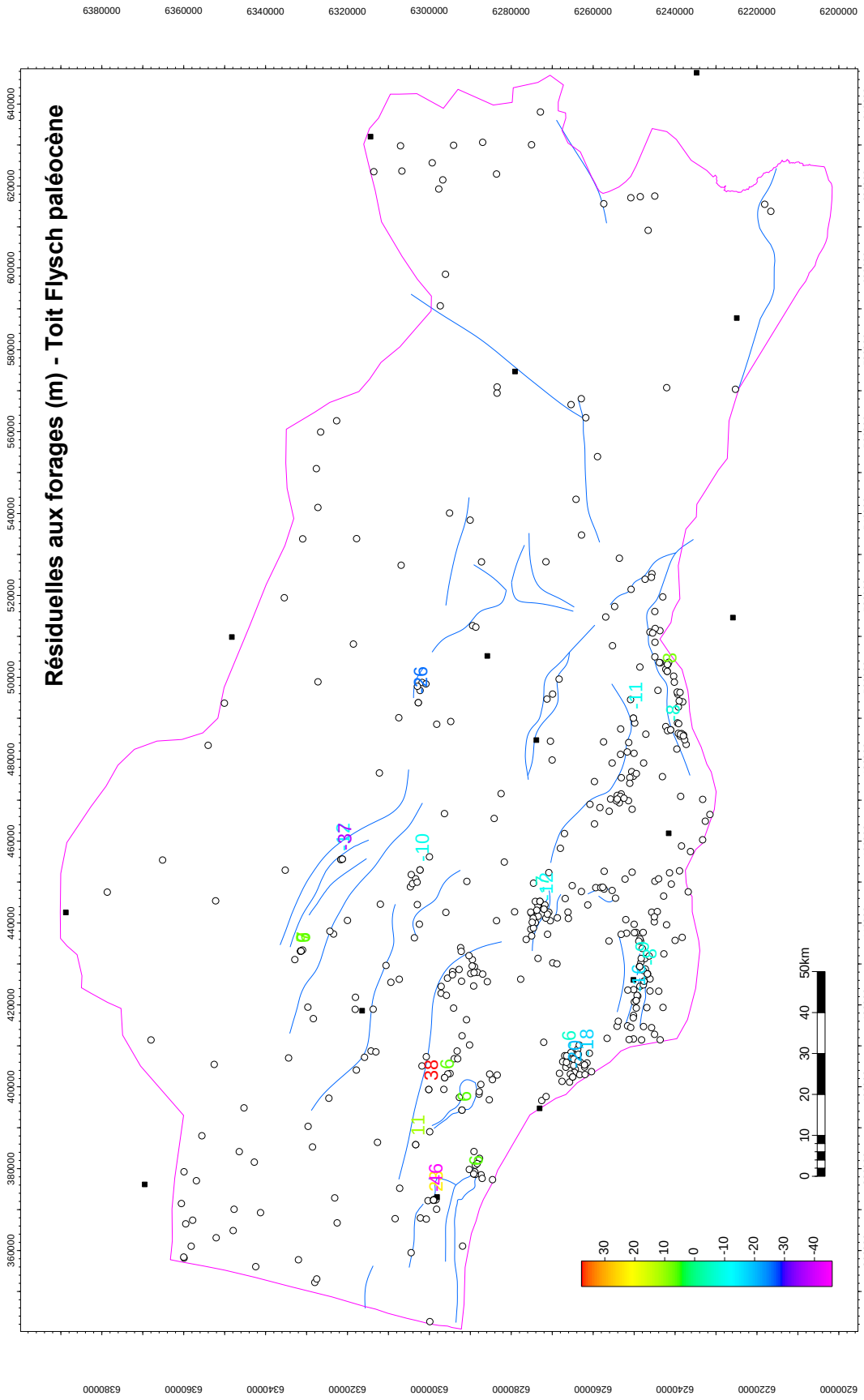
Annexe 3

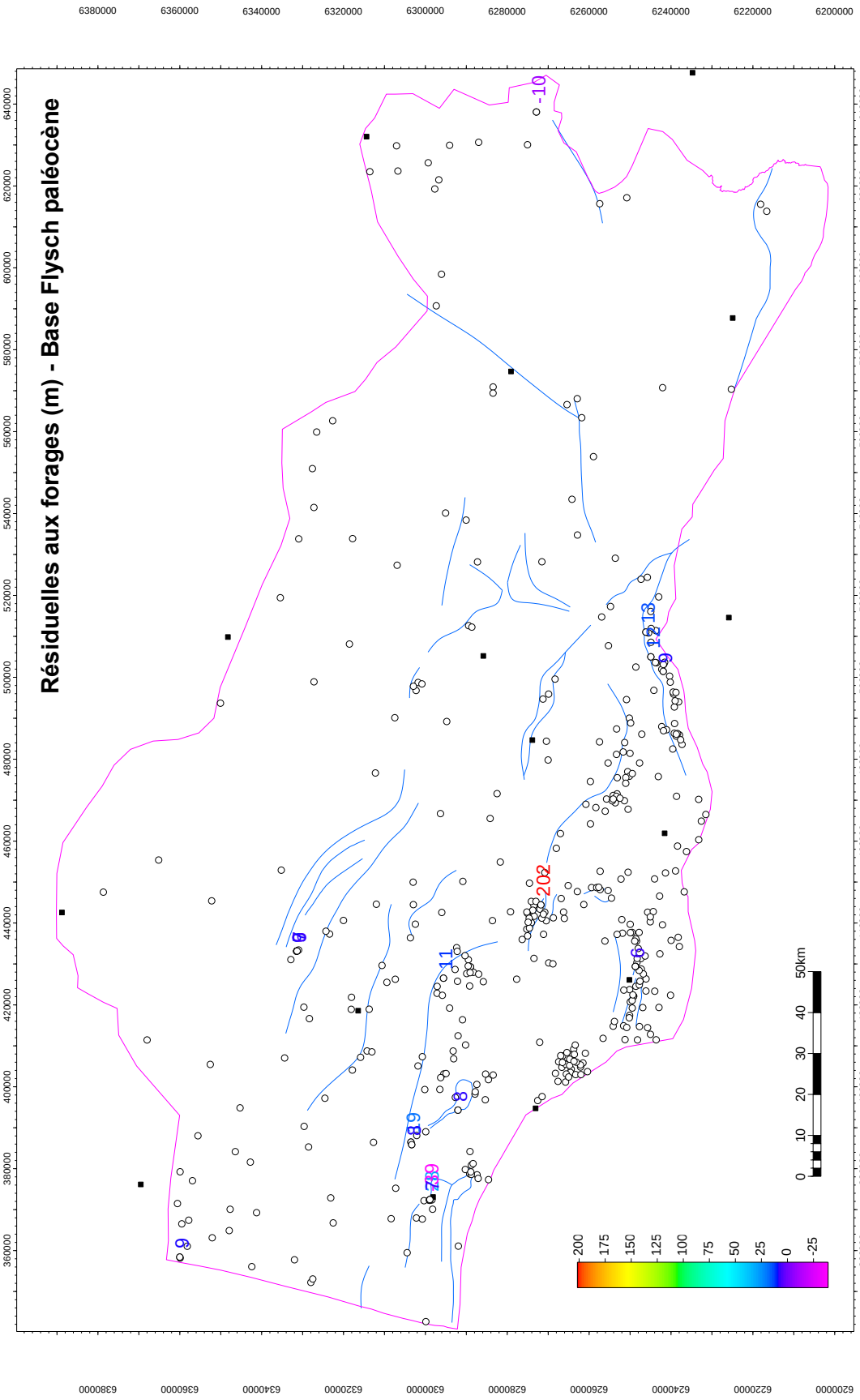
Cartes de résiduelles aux forages

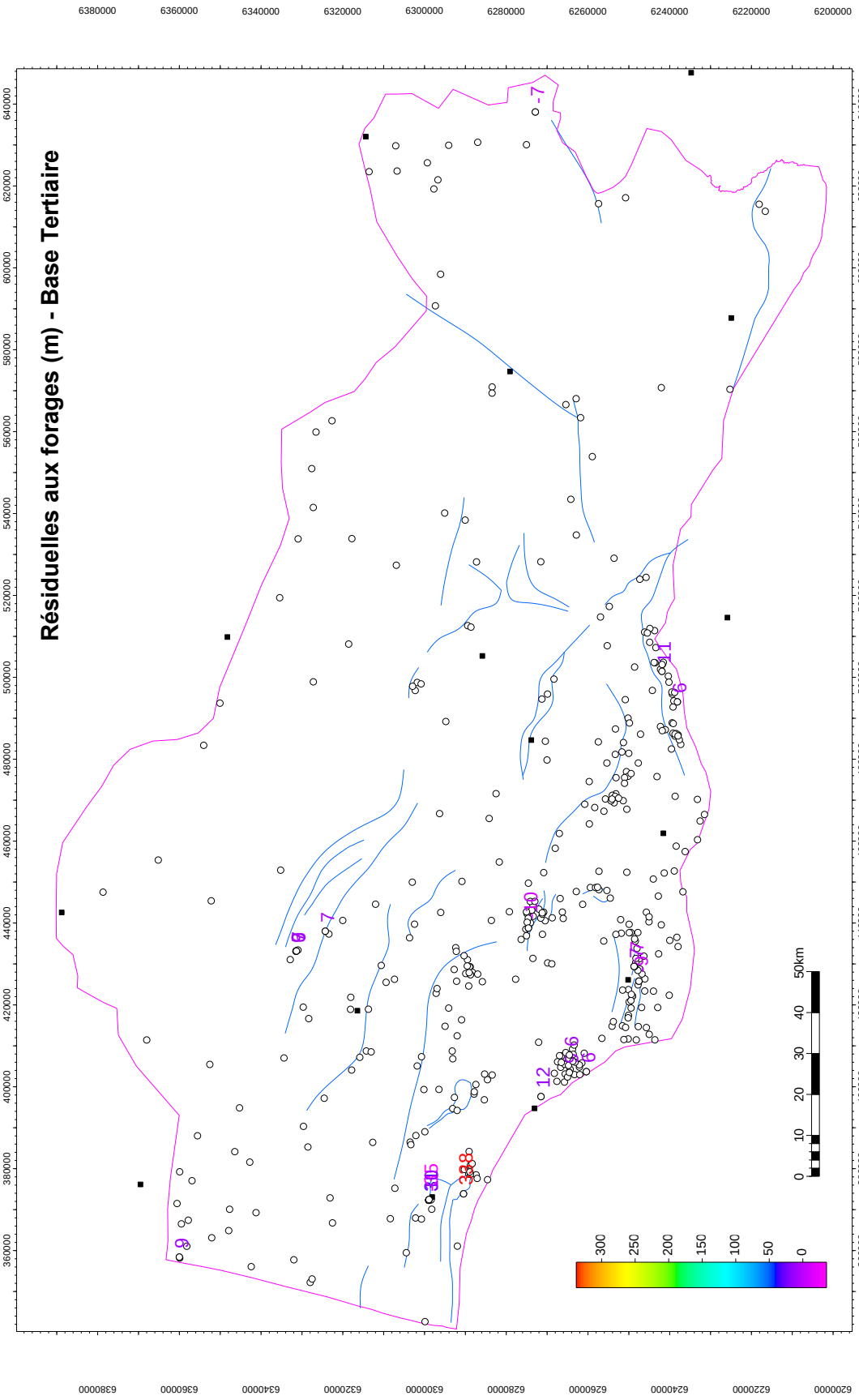
Sur les cartes suivantes, seules sont représentées les erreurs aux forages supérieures à +/- 5 m.

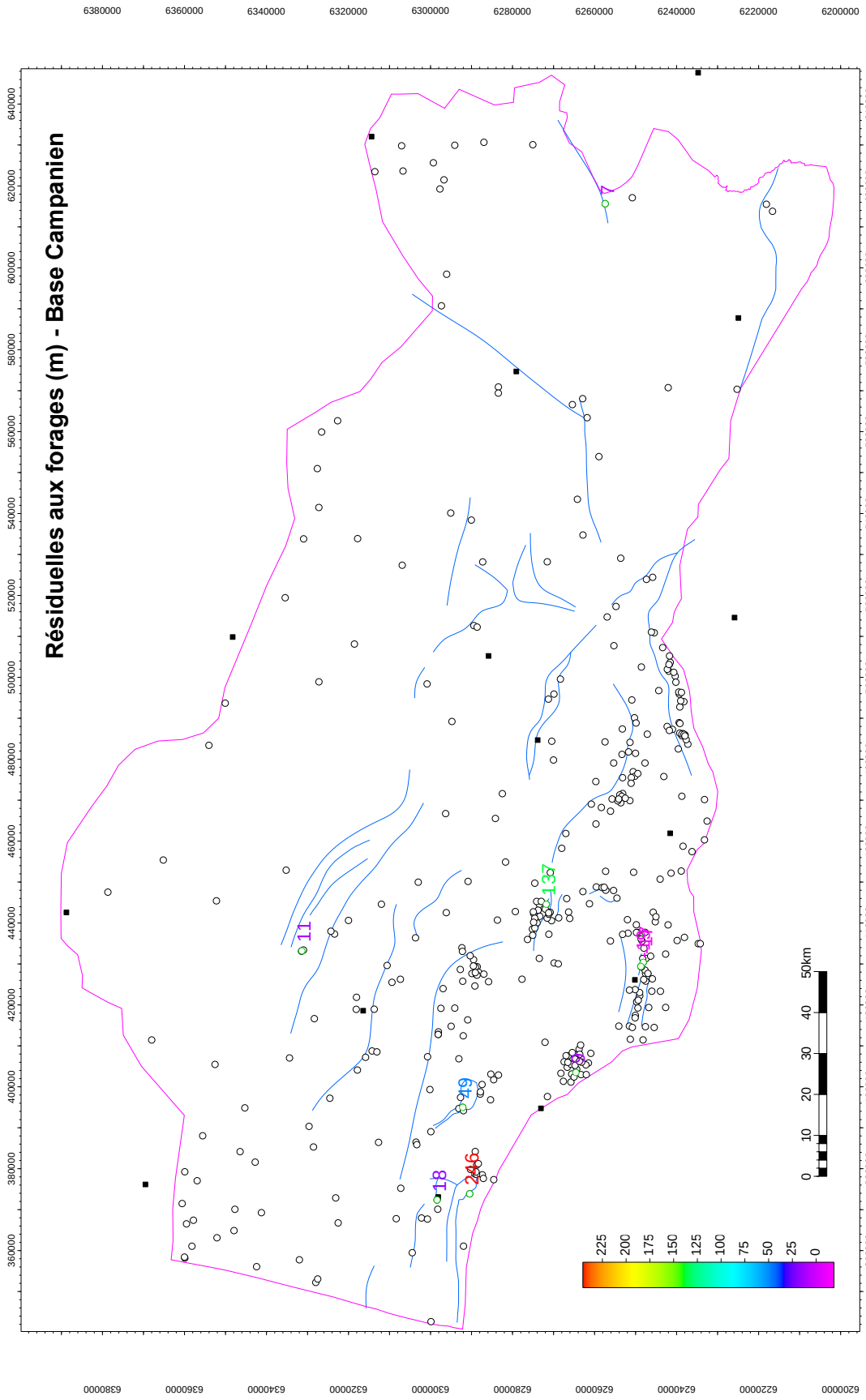

Résiduelles aux forages (m) - Base Molasse supérieure
6380000
6360000
6340000
6320000
6300000
6280000
6260000
6240000
6220000
6200000
640000
620000
600000
580000
560000
540000
520000
500000
480000
460000
440000
420000
400000
380000
360000
16
-8
-6
0
11
-36
-10
0
-10
-20
-30
-40
-50
0
10
20
30
40
50km

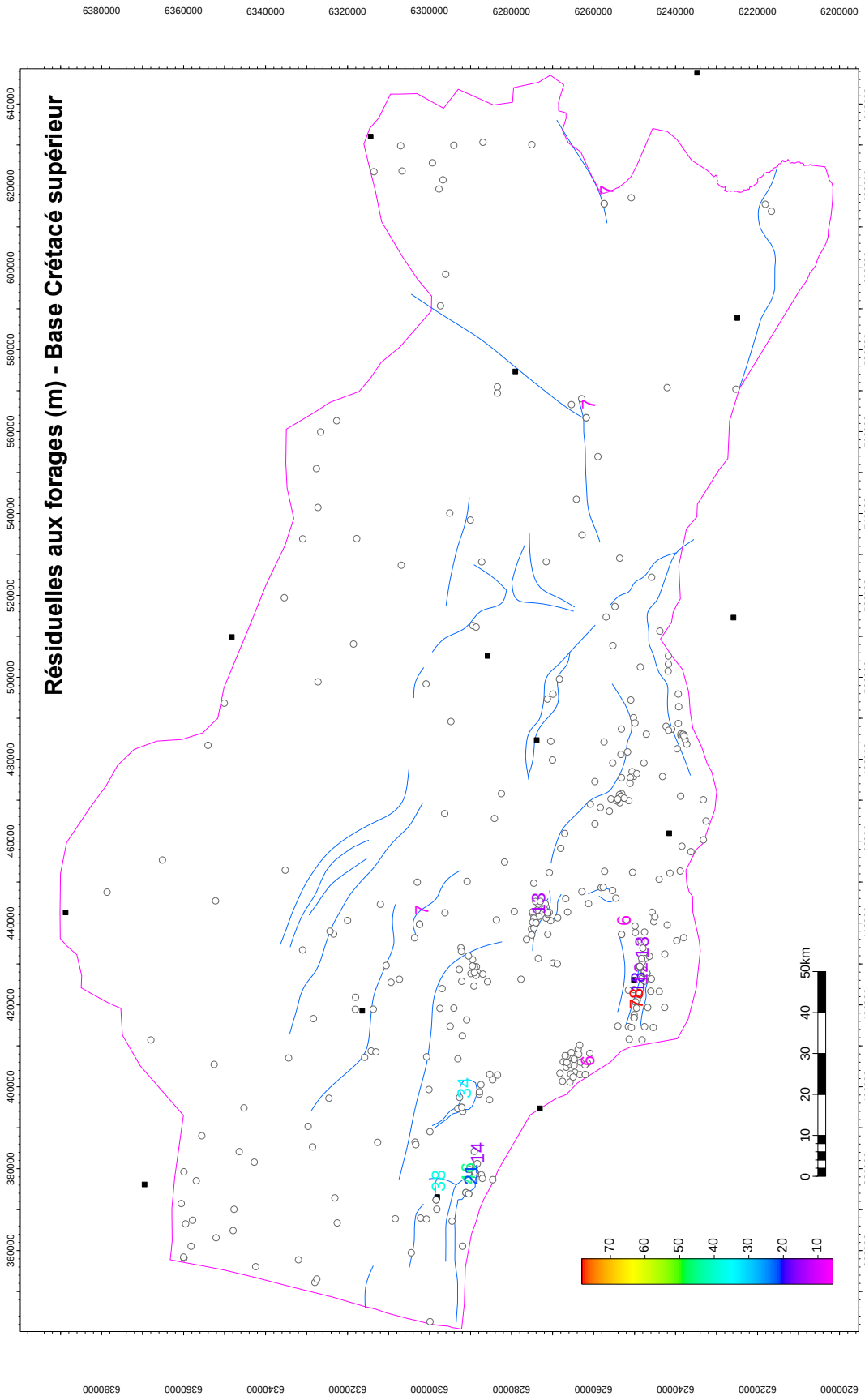

Résiduelles aux forages (m) - Base Molasse inférieure
6380000
6360000
6340000
6320000
6300000
6280000
6260000
6240000
6220000
6200000
640000
620000
600000
580000
560000
540000
520000
500000
480000
460000
440000
420000
400000
380000
360000
50km
40
30
20
10
0
30
20
10
0
-10
-20


Résiduelles aux forages (m) - Toit Flysch paléocène
6380000
6360000
6340000
6320000
6300000
6280000
6260000
6240000
6220000
6200000
640000
620000
600000
580000
560000
540000
520000
500000
480000
460000
440000
420000
400000
380000
360000
50km
0
10
20
30
40
30
20
10
0
-10
-20
-30
-40


Résiduelles aux forages (m) - Base Flysch paléocène
6380000
6360000
6340000
6320000
6300000
6280000
6260000
6240000
6220000
6200000
640000
620000
600000
580000
560000
540000
520000
500000
480000
460000
440000
420000
400000
380000
360000
-10
202
50km
0
10
20
30
40
200
175
150
125
100
75
50
25
0
-25


Résiduelles aux forages (m) - Base Tertiaire
6380000
6360000
6340000
6320000
6300000
6280000
6260000
6240000
6220000
6200000
640000
620000
600000
580000
560000
540000
520000
500000
480000
460000
440000
420000
400000
380000
360000
50km
0
10
20
30
40
300
250
200
150
100
50
0


Résiduelles aux forages (m) - Base Campanien
6380000
6360000
6340000
6320000
6300000
6280000
6260000
6240000
6220000
6200000
640000
620000
600000
580000
560000
540000
520000
500000
480000
460000
440000
420000
400000
380000
360000
11
18
19
137
0
10
20
30
40
50km
225
200
175
150
125
100
75
50
25
0


Résiduelles aux forages (m) - Base Crétacé supérieur
6380000
6360000
6340000
6320000
6300000
6280000
6260000
6240000
6220000
6200000
640000
620000
600000
580000
560000
540000
520000
500000
480000
460000
440000
420000
400000
380000
360000
0
10
20
30
40
50km
70
60
50
40
30
20
10

RÉPUBLIQUE FRANÇAISE
Liberté
Égalité
Fraternité

Géosciences pour une Terre durable
brgm

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 - Orléans Cedex 2 - France
Tél. : 02 38 64 34 34
Direction régionale Nouvelle-Aquitaine - site de Bordeaux
Parc Technologique Europarc
24, Avenue Léonard de Vinci
33600 - Pessac - France
Tél. : 05 57 26 52 70
www.brgm.fr