

Document public



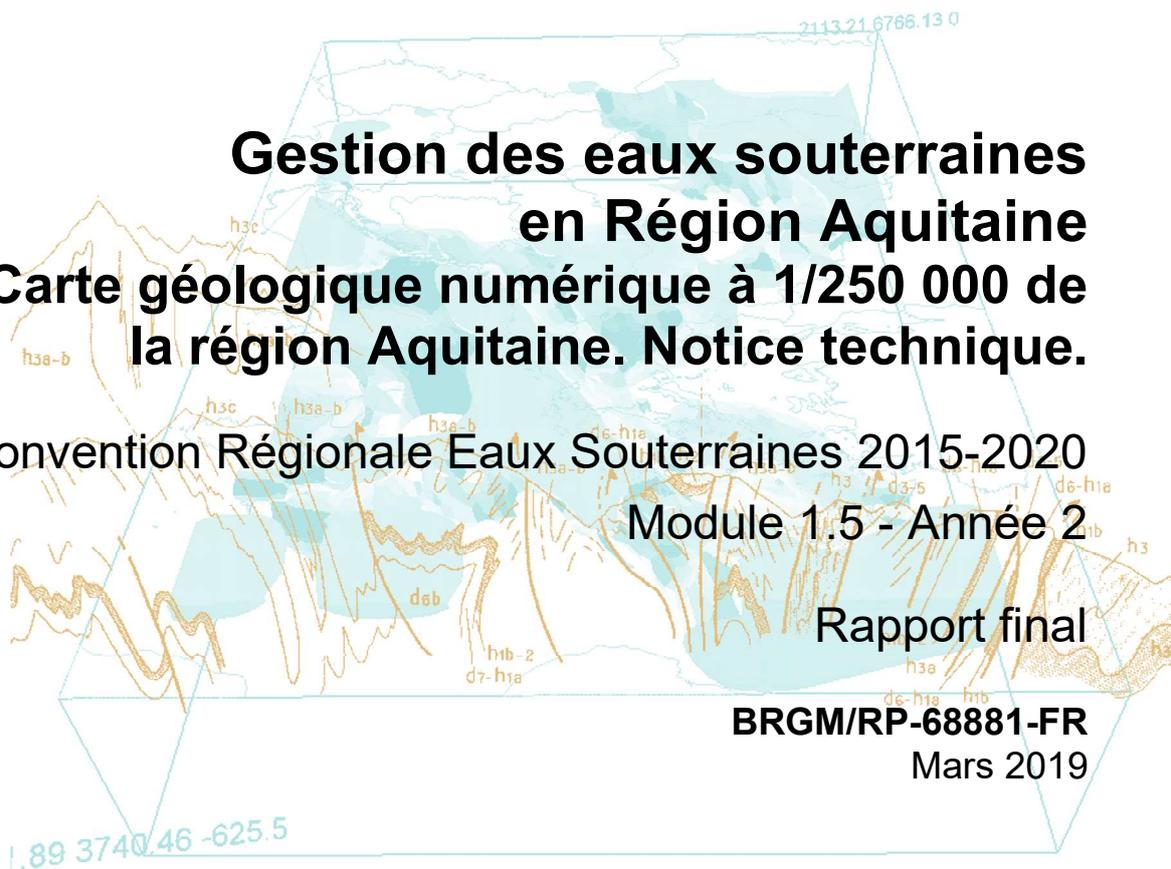
Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine

Carte géologique numérique à 1/250 000 de la région Aquitaine. Notice technique.

Convention Régionale Eaux Souterraines 2015-2020
Module 1.5 - Année 2

Rapport final

BRGM/RP-68881-FR
Mars 2019



Document public

Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine

Carte géologique numérique à 1/250 000 de la région Aquitaine. Notice technique.

Convention Régionale Eaux Souterraines 2015-2020
Module 1.5 - Année 2

Rapport final

BRGM/RP-68881-FR
Mars 2019

Étude réalisée dans le cadre des opérations
de Service public du BRGM AP17BDX025

P. Bourbon (Coordonnateur)

Vérificateur :

Nom : Thierry BAUDIN
Fonction : chef de projet « RGF »
Date : 08/04/2019
Signature :



Approbateur :

Nom : Nicolas PEDRON
Fonction : Directeur régional du BRGM
Nouvelle-Aquitaine
Date : 12/04/2019
Signature :



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

Contact : qualite@brgm.fr



Mots-clés : Carte géologique, carte numérique, Pyrénées, bassin d'Aquitaine, Massif Central, molasse, roche carbonatée, subsidence, transgression, régression, Orogénie hercynienne, Orogénie alpine Varisque, Cycle ; Dordogne ; Gironde ; Landes ; Lot-et-Garonne ; Pyrénées-Atlantiques ; Nouvelle-Aquitaine

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

Bourbon P. (2019) - Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine - Carte géologique numérique à 1/250 000 de la région Aquitaine. Notice technique - Module 1.5 - Année 2. Rapport final. BRGM/RP-68881-FR, 207 p., 43 fig., 1 CD.

Pour la réalisation de cette notice, l'auteur a bénéficié des contributions de :

- Michel FAURE (ISTO, Université d'Orléans) et Philippe CHEVREMONTE (BRGM) pour l'histoire géologique du cycle varisque dans le Massif Central et la description des unités correspondantes ;
- Elise NARDIN (GET, Université de Toulouse), Markus ARETZ (GET, Université de Toulouse) et Claude MAJESTE-MENJOUILLAS pour l'histoire géologique du cycle varisque dans les Pyrénées et la description des unités correspondantes ;
- Philippe RAZIN (INP Bordeaux), Yves HERVOUET (UPPA) et Joseph CANEROT pour l'histoire géologique du cycle alpin dans les Pyrénées et les détails sur les éléments structuraux dans le Pays-basque et le Béarn ;
- Carine LEZIN (GET, Université de Toulouse), pour l'histoire géologique au Permo-Trias et au Jurassique et la description des unités correspondantes, en collaboration avec Philippe FAURE et Joseph CANEROT ;
- Philippe RAZIN (INP Bordeaux), Jean-Pierre PLATEL et Joseph CANEROT pour la description des unités du Crétacé ;
- Laurent LONDEIX (EPOC, Université de Bordeaux), Bruno CAHUZAC (UF STE, Université de Bordeaux), Jean-Pierre PLATEL et Gabriel KARNAY pour la description des unités du Tertiaire ;
- Pascal BERTRAN (INRAP) et Gabriel KARNAY pour la description des unités du Quaternaire.

Synthèse

Dans le cadre de la convention pluriannuelle « Eaux souterraines » signée entre le BRGM, la Région Aquitaine et l'Etat (pour les périodes 2002-2006, 2008-2013, puis 2015-2020, avec le soutien financier de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne pour certains modules), le BRGM Nouvelle-Aquitaine a entrepris des actions de recherche et de mise en valeur des ressources en eaux souterraines.

L'année 2 du programme (2018-2019) porte sur 9 modules répartis, dans 3 axes majeurs.

Le module 1.5 est consacré à l'élaboration d'une carte géologique régionale, à l'échelle du 1/250 000 : le projet ALIENOR. Celui-ci vise à mettre en cohérence les données géologiques de l'Aquitaine et à les mettre à disposition sous la forme d'une carte géologique harmonisée. Cette échelle constitue un compromis idéal pour répondre à de nombreuses utilisations régionales (aménagement, gestion des risques, ressources minérales, ressources en eaux, géothermie, gestion des continuités écologiques, ...).

L'échelle du 1/250 000 est parfaitement adaptée aux dimensions de la région pour une représentation cartographique. De plus, cette échelle permet de synthétiser les connaissances actuelles et produire un document à jour, par rapport aux nouveaux concepts de la discipline. La carte produite intègre donc des tracés inédits par rapport aux cartes géologiques à 1/50 000. Le travail a été coordonné par le BRGM, avec la collaboration de partenaires universitaires de Bordeaux, Toulouse, Orléans et Pau. Cette démarche s'intègre parfaitement au nouveau programme cartographique de Référentiel Géologique de la France (RGF) du BRGM, dont le premier chantier sur les Pyrénées, démarré en 2014, s'achève cette année.

Le présent rapport constitue la notice de la carte géologique régionale. La première partie présente le projet ALIENOR, ainsi que les grands ensembles géologiques identifiés sur le territoire de la région Aquitaine. La deuxième partie décrit les terrains observés et la troisième partie retranscrit l'histoire géologique qui a conduit au façonnement des paysages tels qu'ils sont observés aujourd'hui.

Sommaire

1. Introduction	9
2. Le projet ALIENOR	11
2.1. CADRE DU PROJET ET CONDITION D'ETABLISSEMENT DE LA CARTE	11
2.2. SITUATION GEOGRAPHIQUE DE L'AQUITAINE	14
2.3. LES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES	15
2.3.1. Le bassin d'Aquitaine	15
2.3.2. Le Massif Central	17
2.3.3. Les Pyrénées occidentales	17
3. La description des terrains	19
3.1. LES ROCHES MAGMATIQUES ET VOLCANIQUES	19
3.1.1. Formations magmatiques du cycle varisque et anté-varisque	19
3.1.2. Formations volcaniques du cycle varisque des Pyrénées	23
3.1.3. Formations volcaniques du cycle alpin	24
3.1.4. Filons et autres petits corps de roches subvolcaniques à plutoniques	24
3.2. LES ROCHES MANTELLIQUES	28
3.3. LES ROCHES METAMORPHIQUES	29
3.3.1. Formations métamorphiques du Massif Central	29
3.3.2. Formations métamorphiques dans les Pyrénées	36
3.4. LES ROCHES SEDIMENTAIRES	36
3.4.1. Paléozoïque	36
3.4.2. Permo-Trias	42
3.4.3. Jurassique	44
3.4.4. Crétacé inférieur	49
3.4.5. Albien moyen à Crétacé supérieur dans les Pyrénées	52
3.4.6. Mésozoïque : le Crétacé supérieur de plate-forme	62
3.4.7. Paléogène pyrénéen	76
3.4.8. Paléocène et Eocène du bassin d'Aquitaine	83
3.4.9. Oligocène	93
3.4.10. Miocène	97
3.4.11. Pliocène et Quaternaire	103
3.4.12. Formations éoliennes	110
4. L'histoire géologique	113
4.1. AVANT LE CYCLE VARISQUE DANS LE PAYS BASQUE	113

4.1.1. Le Néoprotérozoïque.....	113
4.1.2. Évolutions sédimentaire et paléoenvironnementale au début du Paléozoïque....	113
4.2. LE CYCLE VARISQUE.....	114
4.2.1. L'orogène varisque dans l'ouest du Massif Central.....	114
4.2.2. Le cycle varisque dans les Pyrénées et le Pays Basque	127
4.3. LE CYCLE ALPIN : LA CHAÎNE PYRÉNÉENNE	130
4.3.1. Traits structuraux majeurs	130
4.3.2. Cadre géodynamique	136
4.3.3. Description régionale : la zone des Massifs basques.....	144
4.3.4. Description régionale : la Zone nord-pyrénéenne du Béarn.....	156
4.4. LE CYCLE ALPIN : LE BASSIN D'AQUITAINE	165
4.4.1. Structuration du bassin d'Aquitaine	165
4.4.2. Histoire géodynamique alpine du bassin d'Aquitaine	169
4.4.3. Formations superficielles et éoliennes : le système éolien landais.....	178
5. Bibliographie	183

Liste des figures

Figure 1 - Ensembles naturels de la région Aquitaine (source BRGM).....	14
Figure 2 - Stratigraphie des formations tertiaires de la côte basque (d'après Mathelin & Sztrakos, 1993).....	82
Figure 3 - Corrélation des formations éocènes et de leurs membres en Aquitaine septentrionale accompagnée de l'interprétation séquentielle (Sztrákos et al., 1998).....	86
Figure 4 - Stratigraphie des formations paléocènes et éocènes en Aquitaine méridionale (d'après Sztrakos et al., 1997, 1998, légèrement modifié in Nolf et al., 2002).....	88
Figure 5 - Dunes paraboliques de Lerm-et-Musset (modèle numérique de terrain RGEALTI 5 m, IGN, drapé sur la carte géologique à 1/250 000). Les âges OSL sont tirés de Bertran et al. (2011).....	111
Figure 6 - Détail du cordon dunaire côtier (RGEALTI 5 m, IGN) dans le secteur de Montalivet (A) et Biscarosse (B). Les âges IRSL sont tirés de Clarke et al. (1999, 2002).....	112
Figure 7 - Schéma structural de la chaîne varisque dans le Massif Central (d'après Faure et al., 2009).....	115
Figure 8 - Coupe générale subméridienne du Limousin montrant la pile de nappes, replissée en antiformes et synformes, recoupée par des intrusions granitiques (Faure et al., 2009).....	117
Figure 9 - Coupe du Limousin méridional (d'après Roig et al., 1996).....	120
Figure 10 - Carte structurale et cinématique des événements extensifs syn- à post-orogéniques (D4 et D5) d'âge carbonifère supérieur (d'après Faure et al., 2009).....	122
Figure 11 - Tableau synoptique des événements sédimentaires, tectoniques, métamorphiques et magmatiques du Massif Central français (d'après Faure et al., 2009).....	126
Figure 12 - Situation de l'Ibérie et de l'Europe au temps M0 (Aptien, - 121-125 Ma) en accord avec différents modèles (in Barnett-Moore et al., 2016).....	131
Figure 13 - Carte simplifiée des Pyrénées (d'après Ducoux, 2017).....	132
Figure 14 - Coupe géologique schématique à l'échelle lithosphérique interprétée grâce à la tomographie (d'après Wang et al. 2016, in Teixell et al., 2018).....	134
Figure 15 - Coupes géologiques des Pyrénées, à l'échelle crustale, interprétés à partir des profils ECORS et ESCIN (d'après Roure et al., 1989; Muñoz, 1992; Teixell, 1998; Pulgar et al., 1996; Gallastegui, 2000, in Teixell et al., 2018).....	135
Figure 16 - Coupes palinspatiques WNW-ESE du bassin de Tardets-Mauléon (d'après Canérot, 2017).....	138
Figure 17 - Reconstitutions des marges continentales au Crétacé supérieur, avant la convergence (autour de - 84 Ma).....	139
Figure 18 - Coupe géologique à l'échelle crustale des Pyrénées occidentales (d'après Teixell et al. 2018).....	141
Figure 19 - Schéma des déplacements de l'Ibérie. Trajectoire de deux points de l'Ibérie par rapport à deux points fixes d'Europe tracés en fonction du temps depuis 175 Ma.....	142
Figure 20 - Évolution géodynamique de la partie occidentale de la chaîne, impliquant 114 km de raccourcissement (Teixell et al., 2016).....	143
Figure 21 - Schéma structural des Pyrénées occidentales montrant les éléments de différenciation des domaines occidental et oriental.....	145
Figure 22 - Tableau chronologique représentant la succession des environnements sédimentaires dans les différentes unités structurales du Pays Basque occidental (Razin, 1989).....	148
Figure 23 - Essai de reconstitution de l'évolution structurale des Pyrénées occidentales au nord-ouest des Massifs basques.....	150

Figure 24 - Carte géologique de la bordure sud de la Zone nord-pyrénéenne dans la partie orientale des Massifs basques	152
Figure 25 - Carte structurale de la partie orientale de la zone des Massifs basques	153
Figure 26 - Coupe structurale de la partie orientale de la zone des Massifs basques (Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées - planche TecA1, coupe n°4).....	154
Figure 27 - Schéma structural de la Zone nord-pyrénéenne entre le gave de Mauléon et le gave d'Ossau (zone des chaînons béarnais).....	158
Figure 28 - Coupe géologique de la Zone nord-pyrénéenne dans la partie occidentale de la zone des Chaînons béarnais (localisation sur la Figure 27)	159
Figure 29 - Coupe géologique de la Zone nord-pyrénéenne dans la partie centrale occidentale de la zone des chaînons béarnais.....	160
Figure 30 - Coupe géologique de la Zone nord-pyrénéenne dans la partie orientale de la zone des chaînons béarnais.....	160
Figure 31 - Schéma structural de la Zone nord-pyrénéenne entre le gave d'Ossau et le gave de Pau (zone des chaînons de Bigorre occidentale)	161
Figure 32 - Coupe géologique de la Zone nord-pyrénéenne dans la partie ouest de la zone des chaînons de Bigorre occidentale	161
Figure 33 - Coupe géologique de la Zone nord-pyrénéenne dans la partie est de la zone de Bigorre occidentale	162
Figure 34 - Formations lithostratigraphiques du bassin d'Aquitaine.....	166
Figure 35 - Structuration de la partie sud du bassin d'Aquitaine, interprétée à partir de profils sismiques, entre la ride anticlinale de Roquefort-Créon au nord et la Zone nord-pyrénéenne au sud (secteur de Cheraute).....	167
Figure 36 - Carte structurale du bassin d'Aquitaine (Serrano, 2001).....	168
Figure 37 - Paléogéographie de l'Aquitaine au Trias supérieur (Serrano et al., 2006).....	170
Figure 38 - Paléogéographie de l'Aquitaine du Bathonien au Callovo-Oxfordien (Serrano et al., 2006).	172
Figure 39 - Paléogéographie de l'Aquitaine au Kimméridgien supérieur (Serrano et al., 2006).....	173
Figure 40 - Paléogéographies de l'Aquitaine au Crétacé inférieur (Serrano et al., 2006).....	174
Figure 41 - Paléogéographie de l'Aquitaine au Crétacé supérieur. (Serrano et al., 2006)	175
Figure 42 - Paléogéographie de l'Aquitaine à l'Eocène moyen (Serrano et al., 2006)	176
Figure 43 - Paléogéographie de l'Aquitaine au Miocène inférieur (Serrano et al., 2006)	177
Figure 44 - Carte des dépôts éoliens aquitains, d'après Bertran et al. (2016), modifié. Les polygones et les coins à remplissage sableux éoliens sont tirés d'Andrieux et al. (2016).....	179

1. Introduction

Le projet ALIENOR concerne la réalisation d'une carte géologique de l'Aquitaine à l'échelle du 1/250 000. Il vise à mettre en cohérence l'ensemble des données de cartographie géologique disponibles sur ce territoire et à les mettre à disposition sous la forme d'une carte harmonisée à une échelle pertinente pour que chacun puisse reconnaître, s'approprier et valoriser cette information.

L'échelle du 1/250 000 a été retenue, car elle constitue un compromis idéal pour répondre à de nombreuses utilisations régionales : travaux d'aménagement (paysage, urbanisme), gestion des risques liés au sous-sol (retrait/gonflement, mouvements de terrain, cavités), ressources minérales, ressources en eaux, géothermie, gestion des continuités écologiques, etc. De plus, la représentation de la géologie d'un territoire à cette échelle est un support pédagogique très bien perçu par les enseignants des classes du Secondaire, dans le monde universitaire, auprès des associations, des réserves et parcs naturels, pour mener des actions d'éducation à l'environnement. Il est très apprécié notamment pour faire comprendre la lecture des paysages, l'utilisation des ressources naturelles ou bien l'implication de la géologie dans l'histoire humaine.

Le programme du projet ALIENOR est réparti en deux phases distinctes :

- phase 1 (année 1) : préparation de la donnée, constitution d'un collège d'expert, traitement cartographique et ébauche d'une première version de la carte ;
- phase 2 (année 2) : regroupement des unités ; validation par un collège d'expert, rédaction d'une notice géologique, redéfinition des contours, édition SIG et papier et valorisation de la carte.

Le présent document correspond au rapport final du projet ALIENOR et constitue une notice de la carte géologique régionale. Cette notice comprend une présentation des grands ensembles géologiques de la région, une description de l'ensemble des terrains cartographiés et elle conclut par une retranscription de l'histoire géologique de la région.

2. Le projet ALIENOR

2.1. CADRE DU PROJET ET CONDITION D'ETABLISSEMENT DE LA CARTE

Le projet ALIENOR s'inscrit dans le cadre de la convention pluriannuelle « Eaux souterraines », signée entre le BRGM, la Région Nouvelle-Aquitaine et l'Etat, pour la période 2015-2020. L'année 2 du programme (2018-2019) porte sur 9 modules répartis dans 3 axes majeurs. Le module 1.5, consacré à l'élaboration d'une carte géologique régionale à l'échelle du 1/250 000, constitue le projet ALIENOR.

Le programme du projet a été réparti en deux phases distinctes :

- phase 1 (année 1) : préparation de la donnée, constitution d'un collège d'expert, traitement cartographique et ébauche d'une première version de la carte ;
- phase 2 (année 2) : regroupement des unités ; validation par un collège d'expert, rédaction d'une notice géologique, édition SIG et papier et valorisation de la carte.

Pour chacune de ces deux phases, le projet a bénéficié de subventions de la part de la Région Nouvelle-Aquitaine, de l'Etat, de l'Europe, par le biais des fonds FEDER, et d'une dotation du BRGM.

La carte géologique au 1/250 000 de l'Aquitaine permet aujourd'hui de disposer d'un support, qui offre une lecture synthétique de la géologie régionale, mais qui permet toutefois de conserver suffisamment de détails pour différents usages tels que :

- travaux d'aménagement (paysage, urbanisme) ;
- gestion des risques liés au sous-sol (retrait/gonflement, mouvements de terrain, cavités) ;
- ressources minérales ;
- ressources en eaux ;
- géothermie ;
- gestion des continuités écologiques ;
- supports pédagogiques ; etc.

a) Travaux antérieurs

Initié au début des années 1960, le programme de la carte géologique de la France, à l'échelle du 1/50 000, est piloté par le BRGM. Le territoire de l'Aquitaine est ainsi couvert par 97 cartes géologiques, dont les derniers levés ont été publiés en 2013.

Pour 2 des 5 départements de l'ex-région Aquitaine, les données géologiques numériques ont déjà fait l'objet d'un travail d'harmonisation : Landes et Pyrénées-Atlantiques. Cette harmonisation permet de bénéficier d'une donnée cohérente sur chacun de ces deux départements, en assurant la continuité de la donnée géologique. En effet, en raison de l'hétérogénéité des données initiales entre les différentes cartes géologiques au 1/50 000, les contours géologiques ne sont pas toujours continus d'une carte à l'autre.

Pour les autres départements : Dordogne, Gironde et Lot-et-Garonne, aucune carte harmonisée n'est publiée à ce jour. Toutefois, dans le cadre de ses activités d'appui aux politiques publiques, le BRGM a déjà mis en place une base de données numériques au 1/50 000, homogénéisée pour

chacun de ces 3 départements. C'est donc cette donnée qui sera utilisée dans le cadre du présent projet.

Par ailleurs, dans le cadre du projet RGF - Chantier Pyrénées, des travaux de mise en cohérence et d'homogénéisation des lexiques utilisés (lithologie, stratigraphie, formation, groupe de formation, etc.) ont été coordonnés par le BRGM. Ces travaux ont permis de mettre à jour les données géologiques, notamment pour le département des Pyrénées-Atlantiques, ainsi que dans le sud du département des Landes.

Ces travaux du RGF ont donc permis au projet ALIENOR de bénéficier de données actualisées, notamment concernant les attributions lithologiques et stratigraphiques des formations géologiques rencontrées dans le sud de l'Aquitaine et plus particulièrement vers les Pyrénées.

b) Synthèse des travaux réalisés dans le cadre du projet ALIENOR

Les travaux réalisés dans le cadre du projet ALIENOR ont consisté à :

- Établir des regroupements au sein des formations géologiques existantes sur le territoire de l'Aquitaine, afin d'améliorer la lisibilité de la carte : ces travaux sont répartis en ateliers, avec l'aide d'un collègue d'experts scientifiques ;
- Ajuster et mettre à jour les contours géologiques et les structures tectoniques :
 - o Des travaux importants ont été réalisés avec l'appui de Philippe Razin et Nicolas Saspiturry (INP Bordeaux), dans le secteur des Pyrénées occidentales ;
 - o Les ajustements de certaines structures tectoniques sont réalisés avec l'appui de Joseph Canérot, notamment dans les chaînons béarnais ;
- Mettre en cohérence des données parfois hétérogènes :
 - o Nouvelles attributions apportées, dans les secteurs de l'Aubisque et d'Ossau avec l'appui de Claude Majesté-Menjoulas ;
 - o Homogénéisation régionale des terrasses alluviales avec l'appui de Gabriel Karnay ;
- Simplifier la carte (suppression des petits objets géologiques et de certains talwegs qui apparaissent dans le réseau hydrographique) ;
- Rédiger la notice géologique : ces travaux sont répartis entre certains membres du collège d'experts scientifiques (les différentes contributions sont mentionnées au début des chapitres ou des parties correspondantes).

Pendant les différentes phases du projet, les travaux menés en collaboration avec un collègue d'experts scientifiques ont été répartis en sept ateliers. Ces derniers sont définis par système et parfois par cycle géologique et zone géographique (notamment pour le cycle varisque, traité différemment entre les secteurs du Massif Central français et des Pyrénées).

Les membres des 7 ateliers sont les suivants :

- **Plio-quatenaire** : Pascal BERTRAN (INRAP) / Gabriel KARNAY / Jean-Pierre PLATEL / Hélène TISSOUX (BRGM) ;
- **Tertiaire** : Laurent LONDEIX (EPOC, Université de Bordeaux) / Bruno CAHUZAC (UF STE, Université de Bordeaux) / Sophie LELEU (INP Bordeaux) / Jean-Pierre PLATEL / Eric LASSEUR (BRGM) ;

- **Crétacé** : Philippe RAZIN (INP Bordeaux) / Joseph CANEROT / Jean-Pierre PLATEL / Eric LASSEUR (BRGM) ;
- **Jurassique-Trias** : Carine LEZIN (GET, Université de Toulouse) / Gabriel KARNAY / Philippe FAURE / Philippe CHEVREMONT / Joseph CANEROT ;
- **Paléozoïque nord-aquitain** : Michel FAURE (ISTO, Université d'Orléans) / Philippe CHEVREMONT ;
- **Paléozoïque pyrénéen** : Elise NARDIN (GET, Université de Toulouse) / Markus ARETZ (GET, Université de Toulouse) / Claude MAJESTE-MENJOUHAS / Benoit ISAUTIER (BRGM) / Maxime PADEL (BRGM) ;
- **Structurale** : Yves HERVOUET / Philippe RAZIN (INP Bordeaux) / Nicolas SASPITURRY (INP Bordeaux) / Joseph CANEROT / Thierry BAUDIN (BRGM).

Cette coopération multipartenaire a fait l'objet de la signature d'une convention de collaboration avec la majorité des intervenants, notamment avec les établissements et experts impliqués dans la phase de rédaction de la notice.

2.2. SITUATION GEOGRAPHIQUE DE L'AQUITAINE

D'un point de vue administratif, la région Aquitaine n'existe plus depuis le 1^{er} janvier 2016. En effet, un nouveau découpage des régions a été proposé, puis mis en œuvre dans le cadre de la loi n°2015-991 du 7 août 2015 portant sur la nouvelle organisation territoriale de la République, également connue sous le nom de Loi NOTRe. Depuis l'entrée en vigueur de ce nouveau découpage, l'ex-région Aquitaine est regroupée avec les deux anciennes régions Limousin et Poitou-Charentes, pour former la Nouvelle-Aquitaine. Toutefois, compte tenu de son démarrage antérieur à l'entrée en vigueur de la loi NOTRe, le projet ALIENOR concerne aujourd'hui uniquement le territoire de l'ex-région Aquitaine.



Figure 1 - Ensembles naturels de la région Aquitaine (source BRGM).

Avec cinq départements (Dordogne, Gironde, Landes, Lot-et-Garonne et Pyrénées-Atlantiques), représentant un territoire de près de 42 000 km², l'ex-région Aquitaine constitue le lien, sur la façade atlantique, entre le Massif Central au nord-est et le massif des Pyrénées au sud.

La région Aquitaine est insérée dans un vaste ensemble naturel : le bassin aquitain. Celui-ci n'est pas uniforme, puisque l'on peut y distinguer, du nord au sud, quatre sous-ensembles : le Périgord, le Bordelais, les Landes et l'ensemble pyrénéen et ses piémonts (cf. Figure 1).

Le Périgord est un pays de calcaire datant du Crétacé, qui forme les contreforts occidentaux du Massif Central. Ce relief de côtes est constitué de plateaux perméables, fortement entaillés par des vallées (Isle, Dordogne, Vézère).

Le Bordelais est formé d'un vaste socle calcaire, localement recouvert de formations sédimentaires apportées par les rivières qui rejoignent la Garonne. Cette plaine assure une transition entre les plaines de Charente (au nord) et les étendues sableuses des Landes (au sud).

Les Landes sont une vaste plaine sableuse triangulaire, qui descend vers l'ouest. Les sables (de 25 à 60 m d'épaisseur) proviennent de matériaux arrachés aux Pyrénées par les glaciers de l'ère quaternaire. Ces sables se transforment, à une cinquantaine de centimètres de profondeur, en une épaisse couche de grès ferrugineux, l'alias, empêchant toute infiltration des eaux pluviales.

L'avant-pays pyrénéen s'étend dans la courbe du fleuve Adour : les collines dominent le relief. Il précède le domaine de montagne des Pyrénées, qui, très accidenté à l'est avec un point culminant régional à 2 974 m (pic Palas), s'adoucit vers le Pays Basque, où la côte rocheuse fait face à la mer.

2.3. LES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES

Les ensembles géologiques du territoire de la région Aquitaine offrent une succession lithologique des plus complètes qui puisse se rencontrer en France. Ils s'intègrent dans trois objets géologiques majeurs : le bassin d'Aquitaine, le Massif Central et les Pyrénées occidentales.

2.3.1. Le bassin d'Aquitaine

Le bassin sédimentaire d'Aquitaine constitue une zone « réceptacle » de dépôts, issus de l'érosion des massifs montagneux environnants : au nord, les massifs armoricain et vendéen ; au sud, la chaîne des Pyrénées et à l'est, le Massif Central et la Montagne noire. Il est ainsi le lieu d'une sédimentation importante pendant des millions d'années, engendrant un enfoncement rapide des couches : on parle de subsidence.

Le bassin aquitain peut aujourd'hui se définir comme une vaste demi-cuvette de forme triangulaire, ouverte à l'ouest sur l'océan Atlantique.

Une « dissymétrie » s'observe dans les dépôts visibles en surface entre le nord et le sud de la région. En effet, les couches géologiques ont une extension plus réduite au sud qu'au nord, montrant des roches comprimées au sud : ce phénomène est dû à la formation de la chaîne des Pyrénées, résultant des importantes forces de compression causées par la collision entre l'Europe et l'Ibérie.

Le bassin aquitain montre une autre dissymétrie de part et d'autre d'une ligne allant d'Arcachon à Toulouse et appelée parfois « flexure celte-aquitaine », souvent associée au cours actuel de la Garonne. Elle délimite deux zones dans lesquelles l'évolution des paysages s'est faite différemment au cours des temps :

- au nord, zone de la plate-forme nord-aquitaine. Les terrains sont disposés, en profondeur, en strates régulières, témoins d'une sédimentation sur l'ancienne plate-forme marine bordant le sud-ouest du Massif Central (sédimentation réduite, plusieurs phases d'émersion, profondeur du socle hercynien jusqu'à 2 000 mètres, avec la présence de plis, de rides et de dépressions intermédiaires) ;

- au sud, zone de fosses profondes. Les dépôts sont beaucoup plus épais, héritage d'un « long passé marin ». On note la présence de zones subsidentes (qui s'enfoncent), comme à Parentis et à proximité de l'estuaire de l'Adour. Dans ces zones s'accumulent d'épaisses couches de sédiments, qui seront par la suite plissées lors de la formation des Pyrénées (tectonique plus complexe, sillons, rides anticlinales de direction et d'âge pyrénéens).

Le bassin d'Aquitaine enregistre, depuis le Trias, les mouvements relatifs des plaques Ibérie et Eurasie (Choukroune, 1976 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Curnelle et Dubois, 1986 ; Brunet, 1983 ; Curnelle, 1983 ; Brunet, 1991 ; Olivet et al., 1996) et son évolution est fortement contrôlée par les structures héritées de l'histoire hercynienne.

Il a enregistré l'évolution successive de deux domaines océaniques : Téthys et océan Atlantique, et a évolué globalement d'un stade extensif (Trias au Crétacé inférieur) à un stade compressif (Crétacé supérieur au Tertiaire). Son évolution géodynamique comporte au moins cinq stades majeurs dont certaines limites doivent encore être précisées (Serrano et al., 2006 ; Canérot, 2008) :

- stade de « rifting » intracontinental (Trias à Hettangien ; vers -200 Ma),
- stade de bassin intracratonique (Lias moyen au Tithonien ; entre -200 et -145 Ma),
- stade transtensif (Néocomien à l'Albo-Aptien ; entre -145 et -100 Ma),
- stade transpressif (Cénomaniens au Maastrichtien ; entre -100 et -65 Ma),
- stade compressif (Paléocène à Actuel ; depuis -65 Ma).

Des remontées de sel (diapirs) se forment en profondeur depuis le stade transtensif.

Depuis le stade compressif, la chaîne des Pyrénées se soulève définitivement, entraînant le plissement et l'élévation en altitude des roches.

Dans le bassin, les dépôts sédimentaires vont se succéder au gré des cycles de transgression / régression de la mer. La dernière transgression marine a lieu au cours du Miocène (entre -23 et -5 Ma). Le Pliocène (-5 à -1,8 Ma) est caractérisé par le retrait définitif de la mer et la mise en place de grands fleuves, qui façonnent un vaste delta dans les Landes de Gascogne.

Au Quaternaire, des périodes de glaciations vont marquer le bassin aquitain avec, notamment, la formation de terrasses fluviatiles et des dépôts de sables d'origine éolienne (dans les Landes et le Médoc). Il y a 20 000 ans, au cours de la dernière période glaciaire, le niveau de l'eau est 120 mètres plus bas qu'aujourd'hui, dans le golfe de Gascogne. A l'Holocène (autour de -10 000 ans), le réchauffement climatique entraîne la fonte des calottes et une remontée du niveau de l'océan. Il atteint son niveau actuel autour de -6 000 ans. C'est à cette époque que, par ennoyage progressif, naissent les marais de l'estuaire de la Gironde, alors que l'estuaire n'était auparavant qu'une profonde vallée incisée. Le remplissage de ces marais s'achève il y a 2 000 ans.

Le cordon dunaire actuel le long du littoral aquitain est très récent et son évolution se perpétue encore aujourd'hui au gré des tempêtes, de l'évolution du climat et des activités anthropiques.

NB : texte issu du site internet du SIGES Aquitaine (<http://sigesaqi.brgm.fr/>).

2.3.2. Le Massif Central

Le Massif Central présente un substratum varisque, composé de terrains principalement métamorphiques et granitiques déformés lors de cette orogénèse, dont les termes les plus métamorphiques affleurent dans la zone axiale migmatitique de la Montagne noire. La partie occidentale expose également des nappes moins métamorphiques de terrains paléozoïques.

Seule une petite partie de la région Aquitaine est concernée par des terrains appartenant à la géologie du Massif Central, dans l'extrémité nord-orientale du département de la Dordogne. Toutefois, ces terrains du Massif Central aquitain, majoritairement attribués au Paléozoïque et au cycle varisque, permettent de disposer d'archives ouvertes pour reconstituer l'histoire géologique de cette période.

2.3.3. Les Pyrénées occidentales

Du golfe de Gascogne au golfe du Lion, la chaîne pyrénéenne forme une barrière naturelle rectiligne de 450 km de long, qui sépare le bassin d'Aquitaine au nord du bassin de l'Ebre au sud. Le versant espagnol, profondément découpé par l'érosion, s'abaisse en pente douce vers le sud sur une largeur d'une centaine de kilomètres ; tandis que le versant français est plus abrupt : on passe en moins de 50 kilomètres des sommets les plus élevés (3 404 mètres au pic d'Aneto dans le massif de la Maladeta) au pied des reliefs (environ 200 m). Cette dissymétrie morphologique reflète une dissymétrie structurale profonde.

Les Pyrénées constituent une frontière de plaque ayant fonctionné à plusieurs reprises depuis la fin du Paléozoïque au moins. Elles constituent donc un bon exemple de la superposition sur un même segment crustal des effets d'orogénèses successives : les mieux connues étant les orogénèses varisque et alpine. Malgré leur grand éloignement temporel (200 Ma environ entre les derniers effets de l'une et les premiers de l'autre), ces deux événements sont difficiles à séparer sur le terrain, lorsque l'on travaille sur les roches anté-mésozoïques affectées par les deux épisodes. Elles présentent en effet des directions structurales semblables (E-W à WNW-ESE), dues à la réutilisation des accidents hercyniens lors de l'orogénèse alpine.

Les Pyrénées alpines constituent une chaîne qui résulte du blocage puis de l'écrasement, réalisé du Crétacé supérieur au Miocène inférieur (85-20 Ma), d'un rift transtensif sénestre, ayant accommodé le déplacement de la plaque ibérique par rapport à la plaque européenne, lors de l'ouverture du golfe de Gascogne au Crétacé (Albo-Cénomaniens-Turonien) (Le Pichon et al, 1970 ; Choukroune et al, 1973 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Olivet, 1996 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008). La chaîne appartient au système alpin d'Europe occidentale. Le domaine plissé, orienté est-ouest, s'étend sur plus de 1 000 km, depuis la marge continentale nord-espagnole à l'ouest jusqu'à la Provence à l'est.

3. La description des terrains

3.1. LES ROCHES MAGMATIQUES ET VOLCANIQUES

3.1.1. Formations magmatiques du cycle varisque et anté-varisque

a) Massifs de roches plutoniques du Massif Central

(Avec les contributions de M. Faure et de Ph. Chèvremont)

γ^3_b . Carbonifère inférieur. Monzogranite orienté de type Estivaux.

La limite NW-SE entre l'Unité de Thiviers-Payzac et l'Unité supérieure des gneiss est jalonnée par de petits corps, hectométriques à kilométriques, de monzogranite calco-alcalin à biotite et rare muscovite. L'orientation des lamelles de biotite souligne la foliation subverticale, orientée NW-SE. Les grains de quartz et les feldspaths cataclasés indiquent une linéation d'étirement et d'allongement subhorizontale. Ces granites prennent d'avantage d'importance au SE pour former le pluton d'Estivaux sur la feuille Tulle (761) à 1/50 000. Par son caractère mésocrate et la présence de muscovite, ce monzogranite appartient à une association alumino-potassique de type Guéret. Le granite d'Estivaux constitue un pluton syncinématique contemporain du mouvement senestre du décrochement Sud-Limousin. Une datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur biotite dans une mylonite donne un âge de $346 \pm 3,5$ Ma, interprété comme la borne supérieure de la déformation (Roig et al., 1996).

γ^3_b . Carbonifère inférieur. Monzogranite à biotite de Saint-Nicolas-Courbefy.

Ce pluton calco-alcalin est intrusif dans les séries métamorphiques du Limousin (UIG) dont il renferme de nombreuses enclaves, et dans lesquelles il a développé une auréole de métamorphisme de contact à biotite, muscovite et andalousite. Seule sa partie la plus occidentale se situe dans le département de la Dordogne, le reste se situant en Haute-Vienne, sur la commune de Saint-Nicolas-Courbefy. Il s'agit d'un monzogranite calco-alcalin homogène, équant, à biotite (\pm chloritisée), microcline perthitique, oligoclase, rare grenat, zircon, apatite et minéraux opaques. La muscovite est rare et secondaire ; elle se développe à partir de la biotite et du plagioclase. Localement, les micas peuvent souligner une orientation préférentielle planaire. Le pluton de Saint-Nicolas-Courbefy n'est pas daté par une méthode radiométrique, mais est considéré comme datant du Carbonifère inférieur (tranche 335-355 Ma sur carte à 1/1 M).

γ^{3-4}_b . Carbonifère supérieur. Monzogranites à biotite du massif de Piégut-Pluviers-Abjat.

Ce pluton de granitoïdes calco-alcalins s.s., de composition modale granitique à granodioritique (in notice de la carte Montbron à 1/50 000), est intrusif dans des gneiss à biotite-sillimanite et des migmatites de l'UIG, dans lesquels il peut localement développer un métamorphisme de contact à biotite-muscovite-cordiérite. Sur sa bordure orientale, il est en contact avec le dôme leucogranitique de Saint-Mathieu, le long duquel se développe un faciès à grain fin. Il se situe principalement dans la partie la plus nord-est du département de la Dordogne, et à l'extrémité sud d'un alignement subméridien de plutons calco-alcalins s.s. à calco-alcalins magnésio-potassiques, qui vers le nord se poursuit jusqu'à Esse en Charente.

Dans le détail, trois faciès grenus sont distingués :

- un granitoïde équiant de grain moyen, à biotite, formant l'essentiel du pluton. Les feldspaths (orthose et oligoclase zoné) présentent parfois une orientation préférentielle. La biotite, souvent en amas polycristallins, est largement chloritisée. L'amphibole verte est exceptionnelle. Des enclaves biotitiques microgrenues, de taille centimétrique à décimétrique, se rencontrent près des bordures du pluton.
- un granitoïde équiant de grain fin, à biotite, présent surtout sur les bordures du massif. Ce faciès possède la même minéralogie que le faciès principal, mais de la cordiérite pinitisée peut s'y rencontrer.
- un granitoïde à biotite de gros grain à tendance porphyroïde, dans lequel les mégacristaux de feldspath potassique peuvent atteindre 5 cm de longueur. Dans ce faciès, la taille des cristaux de la mésostase (environ 5 mm) est légèrement supérieure à ceux du faciès principal. Les mégacristaux sont constitués d'orthoses maclées et perthitiques.

Au nord de Busseroles, une bande de paragneiss sépare l'extrémité septentrionale du massif plutonique d'un corps de microgranite-granodiorite porphyrique à biotite (carte Montbron-710 à 1/50 000). Deux hypothèses sont possibles : soit ce corps microgrenu constitue un faciès de bordure du massif de Piégut-Pluviers-Abjat, soit il fait partie de l'ensemble de microgranitoïdes calco-alcalins à subalcalins, qui constituent des sills, des stocks et des filons recoupant toutes les entités métamorphiques et plutoniques régionales, y compris les plutons de Piégut-Pluviers-Abjat et du dôme de Saint-Mathieu.

Une isochrone Rb-Sr (Duthou, 1977) donne un âge de 325 ± 14 Ma pour le pluton de granitoïdes de Piégut-Pluviers-Abjat, mais cette datation est peu précise et l'isochrone prend en compte d'autres granitoïdes de la région. Sur la carte géologique de la France à 1/1 M - 6e édition révisée (Chantraine et al., 2003), le pluton est mis dans la tranche 335-305 Ma, mais un âge namuro-westphalien (325-305 Ma) est plus probable.

$L\gamma^2_{2m}$. Carbonifère supérieur. Leucogranites à deux micas du dôme de Saint-Mathieu.

Le dôme leucogranitique de Saint-Mathieu enveloppe le pluton de granitoïdes mésocrates de Piégut-Pluviers-Abjat sur ses bordures NE, E et SE. Il apparaît de façon discontinue sur la carte Aliénor car il se répartit entre les départements de la Dordogne, de la Haute-Vienne - où se trouve la commune de Saint-Mathieu - et même de la Charente. Il est intrusif dans des micaschistes de l'Unité para-autochtone au sein desquels il forme aussi, vers le sud, le petit massif kilométrique isolé de la Verrière, et dans lesquels il a développé localement une auréole de métamorphisme de contact à andalousite, cordiérite pinitisée, muscovite et biotite néoformées, et tourmaline (cf. carte et notice de la feuille Rochechouart-687 à 1/50 000).

Dans le détail, trois faciès grenus sont distingués :

- un leucogranite de grain moyen (1 à 4 mm), localement grossier dans un faciès porphyroïde de texture généralement équante, parfois orientée, à muscovite abondante, biotite et rare sillimanite, constituant la masse principale ;
- un leucogranite de grain fin à moyen, à muscovite losangique, biotite et rares andalousite ou sillimanite voire corindon : le granite de Champniers-et-Reilhac, présent notamment sur la bordure occidentale du dôme, le long du contact avec le pluton de Piégut-Pluviers-Abjat ;
- un leucogranite à texture planaire, à biotite, sillimanite et rare muscovite, constituant le petit massif de Roussines (commune de Charente) dont seule la partie la plus méridionale se trouve en Dordogne, et deux petits corps satellites situés à l'est et sud-est du hameau le Fraisse, sur la commune de Busserolles (carte Montbron-710 à 1/50 000).

En Dordogne le faciès prédominant affleure sur les communes de Champniers-et-Reilhac, Saint-Saud-Lacoussière et Champs-Romain (cartes Châlus-711 et Thiviers-735 à 1/50 000). Sa texture est équante, sauf au voisinage d'accidents où elle est orientée. Dans la région de Saint-Saud-Lacoussière est présent un faciès porphyroïde à mégacristsaux de feldspath potassique pluricentimétriques.

Quartz, orthose perthitique, plagioclase zoné (oligoclase) séricitisé, biotite chloritisée, et muscovite représentent les minéraux principaux de ce leucogranite. La muscovite peut former des lamelles hexagonales centimétriques, possiblement tardives (deutériques). Apatite et zircon sont très abondants comme minéraux accessoires. Les silicates d'alumine sont relativement communs : la sillimanite se rencontre soit sous forme de fibrolite associée à la biotite ou en prismes inclus dans le plagioclase ou le quartz ; l'andalousite, partiellement muscovitisée, s'observe en lame mince à proximité de la muscovite. La présence de corindon est exceptionnelle.

Le faciès de Champniers-et-Reilhac se distingue par un grain globalement plus fin : 1 à 2 mm en général, avec localement des passées grossières, voire porphyroïdes. La texture est généralement équante, parfois planaire marquée par la présence de minces cloisons constituées de sillimanite, biotite et muscovite. Les minéraux cardinaux sont les suivants : quartz, orthose très perthitique, plagioclase zoné (albite-oligoclase), biotite, et muscovite soit en petites lamelles losangiques, soit en pœciloblastes à reliques de silicates d'alumine : andalousite, sillimanite de type fibrolite, rare cordiérite pinitisée.

Le leucogranite de Roussines est un granite « gneissique » à 2 micas possédant une orientation préférentielle planaire marquée par l'agencement des micas et des restites gneissiques. Une linéation minérale orientée NW-SE peut parfois y être reconnue. Il n'est que très peu représenté en Dordogne, dans la partie la plus septentrionale du département, et se poursuit vers le nord en Charente et Haute-Vienne. Sa composition minéralogique est la suivante : quartz, plagioclase (oligoclase), orthose perthitique, biotite associée à de la sillimanite en minces feuillets discontinus ; apatite et zircon accessoires.

La cohabitation de biotite et de muscovite, la présence sporadique de reliques de silicates d'alumine (sillimanite, andalousite, cordiérite) ou même de corindon, montrent que les leucogranites du dôme de Saint-Mathieu sont peralumineux, appartenant à une association alumino-potassique leucocrate de type Limousin.

Une isochrone Rb-Sr (Duthou, 1977) donne pour le dôme leucogranitique de Saint-Mathieu un âge de 315 ± 14 Ma, ce qui le situe au Carbonifère supérieur et plus précisément au Namurien-Westphalien.

$L\gamma_{2m}$ B. Carbonifère supérieur. Leucogranite à deux micas du Bourneix.

De petits pointements de leucogranite équant, à muscovite seule ou à muscovite et rare biotite, affleurent au nord et nord-est de Jumilhac-le-Grand, dans la partie la plus nord-est du département de la Dordogne, où ils sont intrusifs dans des paragneiss micaschisteux de l'UIG. Ces pointements sont à rattacher au pluton du Bourneix (Haute-Vienne) qui affleure plus au nord-est sur les feuilles Saint-Yrieix-la-Perche (736) et Nexon (712) à 1/50 000. L'anomalie gravimétrique négative - de direction ouest-est et de 30 km de longueur - qui se superpose au district aurifère du Bourneix-Saint-Yrieix-la-Perche est attribuée à un batholite leucogranitique caché, qui a joué un rôle dans la mise en place des filons de quartz aurifère (Bouchot et al., 2005).

Ce leucogranite a un grain moyen et à la composition minéralogique suivante : quartz, albite, microcline, muscovite, biotite sporadique et peu abondante. Il appartient, comme ceux du dôme

de Saint-Mathieu, à une association alumino-potassique leucocrate de type Limousin et sa mise en place date probablement également du Namurien-Westphalien, voire du Stéphanien car les filons de quartz aurifères du district de Saint-Yrieix-la-Perche ont un âge proche de 300 Ma (cf. plus loin et Chalier et al., 1994).

b) Massifs de roches plutoniques des Pyrénées

(Avec la contribution d'E. Nardin et de M. Aretz)

ã. Carbonifère supérieur. Granitoïdes du Pays Basque.

Le Mont Faaléguy révèle un granite alcalin à faciès pegmatitique formé de quartz, d'orthose, de micas noirs et d'albite souvent microperthitique. Ce granite a exercé un métamorphisme relativement faible, avec micaschistes sur le pourtour du mont (Termier, 1907 ; Lamare, 1943) lesquels sont également injectés de veines de granite.

ãEC. Gzhélien (304 - 299 Ma). Granite des eaux chaudes.

Le pluton des Eaux Chaudes, indépendant du pluton occidental de Cauterets est constitué de deux unités pétrographiques distinctes : 1) l'unité externe formée de granodiorite sombre à biotite et amphibole est composée de plagioclases abondants, de quartz, de feldspaths alcalins, de biotite de hornblende et d'actinotes. Des enclaves basiques sont très fréquentes ; 2) l'unité interne formée de granodiorite claire à biotite est composée de feldspaths plagioclases et alcalins, de quartz et de biotite. Cette unité a été datée à $301,2 \pm 8,7$ Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Guerrot, 2001). Cette unité interne est bordée à l'est par un leucogranite à deux micas contenant d'abondants quartz, feldspaths alcalins et quelques plagioclases. Le granitoïde de Sesques riche en lamelles de micas noirs affleure à la crête de Sérours. Il serait à relier au pluton des Eaux Chaudes.

ãC. Gzhélien (304 - 299 Ma). Granites de Cauterets.

Le pluton occidental de Cauterets montre une structure concentrique globalement rectangulaire et un allongement WNW-ESE. Seule la zone externe de ce pluton concerne la feuille de l'Aquitaine. Elle forme un anneau incomplet à la périphérie du pluton parfois homogène de type monzogranitique ou parfois très hétérogène de type granitoïdes en enclaves (Gleize et al., 1998). Les âges obtenus sur les différentes zones du pluton occidental de Cauterets avoisinent 300 Ma, soit le Carbonifère terminal (Debon, 1975).

Les monzogranites clairs, parfois porphyroïdes, au nord du pic du Lurien sont principalement composés de quartz, d'orthose (porphyroblastes) et de plagioclases zonés à composition d'oligoclase, de biotites et muscovites et de rares cordiérites. Les monzogranites équivalents affleurant du pic de Tourette vers le col d'Arrémoulit présentent en plus quelques enclaves de diorites quartziques, notamment au sud du pic de Tourette. Ils présentent de rares enclaves microgrenues à tonalites à biotites, muscovites et cordiérites au col d'Arrémoulit (Debon, 1975, 1996).

Plus à l'est, du pic de la Lie vers le sud de Palas, affleure un ensemble hétérogène de roches éruptives acides (claires, 60% de l'ensemble) et basiques (sombres, 30% de l'ensemble) et des enclaves métasédimentaires. Les roches acides sont comprises entre un pôle tonalitique leucocrate (trondhjémites dépourvues d'amphiboles et à quartz non globuleux) et un pôle granitique (analogue aux granites monzonitiques à biotite). Les roches basiques sont des diorites et gabbros quartziques à structure grenue, microgrenue ou doléritique, composés de biotites et

parfois d'amphiboles. Elles constituent soit des masses de grandes dimensions, d'ordre kilométrique, de roches hétérogènes grenues (incluant des enclaves métasédimentaires), soit des enclaves de taille décimétrique à métrique, de formes variées, de roches souvent hétérogènes en général à grain fin, dans une matrice de roches acides, soit des filons de roches microgrenues recoupant les roches basiques en grandes masses et parfois les roches acides. Au sud de Palas, des enclaves métasédimentaires probablement paléozoïques sont nombreuses (Debon, 1975).

Plus au nord-ouest, le pluton de l'Arcizette est caractérisé par une granodiorite localement orbiculaire. Les orbicules sont constituées de grands cristaux d'hornblende brune à bordure d'actinote et à cœur de feldspath et quartz. La texture poecilitique est révélée par des amphiboles à nids de séricites pseudomorphosant des cristaux de plagioclase. La biotite souvent chloritisée, les sphènes, l'ilménite altérée en leucoxène et la calcite sont rares (Reyx, 1973).

3.1.2. Formations volcaniques du cycle varisque des Pyrénées

(Avec la contribution d'E. Nardin et de M. Aretz)

h5-r1(1). Gzhélien - Roadien (305-270 Ma). Ensemble volcanique du pic du Midi d'Ossau : 1^{er} cycle.

Le premier cycle volcanique du pic du Midi d'Ossau, de chimisme acide et peralumineux, révèle essentiellement des rhyolites et dacites caractérisées par la présence de grenats. Les rhyolites et microgranites à muscovites du dôme de Bioux-Artigues constituent les intrusions les plus précoces (datées par U-Pb sur zircons de 278 ± 5 Ma ; Briquieu et Innocent, 1993). La texture porphyrique est hyalopilitique à microgrenue avec des phénocristaux abondants de quartz et de plagioclase, et plus rares de feldspaths potassiques en plus de la présence de muscovite, biotite et grenat (Bixel, 1984). L'épisode suivant est marqué par des brèches intrusives rhyolitiques (col de Suzon, pic de Peyreguet) et dacitiques (pic d'Anayet), caractérisées par la présence de grenats millimétriques et d'enclaves des schistes encaissants. Les ignimbrites affleurant au pic de Peyreguet sont composées majoritairement de quartz, plagioclases et biotite sur un fond microcristallin. Au pic d'Anayet, un niveau de cinérites forme la base des ignimbrites.

h5-r1(2). Gzhélien - Roadien (305-270 Ma). Ensemble volcanique du pic du Midi d'Ossau : 2^{ème} cycle.

Le deuxième cycle volcanique du pic du Midi d'Ossau est d'affinité calco-alkaline. Les andésites basiques à xénocristaux de quartz sont les manifestations les plus précoces de ce deuxième cycle. Les intrusions à phénocristaux de plagioclases et de pyroxènes affleurent au sud-ouest du lac de Bioux-Artigues. Les coulées d'andésites basiques à xénocristaux de quartz affleurent au lac de Moudelhs. L'évolution magmatique engendre ensuite des andésites basiques en intrusions et en coulées. Les intrusions montrent des phénocristaux de plagioclases albitisés et de pyroxènes à cœur augitique et à couronne dediopside chromifère. Les coulées forment les falaises des lacs d'Ayous. Enfin, des andésites acides et dacites s'expriment elles-aussi en intrusions et coulées, datées par U-Pb sur zircons à 272 ± 3 Ma (Briquieu et Innocent, 1993). Les intrusions forment un filon annulaire affleurant au pic du Midi d'Ossau, aux crêtes de Moudelhs et du pic de Tour. Elles présentent des phénocristaux d'amphibole (magnésio-hornblende), de biotite, de quartz corrodés, de plagioclase et de clinopyroxène à composition augitique. Les coulées présentes dans le cirque de l'Embaradère, montrent fréquemment des enclaves d'un équivalent grenu de la diorite et des enclaves andésitiques basiques.

3.1.3. Formations volcaniques du cycle alpin

ω. Keuper. Ophites.

Les ophites reconnues uniquement dans la Zone pyrénéenne correspondent généralement à des sills mis en place dans les sédiments du Keuper. Ces roches sont des basaltes doléritiques à texture ophitique. Elles s'étendent du Pays Basque à l'ouest, jusqu'à Foix à l'est et sont la preuve d'un magmatisme lié à l'ouverture de l'Atlantique central. Cet événement volcanique se déroule principalement au Trias supérieur. Ce magmatisme semble se poursuivre au cours de l'Infralias par un volcanisme explosif, qui s'exprime sous forme de tufs, probablement lié génétiquement aux ophites (Rossi et al., 2003).

ë. Crétacé supérieur. Teschénites, Spillites et Picrite.

Au Crétacé supérieur, un ensemble de roches éruptives sous-saturées se sont mises en place dans la Zone nord-pyrénéenne en divers points de la chaîne, dans les sédiments du Cénomaniens.

Dans la région d'Oloron (1051), on connaît deux types d'épisodes éruptifs : épanchements spilitiques d'une part, intrusions filoniennes de roches basiques alcalines d'autre part.

Les coulées de spilites sont le plus souvent constituées d'un empilement de coulées de faible épaisseur (une dizaine de mètres) séparées par des niveaux sédimentaires de quelques mètres de puissance. Ces coulées dont la base est généralement bréchique présentent un débit caractéristique en « pillows » (ouest d'Arudy, Courrèges...) avec, localement, des passages prismatiques (le Turon). La composition de ces roches à albite, chlorites, calcite, épidote, parfois augite et pseudomorphoses d'olivine, est celle des spilites ayant des caractères de basaltes alcalins. L'âge des terrains encaissants permet de situer la mise en place de ce volcanisme au début du Cénomaniens.

Après ces manifestations effusives, de nombreux filons ou sills de roches basiques alcalines (anciennement dénommées « épisyénite ») se sont mis en place dans les terrains crétacés de la région. Il s'agit de filons différenciés comportant plusieurs termes dont des picrites, des teschenites et enfin des syénites. Il est très rare d'observer dans un même filon tous les termes de cette série. Dans les secteurs des cartes de Iholdy (1027) et de Mauléon (1028), la roche la plus représentée est une teschénite assez grossière.

Ces différentes roches filoniennes sont liées génétiquement au volcanisme spilitique dont elles représentent la phase intrusive tardive. Elles recoupent des terrains d'âge divers qui peuvent aller du Cénomaniens au Sénonien (les plus récents rapportés).

3.1.4. Filons et autres petits corps de roches subvolcaniques à plutoniques

(Avec les contributions de M. Faure et de Ph. Chèvremont pour le secteur du Massif Central ; d'E. Nardin et de M. Aretz pour le secteur des Pyrénées)

μγ. Carbonifère supérieur. Microgranitoïdes divers, fréquemment porphyriques, à biotite.

Des filons, sills et petits stocks de roches subvolcaniques acides, à texture fréquemment porphyrique, recoupent les principaux massifs granitiques et leur encaissant métamorphique.

Le corps le plus étendu en surface est celui qui se trouve au nord de Busserolles sur la carte 710-Montbron, dans la partie la plus septentrionale du département de la Dordogne. Ce corps recoupe des paragneiss migmatitiques de l'UIG et des leucogranites du dôme de Saint-Mathieu, dont celui

de Roussines. Il est constitué de deux faciès microgrenus porphyriques passant progressivement de l'un à l'autre : un microgranite gris à biotite et une microgranodiorite gris foncé, plus riche en biotite et à hornblende sporadique. Les phénocristaux sont constitués des minéraux suivants : quartz en cristaux arrondis de 2 à 4 mm ; plagioclase zoné (oligoclase-andésine) subautomorphes de 4 à 8 mm de longueur ; biotite brun-rouge quand elle n'est pas chloritisée, en petites lamelles. La mésostase comprend les mêmes minéraux plus du feldspath alcalin avec des bourgeons myrmékites. Zircon, épidote et sphène sont des minéraux accessoires. La composition modale est monzogranitique à granodioritique, comme dans le cas du massif plutonique de Piégut-Pluviers-Abjat, situé immédiatement au sud (cf. supra γ^{3-4}_b).

Des microgranites porphyriques, de teinte grise, rose ou beige, constituent de nombreux filons, isolés ou en faisceaux, dont les plus longs se suivent sur plusieurs kilomètres. Leur puissance est métrique à décamétrique, et ils se disposent selon diverses orientations : subméridienne N160 à 165°E), NE-SW et NW-SE. Ils sont particulièrement abondants au sein du pluton de Piégut-Pluviers-Abjat et du dôme de Saint-Mathieu, sous forme d'un faisceau qui vers le nord se prolonge dans les départements de la Charente et de la Haute-Vienne.

Ces microgranites ont une texture porphyrique, mais la proportion de phénocristaux varie fortement d'un filon ou d'un échantillon à l'autre. Les phénocristaux ont une taille variant entre 1 mm et 1 cm, et sont constitués des minéraux suivants : quartz globulaire, oligoclase zoné et fréquemment séricitisé, et biotite chloritisée. La mésostase est formée des mêmes minéraux plus du feldspath potassique.

L'absence de mica blanc et la présence très sporadique de hornblende verte sont des arguments en faveur de l'appartenance de tous ces microgranitoïdes à une association calco-alcaline s.s. et/ou calco-alcaline magnésio-potassique ; ces deux types d'associations coexistant plus au nord sur le territoire de la carte 687-Rochechouart à 1/50 000 (Chèvremont et Floc'h, 1996). Sur cette carte, ont en outre été observés et délimités des filons de microleucogranites, porphyriques et/ou granophyriques, à deux micas, d'affinité alumino-potassique, situés de part et d'autre de la limite départementale entre Charente et Haute-Vienne.

Les filons de microgranite porphyrique à biotite se répartissent vraisemblablement en plusieurs générations, allant du Namurien au Stéphanien, voire à l'Autunien pour les plus jeunes, en raison de leur liaison avec des filons de lamprophyres (cf. plus loin).

v. Carbonifère supérieur à Permien. Lamprophyres, kératophyres et diabases.

Dans le Massif Central

Il s'agit de roches sombres, très finement grenues   microgrenues, de composition basique à intermédiaire, constituant des filons, isolés ou en faisceaux, recoupant - sur les cartes géologiques à 1/50 000 concernant la Dordogne - des formations métamorphiques de l'UIG et de l'UPA et surtout le dôme leucogranitique de Saint-Mathieu. C'est au sein de ce dôme qu'ils paraissent être les plus abondants, mais cela est dû au fait que la COGEMA les a cartographiés à l'aide d'un scintillomètre portatif de type SPP2, lors de la prospection pour uranium-thorium. Comme les lamprophyres sont fréquemment très altérés, voire complètement argilisés, ils ne sont visibles que sur de bons affleurements et il est fort probable qu'il existe de nombreux filons non cartographiés, notamment au sein du pluton de granito ides à biotite de Piégut-Pluviers-Abjat, que la COGEMA n'a pas prospecté.

Un important faisceau de filons de lamprophyres, de direction générale N-S, recoupe le dôme leucogranitique de Saint-Mathieu, dans la région de Saint-Saut-Lacoussiere - Champs-Romain - la Verrière, en ne pénétrant que rarement dans l'encaissant micaschisteux de l'UPA (cartes 711-

Châlus et 734-Thiviers à 1/50 000). Les filons ont une longueur variant entre 1 et 4,5 km et une puissance de quelques mètres.

D'après la notice de la carte 734-Thiviers, les roches sont décrites comme compactes, à grain fin, grisées à tâches noires lorsqu'elles sont fraîches, jaunâtres ; à tâches brunes, quand elles sont altérées. Au microscope, elles montrent un fond constitué par un enchevêtrement de plagioclases séricitisés et par des amphiboles brunes. Sur ce fond, se détachent quelques grands cristaux de hornblende brune et de plagioclase. Ces roches ont des compositions de kersantites proches de microdiorites quartzifères. Dans la notice de la carte 711-Châlus est envisagée une composition de minettes.

Sur la carte de Montbron-710 à 1/50 000 sont représentés quelques filons de lamprophyres de direction soit SW-NE, soit NW-SE, et de longueur inférieure à 1 km, recoupant des paragneiss migmatitiques de l'UIG et également - pour l'un d'entre eux un petit corps de leucogranite. Ces lamprophyres ont une texture microgrenue, soit aphanitique, soit porphyrique avec de petits phénocristaux de plagioclase zoné : andésine en bordure, labrador au cœur. Ils ont une composition de microdiorites quartzifères.

Les datations radiométriques par des isochrones Rb-Sr montrent que les filons de lamprophyres du Limousin se sont mis en place lors du Stéphano-Autunien. En effet, les âges sont de 295 ± 10 Ma pour des filons qui recoupent le massif de leucogranite de Saint-Sylvestre (Leroy et Sonnet, 1976) et de 293 Ma pour des filons du district aurifère de Saint-Yrieix-la-Perche (Chalier, 1993). Certains filons de microgranite porphyrique à biotite sont contemporains de filons de lamprophyres ; l'association de ces roches acides et basiques témoignant d'un magmatisme subvolcanique bimodal, lié à la distension stéphano-permienne.

Dans les Pyrénées

Les kératophyres et lamprophyres sont intrudés voire interstratifiés dans les calcaires du Dévonien inférieur dans la région à l'ouest d'Argelès-Gazost. Les trachytes (kératophyres) sont constitués de quartz et de séricite issue de la transformation du feldspath potassique, de biotite chloritisée, d'albite et accessoirement de calcite, épidote, pyrite et sphène. Les dolérites (lamprophyres) sont composées de pyroxènes ouralitisés. Ils possèdent des amas d'amphiboles et de séricite (transformation de phénocristaux de feldspath) dans une matrice microlithique composée de feldspath et d'amphiboles.

P. Carbonifère supérieur à Permien. Pegmatites, granulites et pegmatites d'Espelette et Leucogranites à deux micas.

Au sein du dôme leucogranitique de Saint-Mathieu se trouvent des filonnets, des bouffées diffuses et de petits corps de pegmatites. Seuls deux petits corps sont individualisés sur les cartes géologiques à 1/50 000 : l'un au sud-est de Champniers-et-Reilhac sur la carte 711-Châlus, l'autre au nord-est de Champs-Romain sur la carte 735-Thiviers.

Sur la carte 735-Thiviers, de petits corps de pegmatite sont en outre cartographiés au sein de gneiss de l'UIG, le long de la vallée de la Queue d'âne, au nord de Saint-Martin-de-Fressengeas. Ces pegmatites sont des leucogranites à grain très grossier, de teinte blanche ou rose, constituées quartz, feldspath alcalin (orthose, albite), muscovite et parfois biotite.

On retrouve aussi des pegmatites dans les Pyrénées, autour et à l'est d'Espelette. Il s'agit des éléments cartographiés comme tel dans la carte au 1/50 000 de lholdy (1027). En schématisant quelque peu, indiquons que les pegmatites sont potassiques et à biotite seule dans l'environnement catazonal où la muscovite est instable. Elles deviennent plus sodiques et se

chargent en muscovite dans les terrains mésozoïques. Elles renferment localement de la tourmaline.

On inclut dans ces pegmatites les formations nommées « Granulites et pegmatites d'Espelette et Leucogranites à deux micas » sur les cartes géologiques au 1/50 000 d'Espelette (1026) et Iholdy (1027). Les granulites et pegmatites, formées de feldspaths acides, de quartz et muscovite (associées à de rares biotites), affleurent à l'est d'Ainhoa. Ces couches sont maintenant très altérées et ont fait l'objet d'une exploitation de kaolin. Les leucogranites à deux micas affleurent le long de la vallée de la Nive. Ces roches finement grenues comprennent des cristaux xénomorphes de quartz, de plagioclases acides, de biotite et la muscovite subordonnée et de microcline moiré. On attribue ces affleurements au Gzhélien (304 - 299 Ma).

p. Moscovien (315 - 307 Ma). Filons et laccolites rhyolitiques, microgranites et rhyolites.

Ces roches intrusives acides sont localisées principalement dans la région du pic d'Anglas, mais aussi à l'est de Bédous et au nord de Laruns. Ce sont des sills et dykes d'épaisseur décimétrique, rarement métrique, de roches blanchâtres à structure aphanitique ou porphyrique. Les filons sont injectés dans un réseau de fractures orientées N150 et parfois N30. Certains filons présentent un caractère rhyolitique à phénocristaux de quartz corrodés et d'albite séritisée dans un fond vitreux souvent recristallisé. La mise en place de ces filons est datée sur la route du col d'Aubisque de la base du Moscovien à $314,3 \pm 1,5$ Ma par la méthode U/Pb sur zircon par analyses à la sonde ionique SHRIMP II (Ternet et al., 2004).

Q. Carbonifère supérieur à Lias. Quartz stérile ou localement aurifère.

De nombreux filons de quartz blanc laiteux se distribuent au sein des séries métamorphiques. Ils sont en général stériles.

On connaît également des filons de quartz gris bréchiques à texture cataclastique localisés à proximité de failles. Ces filons peuvent constituer la gangue de minéralisations aurifères (Le Bourneix, Cros Callet) ou antimonifères (Les Biards).

Un cas exceptionnel est celui du gisement - de forme subcirculaire en surface - de la Roche, au nord de Saint-Paul-la-Roche (carte Thiviers à 1/50 000). Le quartz y présente deux particularités : d'une part, il est par endroits macroscopiquement « clivé » par suite d'une fracturation selon trois familles de plans, et d'autre part, il est très pur de sorte qu'il a été exploité pour fabriquer du quartz piézoélectrique et du silicium métal.

On connaît également des filons de quartz gris bréchiques à texture cataclastique, localisés à proximité de failles. Ces filons peuvent constituer la gangue de minéralisations aurifères (Le Bourneix, Cros Callet) ou antimonifères (Les Biards).

Le cas le plus intéressant est celui du district aurifère de Saint-Yrieix-la-Perche. Cette dernière localité se trouve en Haute-Vienne, mais le district aurifère se répartit sur trois départements : Dordogne, Haute-Vienne et Corrèze. Les mines d'or et leur contexte géologique sont décrits en détail dans l'article : « Les mines d'or du district de Saint-Yrieix-la-Perche et la Maison de l'Or en Limousin au Chalard (Haute-Vienne) » rédigé par P. Thomas, P. Bruneton et O. Dequincey et mis en ligne en octobre 2018 sur : <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/mine-or-Limousin.xml>.

Sur l'ensemble du district quatre générations de quartz ont été distinguées :

1. quartz blanc laiteux massif : le plus précoce, très déformé et recoupé par tous les autres quartz. Il ne contient ni sulfures ni or, et se rencontre à peu près partout sur le district ;

2. quartz gris microcristallin : recoupe ou envahit le quartz blanc laiteux. Correspond au premier évènement siliceux associé à l'or (or associé aux sulfures). Il constitue la minéralisation de basse et moyenne teneur ;
3. quartz blanc hyalin : il recoupe le quartz gris. On le rencontre en ciment de brèches à éléments de quartz gris. Il correspond à l'épisode associé à l'or pépitique (natif) et constitue l'essentiel de la minéralisation économique du district ;
4. quartz blanc géodique : il recoupe et cimente tous les autres faciès et présente de nombreux faciès (quartz en peigne, quartz palissadique, quartz en lattes...).

La minéralisation est principalement constituée d'or visible en paillettes millimétriques, avec de la pyrite, du mispickel (ou arsénopyrite, FeAsS) et parfois de la galène argentifère (PbS), de la blende (ZnS) et de la stibine (Sb_2S_3). Un peu d'or, non visible, est également piégé dans le mispickel. Les gisements du district se caractérisent par leurs fortes teneurs (5 à 25 g/t) qui ont pu atteindre exceptionnellement plusieurs kilogrammes à la tonne (‰) dans quelques chantiers ! On rencontre localement quelques brèches tardives cimentées par des carbonates, dolomite et calcite.

Des datations K/Ar sur illites provenant de plusieurs gisements montrent l'existence de deux groupes d'âges qui correspondent à deux évènements hydrothermaux distincts : l'un daté à 317 Ma, et l'autre daté à 307-301 Ma (Nicaud, 2001). L'existence de ces deux évènements distincts, qui correspondent à deux périodes d'altération, indique que les venues de fluides sont le résultat de phénomènes pulsatifs.

Parmi les filons de quartz blanc stérile certains sont probablement tardifs : liasiques voire crétacés comme c'est le cas en Vendée, sur la carte Luçon-585 à 1/50 000 (Béchenec, Chèvremont, *et al.*, 2010) où le massif monzogranitique d'Avrillé encaisse un filon siliceux, qui est en fait un filon neptunien constitué d'un calcaire fossilifère du Crétacé supérieur bréchifié et silicifié.

3.2. LES ROCHES MANTELLIQUES

L. Crétacé. Lherzolites.

Les lherzolites sont des péridotites qui correspondent à un assemblage de haute température et de haute pression : olivine magnésienne, enstatite alumineuse, diopside chromifère fassaïtique, spinelle voisine de la picotite et accessoirement, sulfures et amphibole.

Les massifs de lherzolites sont localisés dans la Zone nord-pyrénéenne, essentiellement au centre et à l'est de la chaîne, et plus rares dans les Pyrénées occidentales.

Les affleurements de la feuille Oloron (1051) représentent les gisements les plus occidentaux des Pyrénées. La lherzolite du col d'Urdach est très fortement serpentinisée. Celle du Turon de la Técoière (plateau du Benou), qui ne présente aucune trace de serpentinisation, est litée, parfois microplissée avec une texture mylonitique (Rio, 1966).

Sur la feuille de Lourdes (1052), un essaim de petits pointements de lherzolite entoure le plus important qui forme la butte du sommet de Moncaut (anticlinal), dont le nom vient du béarnais « Moun Caou », la montagne chauve. C'est une lherzolite fortement cataclasée et très serpentinisée. A noter que cette roche exerce un métamorphisme de contact sur les terrains encaissants, surtout sur les calcaires et les marnes du Keuper, avec développement de minéraux, tels que l'albite.

Un autre massif, de plus faible extension, se situe à 3 km à l'est de Montaut. Il est constitué par une lherzolite amphibolique presque entièrement serpentinisée.

Hb. Crétacé. Harzburgite.

Un seul affleurement de Harzburgite est connu dans les Pyrénées occidentales : la péridotite dite de Haltzuya. Il affleure sporadiquement sur environ 100 m de long en direction ouest - nord-ouest et sur 50 m de large. Ses contacts avec le complexe des leptynites à grenat et gneiss basiques sont subverticaux.

Elle est constituée essentiellement d'olivine, en majeure partie serpentinisée, et d'enstatite. On y trouve accessoirement du spinelle chromifère, de la magnétite, du phlogopite altéré en chlorite, du talc, des sulfures. L'absence de clinopyroxène permet de la classer dans les harzburgites.

3.3. LES ROCHES METAMORPHIQUES

3.3.1. Formations métamorphiques du Massif Central

(Avec les contributions de M. Faure et de Ph. Chèvremont)

Ces roches sont décrites selon leur appartenance aux différentes unités litho-tectoniques du Limousin dans l'ordre tectonique descendant de la pile de nappes.

Unité Para-autochtone. Cette unité, également appelée « Groupe de la Dronne » dans l'ouest du Limousin, est la plus profonde de la pile de nappes du Massif Central ; sa base est inconnue.

ξ^1 . Protérozoïque supérieur à Cambrien. Micaschistes à biotite et grenat du groupe de la Dronne.

Il s'agit de micaschistes quartzeux à grenat et muscovite lamelleuse. Des lentilles de quartz-tourmaline, plissées isoclinalement dans la foliation sont abondantes. Ces roches forment l'encaissant des plutons granitiques du dôme de Saint-Mathieu. En lame mince, outre le quartz, la muscovite et la biotite, on peut trouver du grenat, de la staurotide et du disthène, ainsi que des minéraux accessoires comme le zircon, l'apatite et des opaques. En outre, biotite, cordiérite et tourmaline liées au métamorphisme de contact des granites peuvent s'observer à proximité des plutons. Par analogie avec l'unité para-autochtone des Cévennes, un âge Cambrien ou Ordovicien est proposé. Quelques niveaux de quartzite représentent des grès très quartzeux (distingués sur la carte 711 - Châlus en λ = quartzo-leptynites).

Unité Inférieure des gneiss. Cette unité est composée de paragneiss, qui constituent l'encaissant de granites transformés en orthogneiss.

ζ^{1-2} . Protérozoïque supérieur à Cambrien. Paragneiss quartzo-plagioclasique à biotite-muscovite.

Ces roches métamorphiques sont les plus répandues dans l'Unité Inférieure des Gneiss. La granulométrie variable est probablement due à l'hétérogénéité des protolithes. Des gneiss quartzo-feldspathiques feuilletés constituent la partie inférieure de cette formation, alors que des bancs massifs, à granulométrie grossière, se développent au sommet. En lame mince, outre les minéraux cardinaux, grenat, staurotide, disthène et sillimanite fibrolitique s'observent selon les

zones métamorphiques. Dans cette dernière zone, la présence d'amas quartzo-feldspathiques à biotite indiquent des conditions métamorphiques de haute température pouvant aller jusqu'à l'anatexie. Chimiquement, ces roches dérivent de grauwackes et des shales alumineux.

ζ¹. Protérozoïque supérieur à Cambrien. Paragneiss à biotite-muscovite.

Ces gneiss à grain fin et moyen, d'aspect micaschisteux selon l'abondance de micas, présentent d'importantes variations minéralogiques en quartz, oligoclase, biotite et muscovite. En lame mince, on observe aussi la présence de grenat, staurotide, disthène et sillimanite suivant la zone métamorphique concernée. La composition chimique de ces roches les place dans le domaine des métapélites alumineuses.

λ^{δθ}. Protérozoïque supérieur à Ordovicien. Leptynites et amphibolites du massif du Suquet.

Au nord de Saint-Martin de Fressengas, ce petit massif, inclus dans des paragneiss plagioclasiques à biotite-disthène est formé d'alternance quartzo-feldspathiques et amphiboliques. Cette lithologie correspond à des répétitions de niveaux volcaniques acides (leptynites) à grenat et d'amphibolites à hornblende, grenat, plagioclase. Ceci évoque les complexes leptyno-amphiboliques très répandus dans l'Unité Supérieure des Gneiss. Cette analogie est renforcée par la présence de textures de symplectite dans lesquelles un assemblage précoce à amphibole-grenat corrodé est entouré par une couronne de plagioclase.

λ³⁻⁴_b. Cambrien à Ordovicien. Orthogneiss et leptynites de Saint-Yrieix-Sarlande.

Ces roches leucocrates sont formées presque exclusivement de quartz et feldspaths, la muscovite se concentre en feuillets minces et discontinus. Parfois une texture oeilée, caractérisée par des mégacristsaux centimétriques de microcline, se développe également. La foliation bien développée confère à cette roche un débit en plaquettes. En lame mince, la biotite est toujours présente ; du grenat et des amphiboles peuvent localement apparaître. Minéralogiquement et chimiquement, les protolithes de ces roches sont des granites alcalins ou calco-alcalins. Les faciès les plus fins correspondent à des mylonites. La foliation porte deux linéations d'allongement, jamais observées sur un même affleurement. La linéation précoce orientée NE-SW est attribuée à une phase D1, alors que la linéation NW-SE est associée à une déformation D2. Le massif de Saint-Yrieix-la-Perche forme une bande allongée est-ouest qui, à l'ouest, s'infléchit vers le sud-ouest. Au sud, un autre ensemble forme le massif de Sarlande. Ces deux massifs n'en forment plus qu'un au sud-ouest de Jumilhac-le-Grand. Cette disposition cartographique, ainsi que des observations sur des affleurements métriques, indiquent qu'il s'agit du même massif d'orthogneiss plissé isoclinement.

ζ³_{mi}. Cambrien à Ordovicien. Gneiss à deux micas et microcline.

Ces gneiss grossiers riches en microcline et biotite forment l'encaissant de l'orthogneiss de la Dronne. Le microcline, abondant à proximité de l'orthogneiss, diminue lorsqu'on s'en éloigne. Ce faciès oeilé est interprété comme une méta-arkose, issue de l'érosion du granite avant sa déformation et son métamorphisme, lors de la tectonique varisque. Vers l'est et le nord-est, ces roches passent progressivement aux paragneiss. Les analyses chimiques de ces roches s'accordent avec une composition arkosique.

ολ³. Cambrien à Ordovicien. Orthogneiss ocellés et leptynites de la Dronne.

Il s'agit de gneiss ocellés à foliation très évidente, définie par l'orientation préférentielle d'amas de biotite et de muscovite qui enveloppent des mégacristsaux de microcline aplatis dans la foliation

et allongés selon une linéation minérale et d'étirement orientée nord-ouest - sud-est. La déformation est hétérogène ; dans certaines zones de cisaillement, les quartz forment des rubans mylonitiques. Des faciès fins, dépourvus d'ocelle feldspathique, à muscovite, peuvent correspondre soit à des zones ultramylonitiques de l'orthogneiss, soit à des faciès dont le protolithe était initialement dépourvu de mégacristaux. Ces gneiss oeillés proviennent de la déformation ductile et synmétamorphe d'un granite porphyrique.

σπ. Cambrien à Silurien. Complexes basique-ultrabasiques de Sarrazac et de la Roche Noire, serpentinites de type la Rebière.

Ces entités affleurent sur la feuille de Thiviers (735) à 1/50 000. Les complexes de Sarrazac et de la Roche Noire, d'extension kilométrique, apparaissent respectivement au nord de Sarrazac et au sud-ouest de Saint-Paul-la-Roche ; ils sont formés de roches basiques (gabbros, amphibolites) et de serpentinites. On reconnaît des amphibolites à gros grain présentant des reliques de texture gabbroïques, des amphibolites à grain fin (ou sarrazacites) avec des clastes d'olivine, plagioclase, clinopyroxène et épidote. Sous le microscope, du disthène, de la zoïsite et du corindon s'observent également. Dans le massif de la Roche Noire, on trouve également des hornblendites à gros grain et des amphibolites à hornblende verte, grenat, plagioclase, clinozoïsite, rutile, probablement dérivées d'un gabbro ferrifère. Les serpentinites peuvent contenir des reliques d'olivine, spinelle, rares pyroxènes, amphibole et plagioclase.

Sur la carte de Thiviers se trouvent en outre des massifs et de petits corps de péridotites serpentinisées (σπ1). Le massif de la Rebière affleure au sud de Saint-Martin-de-Fressengas. Minéralogiquement, ces roches ultrabasiques sont constituées d'amas de serpentine et d'antigorite maillée. On peut parfois y retrouver des reliques d'olivine, orthopyroxène, clinopyroxène, spinelle indiquant que ces serpentinites dérivent de harzburgites.

Les analogies lithologiques et de contexte (UIG) avec des roches basiques-ultrabasiques de la carte Rochechouart (687) à 1/50 000 permettent d'affirmer que les harzburgites sont des tectonites mantelliques et que l'ensemble des roches constitue des vestiges d'un complexe ophiolitique d'arrière-arc, métamorphisé et disloqué lors de l'orogénèse varisque.

Unité Supérieure des Gneiss. Cette unité, essentiellement constituée de paragneiss, contient également un ensemble de roches basiques : amphibolites, éclogites et ultrabasiques.

δψ. Cambrien à Silurien. Eclogites et éclogite rétro-morphosées; Amphibolites banales; Amphibolites à grenat; Amphibolite à épidote.

Ces diverses roches basiques dérivent de gabbros, dolérite et basaltes métamorphosés dans le faciès de éclogites, puis rétro-morphosées dans le faciès des amphibolites. Les éclogites, généralement très rétro-morphosées, présentent des textures de symplectite à amphibole et plagioclase.

Dans les amphibolites, le grenat automorphe a une composition d'amandin avec 13% de pyrope ; il est associé à la hornblende et à l'andésine. Dans les amphibolites à épidote, souvent foliées, l'épidote de la série zoïsite-pistacite est associée au grenat. Les amphibolites banales à hornblende-plagioclase peuvent encore préserver une texture doléritique. Les analyses géochimiques indiquent que ces roches ont une composition de basalte alcalin, notamment pour les amphibolites à épidote ou de tholéites. Par analogie avec les autres éclogites du Massif Central ou du Massif Armoricain, les protolithes de ces metabasites seraient d'âge Ordovicien

inférieur et le métamorphisme de haute pression, rapporté à l'événement D₀, est attribué à l'évolution éo-varisque.

Remarque : les éclogites plus ou moins amphibolitisés se trouvent dans l'USG, dans la partie la plus occidentale de la synforme d'Uzerche (cartes 735-Thiviers et surtout 736-Saint-Yrieix). Des amphibolites se trouvent - en intercalations lenticulaires - au sein de l'UG.

ζ¹⁻². Cambrien à Silurien. Paragneiss quartzo-plagioclasiques à biotite ± sillimanite ± muscovite ± grenat.

Ces roches à grain moyen, bien foliées constituent l'essentiel de l'USG. Les « gneiss gris » du Limousin sont formés de quartz, plagioclase (oligoclase), biotite seule, ou à biotite et muscovite. Le grenat est très répandu, ainsi que la sillimanite. En lame mince, on peut y trouver aussi du staurotide ou du disthène. Localement, des blastes post-foliaux d'albite peuvent se développer. Les assemblages à sillimanite-muscovite et la présence d'amas lenticulaires de granitoïdes à quartz-feldspath potassique, biotite, (parfois disthène), parallèles à la foliation, et de lentilles d'aplite ou de pegmatite foliées, indiquent clairement que ces roches ont connu un métamorphisme de haute-température, pouvant aller jusqu'à l'anatexie dans des conditions de pression intermédiaire à forte. Les protolithes sont probablement des grauwackes. On leur attribue, sans véritablement d'arguments, un âge cambro-ordovicien.

Unité de Thiviers-Payzac. Cet ensemble sous-jacent à l'unité de Génis est formé de roches sédimentaires et magmatiques. Contrairement à la précédente, cette unité se distribue largement sur la bordure sud-ouest du Massif Central depuis la région de Bellac jusque vers Figeac. Plus au sud, elle peut être rapprochée de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance dans le Rouergue.

Sur la carte de la Région Aquitaine, l'unité de Thiviers-Payzac occupe la bordure méridionale du Massif Central. Elle affleure aussi au nord-ouest de Terrasson dans le horst de Châtres. Initialement, les formations terrigènes (grès de Thiviers et quartzites de Payzac), les formations pélitiques, les ensembles magmatiques basiques (complexes de Gengiraud, d'Engastines et de Puytinaud), certains niveaux volcano-détritiques acides (metarhyolites et métadacites) ont été regroupés avec les gneiss plagioclasiques du Limousin dans le « Groupe du Bas-Limousin » (Floc'h, 1977; Floc'h et al. 1977; Guillot et al., 1977). Actuellement, cette subdivision est abandonnée au profit d'ensembles litho-tectoniques correspondant à l'Unité de Thiviers-Payzac dans laquelle on place aussi les formations volcano-sédimentaires acides des Porphyroïdes de Génis. En revanche, les gneiss plagioclasiques appartiennent à l'Unité Supérieure des Gneiss.

δS. Protérozoïque supérieur à Cambrien. Séricitoschistes verts, gris ou noirs. Métatufs andésitiques à basaltiques.

Ces métasédiments pélitiques, silteux ou grauwackeux, contenant des passées graphiteuses rappellent les grès de Thiviers dont ils constituent la partie supérieure à granulométrie plus, petite. En lame mince, quartz, séricite, chlorite sont les minéraux caractéristiques de cet ensemble. Dans les grauwackes, les clastes quartzeux et feldspathiques sont aplatis dans la foliation et allongés selon la direction nord-ouest - sud-est.

tf. Protérozoïque supérieur à Cambrien. Métatufs dacitiques.

Au sein des grès de Thiviers, on rencontre des intercalations centimétriques à métriques de roches mésocrates à mélanocrates, caractérisées par la présence de hornblende. Ces amphibolites à quartz, plagioclase, hornblende, accessoirement biotite, présentent aussi du

grenat almandin quand l'encaissant est constitué par des tufs rhyodacitiques, et une association à grenat almandin et staurotide quand l'encaissant est constitué par des gneiss alumineux.

Le protolithe de ces roches pourrait correspondre à d'anciens niveaux de tufs de composition dacitique.

ip . Cambrien à Ordovicien. Rhyolites et Métatufs rhyolitiques.

Il s'agit de roches volcaniques acides, très compactes, correspondant à des laves dévitrifiées ou à des tufs soudés. Certains faciès ont une composition de lave ou de tufs andésitiques.

Ces formations volcaniques acides ou volcano-sédimentaires ignimbritiques ont une chimie alcaline potassique, très pauvre en fer et magnésium. Elles sont comparables aux autres formations de porphyroïdes connues dans le versant nord de la Montagne Noire, autour du pluton du Mendic, le Rouergue (Porphyroïdes de Réquista) ou le sud du Massif Armoricaire (Vendée, Choletais, Belle île). Un âge Cambrien supérieur ou Ordovicien inférieur est généralement retenu.

ip^{1G}. Cambrien à Ordovicien. Méta-ignimbrites (porphyroïdes de Génis).

Ce sont des roches claires, riches en phénocristaux de quartz et feldspath dans une matrice schisteuse. Dans le détail, on y a distingué des porphyroïdes gris à phénocristaux gris-blanc et des porphyroïdes roses à matrice rose, beige, ou vert pâle. Les phénocristaux de quartz peuvent présenter des structures en golfe, caractéristiques de laves. On y reconnaît aussi des fiammes, caractéristiques des ignimbrites.

p³ χ. Cambrien à Ordovicien. Grès de Thiviers et Quartzites de Payzac.

Ces roches détritiques constituent la partie principale de l'unité de Thiviers-Payzac. On peut distinguer des grès, des grauwackes, des tufs acides, des conglomérats intraformationnels, des silts et des pélites. Vers le sud-est, les ardoises d'Allasac sont aussi placées dans cet ensemble. Les roches contiennent des phénocristaux de quartz et de plagioclase, de muscovite et d'épidote. Certains grauwackes renferment des éléments de roches volcaniques. Chimiquement, ces roches ont une composition rhyo-dacitique sodique. Les parties les plus pélitiques correspondent à des schistes noirs, gris ou verts à fort débit schisteux. Dans les conglomérats, les galets aplatis dans le plan de schistosité sont également allongés dans la direction NW-SE. Les quartzites de Payzac, plus riches en quartz noir, sont aussi plus métamorphiques ; biotite et grenat sont bien développés. Le degré de métamorphisme varie depuis le faciès des schistes verts au sud, jusqu'au faciès amphibolite au nord. Toutes ces roches sont déformées ductilement. Au sud, une schistosité de flux, ou au nord, une foliation à biotite et grenat, subverticale, orientée NW-SE porte une linéation d'étirement subhorizontale. Un âge Cambrien inférieur, sans beaucoup d'arguments, est attribué à cet ensemble.

ζγ³ : Orthogneiss +/- migmatitique du Saut-du-Saumon.

Ce gneiss oillé mylonitique forme des bandes allongées de 1 à 5 km et larges de quelques dizaines de mètres, intrusives dans les grès de Thiviers. La foliation subverticale porte une linéation d'allongement et minérale marquée par l'étirement des clastes feldspathiques et des rubans de quartz. Cette déformation mylonitique est associée au jeu sénestre du décrochement Sud-Limousin. Deux isochrones Rb-Sr ont été réalisées à partir des orthogneiss du Saut-du-Saumon (Bernard-Griffith 1975, Bernard-Griffith et al., 1977). Un âge de 477 ± 22 Ma est interprété comme celui du protolithe granitique et l'âge de 361 ± 9 Ma, établi à partir des faciès mylonitiques uniquement, est considéré comme celui de la déformation régionale (cf. événement D2, voir cadre régional).

æãC. Ordovicien. Orthogneiss de Cognac.

Ce massif monzogranitique est intrusif dans des tufs rhyodacitiques de l'unité de Thiviers-Payzac, dans lesquels on peut retrouver des reliques d'un métamorphisme de contact. Deux faciès sont distingués :

- granite cataclaté équant localement porphyroïde. Quartz xénomorphe, oligoclase, microcline perthitique, biotite, muscovite et zircon, apatite, opaques sont les principaux minéraux. Tous les minéraux sont cataclasés, les feldspaths granulés et le quartz recristallisé.
- orthogneiss oeillés, correspondant à la déformation ductile du faciès précédent. Les yeux sont des microclines recristallisés. L'orientation préférentielle du feldspath potassique, du quartz et des micas définit une foliation généralement à fort pendage.

L'orthogneiss de Cognac est lithologiquement et structuralement comparable avec l'orthogneiss du Saut-du-Saumon exposé plus à l'est. Par analogie avec ce dernier massif, on considère qu'il s'agit de granites alcalins ou calco-alcalins d'âge ordovicien, déformés au Carbonifère.

o2χ. Cambrien à Dévonien. Quartzite du Puy des Ages et du horst de Châtres.

Il s'agit d'une roche blanche, dure, de quelques mètres d'épaisseur, composée essentiellement de quartz (90 à 95 %) et d'un peu de muscovite, correspondants à des dépôts littoraux. Du fait de sa dureté, comparée à celle des formations grésopélitiques ou magmatiques beaucoup plus tendres, cette roche apparaît en relief sur les points hauts. Classiquement comparé au grès armoricain, un âge ordovicien est attribué au quartzite du Puy des Ages.

δβ. Cambrien à Dévonien. Méta-dolérite, ortho-amphibolite et méta-gabbro.

Les grès et grauweekes de Thiviers-Payzac sont recoupés par un essaim de roches basiques : amphibolites, méta-gabbros orientés selon la direction NW-SE, qui correspond à la direction structurale majeure du Limousin méridional. Malgré un métamorphisme régional très développé dans le faciès schiste vert ou amphibolite (actinote, chlorite, biotite, épidote ± calcite ± sphène ± opaques), des reliques de minéraux (pyroxènes, plagioclases) et de textures magmatiques sont encore préservées dans ces roches. L'âge de ce magmatisme est inconnu.

Sgr. Cambrien à Dévonien. Schistes graphiteux.

Des niveaux métriques de schistes noirs graphiteux, parfois accompagnés de lentilles de quartz, se rencontrent au sein des autres formations de l'Unité de Thiviers-Payzac. Leur épaisseur est très réduite, car ces roches ont accommodé une partie importante des déformations.

Unité de Génis. Ce synforme qui surmonte (stratigraphiquement ou tectoniquement ?) l'Unité de Thiviers-Payzac, représente l'ensemble le plus élevé de la pile litho-structurale du Massif Central. Il s'agit d'un ensemble très réduit en superficie, limité aux environs de Génis (sur la feuille de Juillac 1/50 000). Initialement, le « groupe de Génis » (Floc'h, 1977; Floc'h et al. 1977; Guillot et al., 1977), comprenait aussi des méta-rhyolites et méta-ignimbrites, connus sous le nom de « Porphyroïdes de Génis ». Actuellement, ces roches sont placées dans l'Unité de Thiviers-Payzac. L'unité de Génis consiste essentiellement en une formation de séricitoschistes, surmontée normalement par un complexe magmato-sédimentaire.

o-sS1. Dévonien. Schistes de Génis et arkoses du moulin de Guimalet.

Les schistes de Génis sont constitués de séricitoschistes chloriteux gris, noirs, verts ou violacés. La séricite donne un aspect lustré à ces argilites et silts épimétamorphiques, dans lesquels la stratification initiale est souvent reconnaissable mais la schistosité de flux prédomine. Ces roches contiennent des acritarches de l'Ordovicien.

A la base des schistes de Génis, on reconnaît un ensemble détritique formé d'arkoses (< 5m) et de quartzite blanc (< 10 m). Les arkoses et conglomérats remanient des feldspaths alcalins similaires à ceux rencontrés dans les méta-rhyolites et méta-ignimbrites sous-jacentes placées dans l'Unité de Thiviers-Payzac. Les quartzites blancs à grain fin, très riches en quartz, à muscovite ou séricite, ressemblent au quartzite du Puy des Ages de l'Unité de Thiviers-Payzac.

Dans la partie supérieure des schistes de Génis, on connaît une lentille métrique de calcaire recristallisé, dans lequel on peut identifier des entroques : c'est le « calcaire du moulin du Pont ». Des conodontes donnent un âge silurien terminal (Pridoli) à Dévonien inférieur pour cette roche. Du fait de son épaisseur réduite, cette formation n'a pas été distinguée au sein des « schistes de Génis ».

θ. Dévonien. Gabbro de Génis.

C'est la seule lithologie qui a été distinguée au sein du complexe volcano-sédimentaire de Génis. Il s'agit d'un ensemble de massifs métriques à hectométriques, constitués d'une roche à gros grain à pyroxène et plagioclase saussuritisé. Le chimisme tholéiitique de ces gabbros s'accorde avec l'interprétation ophiolitique des roches vertes de Génis. Malgré plusieurs tentatives, l'âge du gabbro de Génis n'a pas pu être déterminé, faute d'un nombre suffisant de grains de zircon.

δk. Dévonien. Complexe magmato-sédimentaire de Génis.

Cet ensemble occupe le cœur du synforme de Génis. Plusieurs lithologies sont identifiées :

- Volcanites (ortho-prasinites) vertes massives, préservant des structures magmatiques (vésicules) et même des pillow-lavas. En lame mince, la texture magmatique doléritique est parfois préservée malgré le métamorphisme de faciès schiste vert à chlorite, albite, séricite, épidote, actinote, pumpellyite, et calcite très ubiquiste ;
- Métadolérites à grain fin avec pyroxènes magmatiques (augite) et plagioclase encore préservés ;
- Tufts schisteux albitiques à matrice séricito-chloriteuse ;
- Microquartzites rouges formées de silice microcristalline et d'oxydes de fer. En lame mince, ces roches montrent des fantômes de radiolaires mal préservés.

Cet assemblage de roches basiques et de sédiments siliceux permet de qualifier le complexe plutono-volcano-sédimentaire de Génis d'ophiolite, mais l'âge, les conditions de mise en place et le contexte tectonique ne sont pas connus.

3.3.2. Formations métamorphiques dans les Pyrénées

(Avec la contribution d'E. Nardin et de M. Aretz)

a₁ζ. Précambrien. Complexe inférieur des gneiss du Labourd.

Le mont d'Ursuya et les massifs du Zahiolamendi et de l'Airamendi sont principalement composés de gneiss à grenats centimétriques et sillimanites, associés à des micaschistes à grenats ou à quartz. Lors de la corrosion du grenat par de la cordiérite, les gneiss peuvent être rapprochés des kinzigites, décrites dans les niveaux supposés du Protérozoïque supérieur des massifs de Bélesta et d'Héran. Dans le nord du massif d'Ursuya (massif de l'Etcheverry), les faciès granulitiques s'expriment à travers des gneiss basiques à plagioclases calciques, pyroxènes et biotites (suggérant un protolithe de type gabbro ou norite) et par des leptynites claires finement grenues à quartz, oligoclase, orthose perthitique et grenat (suggérant un protolithe de type grès). Ces ensembles granulitiques auraient subi le phénomène d'anatexie (sous-faciès à sillimanite-orthose ; Vielzeuf, 1974). Sont associées à cette fusion partielle, des filons subconcordants de diorite quartzique à biotite et grenat. Ces roches massives et homogènes sont formées de quartz, plagioclases calciques, biotites et grenat. Leur texture est grenue à granoblastique. La mise en place de ces diorites du mont d'Ursuya a été datée à 291 ± 1 Ma par la méthode U-Pb sur Zircons et leur métamorphisme est évalué entre 301 ± 3 Ma et 282 ± 2 Ma (Lemirre, 2018).

a₂ζ . Précambrien. Gneiss du Labourd.

Dans le massif d'Ursuyaaffleure un ensemble relativement monotone de gneiss à quartz, oligoclase, biotite et sillimanite, voire grenat. Au nord de Louhossa, les gneiss alternent avec des quartzites et méta-arkoses à plagioclases d'épaisseur métrique. La foliation régulière et les rubanements des niveaux riches en feldspaths suggèrent un début d'anatexie qui se développe localement. Ce rubanement pourrait, cependant, traduire une origine sédimentaire tel qu'un dépôt rythmique de grès et de siltites (Majesté-Menjoulas et al., 1991).

C. Cambrien. Cipolins.

Dans le massif d'Ursuya, des cipolins en bancs lenticulaires, passant progressivement à des calcaires sableux métamorphisés, s'intercalent dans la série détritique cambrienne. A l'ouest de ce massif, des cipolins d'âge incertain sont connus, au nord d'Hatchou, associés au leucogranite à deux micas à l'ouest du col d'Amezketeta et au nord-ouest du mont Arrokegaray.

3.4. LES ROCHES SEDIMENTAIRES

3.4.1. Paléozoïque

a) Dans les Pyrénées et le Pays Basque

(Avec les contributions d'E. Nardin, M. Aretz et C. Majesté-Menjoulas)

Paléozoïque indéterminé

k-d. Paléozoïque indéterminé. Formations indifférenciées.

Sont regroupées ici les niveaux de grès quartzitiques, de siltites argileuses et de bancs calcaires au nord du col de Bouesou (ouest de Bédous), ainsi que les schistes noirs dans les massifs du

Moncouges (à l'est de Coume de Balour et au nord d'Aucupat) et de Gourzy (au nord de Laga de Haut) au sein des accidents affectant le Crétacé Supérieur des Eaux Chaudes.

Cambrien et Ordovicien inférieur

k1-5. Cambrien (540 - 485 Ma). Formations indifférenciées.

Dans le massif de l'Ursuya, la série débute par un ensemble détritique (arkoses et siltites parfois exprimés sous la forme de gneiss arkosiques et micaschistes à sillimanite) à intercalations carbonatées (calcaires sous forme de cipolins, calcaires gréseux et marnes) et des amphibolites. La suite de la série détritique est plus fine, essentiellement composée de micaschistes gréseux, arkosiques et argileux, sur les flancs nord du pic de Garralda et du mont Baygoura. Cette série cambrienne repose en discordance cartographique sur les formations précambriennes et est recouverte en concordance par les quartzites ordoviciens. Dans le massif des Aldudes, la série cambrienne est constituée d'un ensemble de siltites noires à intercalations gréseuses.

o1-4. Ordovicien inférieur (485 - 470 Ma). Schistes des Aldudes.

L'Ordovicien inférieur présente une puissance maximale d'environ 1 000 m dans les Massifs basques. La série y débute par 400 à 500 mètres de schistes silteux noirs à fins lits sableux avec des intercalations de niveaux quartzitiques, bien visibles à l'est du col d'Ispéguy. La suite de la série se présente sous la forme de trois ensembles gréseux et silteux. 1) La série débute par des quartzites sombres à empreintes de bilobites en bancs métriques à joints schisteux occasionnels (200 à 300 m). Ces quartzites sont surmontés par une petite série de schistes indurés gris à bleus à quelques niveaux gréseux, exprimée localement dans le massif d'Ispéguy. Cette formation inférieure se termine par 250 mètres de quartzites moins massifs, dont les bancs inframétriques sont séparés par des niveaux argileux. 2) La série médiane est composée de 50 à 100 mètres de schistes bleus à empreintes de types helminthoïdes. 3) La série se termine par environ 100 mètres de quartzites argileux et micacés blancs ou rosés, organisés en bancs déci- à centimétriques dont les surfaces présentent fréquemment des empreintes de gastéropodes et des figures de charge. Au sud d'Eyharcé, une faune à graptolites (*Phyllograptus angustifolius*, *P. densus*, *P. ilicifolius* ; Dégardin, 1979a), permet de dater ces derniers niveaux de quartzites du Floien terminal.

La série de l'Ordovicien inférieur du pays d'Oloron est réduite à des schistes ardoisiers à quartz filoniens et des schistes micacés alternant avec des quartzites au col de Launde. Elle est restreinte à des quartzophyllades et quartzites micacés accompagnés de schistes maclifères au col d'Urdach. Cette série s'exprime par des micaschistes associés à des schistes ardoisiers et quartzites dans les lames au sud du massif d'Igounce.

Ordovicien supérieur

o5-6. Ordovicien supérieur (455 - 444 Ma). Schistes noirs quartzitiques à orthidés.

Dans le massif des Aldudes (forêt d'Hayra, col d'Ispéguy et au nord de l'Adarza) et au cœur du massif de Baygoura, se succèdent 250 mètres de schistes phylliteux gris-bleu à noirs à fins niveaux lenticulaires grossiers (quartzeux, gréseux, micacés) millimétriques, et de quelques mètres à 100 mètres de schistes ardoisiers à horizons de quartzites ou de grès calcaireux décalcifiés fossilifères. Dans les Aldudes, les schistes intermédiaires ont livré en plusieurs localités des assemblages de brachiopodes (*Dolerorthis tenuicostata*, ex-*Orthis* (*Plectorthis*) *plicata*), de trilobites asaphidés et phacopidés (*Calymene* sp.) et de bivalves (*Cuculella* sp.) suggérant un âge Sandbien à Katien (Laverdière, 1930 ; Boissonnas et al., 1974 ; Heddebaut, 1965). Au cœur du massif de Baygoura, les faunes de brachiopodes, bivalves et gastéropodes

sont complétées par des échinodermes (e.g. *Heliocrinites rouvillei*) qui suggèrent un âge Katien supérieur.

Au nord du mont Atchuléguy, l'Ordovicien supérieur est représenté uniquement par des calcschistes grauwackeux à empreintes d'orthidés suggérant un âge Sandbien.

Silurien

s1-4. Silurien (444 - 419 Ma). Schistes ampéliteux.

Le Silurien est principalement exprimé par des schistes foncés ampéliteux à graptolites. La première unité est formée par des schistes ampéliteux à ardoisiers et par des schistes argileux et siltites noirs, d'épaisseur variant de quelques mètres à 200 mètres. Dans le massif d'Atchouleguy, au pic de Lakhoura et à Gavarnie, ces schistes ont révélé une faune à graptolites, les datant du Llandovery. Ces schistes sont datés de l'Aéronien supérieur au Télychien moyen (*Monograptus undulatus*, *M. delicatulus*, *M. intermedius*, *M. priodon*, *Monoclimacis griestoniensis* et *Pristiograptus regularis*, *Stimulograptus sedgwicki*, *Torquigraptus proteus*) au cœur du massif de Baygoura et de la vallée d'Ossau, et du Sheinwoodien (*Monograptus riccartonensis*, *M. priodon*) au nord de l'Adarza (Dégardin, 1979b, 1987).

La suite de la série est exprimée par 20 à 30 m de schistes noirs graphiteux à passées gréseuses fines, datés de l'Homérien supérieur au Gorstien au cœur du massif de Baygoura (*Colonograptus colonus*, *Neodiversograptus nilssoni*, *Pristiograptus bohemicus*, et *P. dubius* ; Lamare, 1939), et du Gorstien au Ludfordien au nord de l'Adarza (*Monoclimacis vomerinus*, *Monograptus priodon*, *Testigraptus testis*, *Uncinatograptus unicus* ; Laverdière, 1930).

Des lentilles de calcaires gris bleuté, alternant avec des pélites finement litées, apparaissent au sommet de l'ensemble schisteux dans la vallée d'Ossau et au nord de l'Adarza. Ces lentilles sont riches en crinoïdes (*Scyphocrinites mutabilis* ; Le Maître et Heddebaut 1963) et orthocères, suggérant un âge pridoli. Dans le massif de Baygoura, les schistes graphiteux évoluent vers des schistes bleus à intercalations de lentilles gréseuses, précédant les intercalations de niveaux gréseux en plaquette, ayant livré une faune à brachiopodes du Dévonien inférieur (*Howellela mercuri*, *Hysterolites hystericus* ; Heddebaut 1973).

Dévonien et Carbonifère

d1-3C. Lochkovien - Praguien (419 - 408 Ma). Formations carbonatées du Dévonien inférieur.

Dans la partie occidentale de la Haute chaîne primaire, au-dessus des ampélites siluriennes et en continuité stratigraphique, viennent : 1) 10 à 20 mètres d'alternances de pélites et de calcaires, en lits décimétriques à métriques (siltites inférieures en vallée du gave de Pau, formations Rueda dans la Cinqueta, du Turon de Gèdres à Gavarnie, Mandilar à Sallent de Gallego) ; 2) 30 à 70 mètres de calcaires massifs à patine blanche et à cachet récifal dits de la « Dalle » (avec niveaux dolomitiques, calcaires, et calcaires gréseux et grès). Malgré une tectonique intense, les faunes benthiques *Phacops* sp., *Atrypa reticularis*, *Cyatophyllum* sp., *Zaphrentis* sp., et les conodontes : *Icriodus* cf. *angustoïdes*, leur donnent un âge lochkovien-praguien (Dalloni, 1910 ; Joseph, 1973). Les calcaires de la « Dalle » sont l'équivalent des formations Castanesa et Basibé (secteur de Bénasque) et de Pacino (Sallent de Gallego).

d1-3^{ind.}. Lochkovien - Praguien (419 - 408 Ma). Formations indifférenciées du Dévonien inférieur.

Dans les Massifs basques, sous cette dénomination ont été regroupées différentes formations venant au-dessus des ampélites siluriens : des schistes ardoisiers, des grès, des dolomies et les calcaires crinoïdiques des Aldudes, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (calcaires bleus à polypiers, *Favosites goldfussi* ; Heddebaut, 1973).

d1-3D. Lochkovien - Praguien (419 - 408 Ma). Formations détritiques du Dévonien inférieur.

Ces formations détritiques regroupent, dans la Haute chaîne primaire, les formations des pélites de Serre-Longue et des calcschistes du Maillet puis, dans les Massifs basques, les dolomies et grès dolomitiques de la formation des Aldudes, les schistes ardoisiers à lits gréseux des Aldudes et enfin les grès, quartzites et dolomies des Aldudes. Les pélites de Serre-Longue succèdent aux ampélites siluriens ; ce sont des pélites homogènes, de teinte grise à noire d'une épaisseur d'une quarantaine de mètres présentant à leur sommet des intercalations carbonatées et dolomitiques. Les calcschistes du Maillet (50 à 70 mètres), qui leur succèdent, ont une structure rubanée ; ils comportent des calcaires gréseux en lits centimétriques, puis des calcaires marneux noirs et enfin des marnes grises.

Dans le domaine oriental des Massifs basques, aux ampélites siluriennes succèdent : 1) 240 mètres de schistes ardoisiers (schistes ardoisiers des Aldudes) présentant des intercalations de grès sous forme de lentilles ou de lits fins ; les lentilles carbonatées, situées dans la partie supérieure, qui ont livré : *Hysterolites hystericus*, *Mauispirifer gosseletti* (Heddebaut, 1973) ; 2) 200 mètres de grès à intercalations de schistes verts, puis de dolomies et enfin des quartzites très purs, de teinte blanc à rose (quartzite des Aldudes ; 3) 150 à 200 mètres de schistes, de dolomies et de calcaires.

d4-5D. Emsien - Givétien (408 - 383 Ma). Formations détritiques du Dévonien moyen.

Sont regroupées ici les formations détritiques de Terre Arrouye et de Boû-Silhen, en vallée du gave de Pau, et la formation des schistes gréseux, des schistes à nodules et grès ferrugineux des Aldudes. La formation de Terre Arrouye (appelée aussi formation de Bouneu), d'une épaisseur de 200 mètres, comporte, au-dessus de la formation de la « Dalle » des termes de moins en moins carbonatés et de plus en plus détritiques ; tout d'abord, des schistes gris (50 m) à intercalations centimétriques à décimétriques de calcaires argilo-gréseux, puis un ensemble de calcaires (50 m) en bancs décimétriques à métriques, de teinte jaunâtre et à aspect parfois noduleux, livrant une faune de l'Eifélien (*Phacops potieri*, *Atrypa reticularis*, *Pleurodyctium problematicum*, *Zaphrentis* sp.; Joseph, 1973) ; et enfin un ensemble détritique de schistes gris foncé à microrhythmes et nodules, à intercalations de grès et à rares niveaux carbonatés (crinoïdes et fenestelles). La formation de Boû-Silhen, d'une épaisseur de 100 mètres, présente des alternances de schistes clairs et de calcaires en bancs centimétriques à patine ocre ; les bancs carbonatés ont fourni des entroques, des tentaculites, des débris de brachiopodes et des conodontes (*Icriodus* sp., *Plectospathodus* sp., *Spathgnatodus inclinatus*), puis des schistes argileux bleus et des calcaires gris à patine beige à rose à *Polygnathus linguiformis* (Stoppel in Bodin, 1987). Dans le domaine oriental des Massifs basques (Mendibelza, Aldudes), au-dessus des quartzites des Aldudes, viennent 150 à 200 mètres de schistes, de dolomies et de calcaires bleus, crinoïdiques à polypiers (à la base, *Acrospirifer primaevus*, *Stropheodonta* sp. et vers le sommet *Euspirifer extensus* et *Eodevonaria dilatata* de l'Emsien), puis 500 mètres de dolomies et 150 à 200 mètres de schistes gréseux à intercalations de grès à oolithes ferrugineuses rouges (niveau repère en Pays Basque) de la base de l'Eifélien. Des schistes noirs très épais (700 mètres) à nodules siliceux présentent des conodontes du Givétien supérieur : c'est le faciès « schistes à nodules ».

d4-7C. Emsien - Tournaisien (408 - 350 Ma). Formations carbonatées du Dévonien moyen à supérieur.

Pour le Dévonien moyen, les formations carbonatées seront représentées par les formations : du pic de Larrue, des calcaires de Barrèges, des calcaires à polypiers du pic de Navaillo et des calcaires récifaux. Dans le Dévonien supérieur nous trouverons les formations des calcaires griottes et la partie supérieure des calcaires de Navaillo. La formation du pic de Larrue (130 m), observable dans la partie sud-orientale de la feuille, comporte une partie inférieure constituée par une alternance de calcaires gris et de calcaires argileux gris foncé et pyriteux ; une partie moyenne à aspect rubané (alternances de grès, pélites et calcaires) et un ensemble supérieur de calcaires rubanés manganésifères brun chocolat. Son âge est du Givétien supérieur au Frasnien (*Polygnathus symmetricus*). Il en est de même pour les calcaires de Barrèges sombres, manganésifères, en bancs centimétriques. Les calcaires à polypiers de Navaillo sont massifs, clairs et riches en polypiers (*Alveolites* sp., *Thamnophyllum*, *Acanthophyllum*), puis devenant plus calcschisteux (crinoïdes, brachiopodes,) et enfin plus limoniteux avec des orthocères et des goniatites du Frasnien supérieur et du Faménnien inférieur (Joseph, 1973). Les calcaires récifaux se développent dans la partie méridionale de la Haute chaîne primaire, en vallée de Brousset et en vallée d'Aspe ; ils sont riches en faunes de stromatopores, de tabulés massifs et de tétracoralliaires leur conférant un âge givétien-frasnien inférieur et moyen. Dans le massif des Aldudes (Adarza, Château Pignon) se développent des calcaires récifaux analogues à l'Emsien, appelés les calcaires de l'Adarza.

Les calcaires griottes du Faménnien sont présents des Massifs basques à la Haute chaîne primaire. Ce sont des calcaires noduleux, amygdalaires, colorés en vert ou en rouge par des oxydes fer. Les nodules micritiques ont partout fourni une abondante faune de conodontes ; ils présentent parfois des sections de goniatites.

d6-7D. Frasnien - Faménnien (383 - 359 Ma). Formations détritiques du Dévonien supérieur.

Trois formations détritiques du Dévonien supérieur sont ici présentes. 1) Dans la Haute chaîne primaire, en vallée d'Ossau, la série de Sia vient au-dessus des calcaires de la formation de Larrue. Il s'agit d'une série flyschoidé, d'une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, où alternent des bancs décimétriques de grès quartzite et de pélites. Les bancs de grès d'origine turbiditique peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Quelques niveaux carbonatés ont livré des conodontes (*Ancyrodella* sp.), leur donnant un âge Frasnien à Faménnien (Galera-Fernández, 1987). 2) Cette série, plus à l'ouest est remplacée (vallée d'Aspe) par une série calcaréo-détritique, moins profonde et plus proximale, la série du pic Lariste (pélites, calcaires sombres, calcaires en plaquettes, grès et microconglomérats). L'association de conodontes (*Ancyrodella curvata*, *Ozarkodina elegans*, *Angulodus walrathi*) indique un âge frasnien (Galera-Fernández, 1987). 3) Dans le massif de Mendibelza, la formation des grès verts frasnien atteint jusqu'à 700 mètres d'épaisseur. Ce sont des grès en bancs décimétriques de teinte vert foncé ; à la base un niveau schisteux a fourni quelques goniatites du Frasnien.

h1-3 K. Tournaisien - Moscovien (352 - 310 Ma). Formation à faciès "CULM".

Ce regroupement comprend les formations des lithologies variées entre le sommet des calcaires faménniens (d4-7C) et les unités stéphanien-permiens, qui ne sont plus affectées par les plissements varisques. Une succession type peut être décrite comme la suivante : quelques mètres de lydiennes (jaspes noirs) et shales charbonneux, à concentrations phosphatées du Tournaisien moyen et supérieur, sont surmontés par 2-5 mètres de calcaires amygdalaires ('griotte carbonifère'), qui contiennent des conodontes *Scaliognathodus anchoralis* et *Pseudognathodus homopunctatus*, à la limite Tournaisien-Viséen (Crilat, 1981 ; Perret, 1993). Il s'ensuit plusieurs mètres de jaspes clairs, qui sont surmontés par plusieurs mètres à décimètres

de calcaires bleu-noir micritiques, souvent laminés, parfois amygdalaires et/ou cherteux, du Viséen supérieur à Bashkirien (calcaires d'Aspe-Brousset pour le Viséen et Serpukhovien inférieur, calcaires d'Iraty du Serpukhovien supérieur-Bashkirien). La couleur peut tourner vers le rouge, ce que donne l'impression de « fausses griottes ». Ces calcaires sont localement riches en organismes pélagiques (p. ex. ammonoïdés, conodontes, ostracodes pélagiques). Le nom Formation de Haut-Béarn (Perret, 1993) est largement utilisé dans la Haute chaîne primaire, dans l'est de la carte, mais il peut également être appliqué au Pays Basque. Elle dépasse rarement une épaisseur supérieure de 100 m. La Formation de Haut-Béarn est recouverte par une série épaisse (500-2 000 m), souvent appelée faciès Culm ou Flysch carbonifère, dans le sud de la France (p. ex. Delvolvé, 1987 ; Aretz, 2016). Ce sont des pélites verdâtres, brunes et noires, plus au moins schisteuses, rarement carbonatées, avec intercalations des lentilles et bancs de grès (turbidites gréseuses) et localement des conglomérats et brèches (débris-flows). Ces intercalations deviennent plus fréquentes vers la partie supérieure de la succession. Les blocs calcaires existant localement dans le Culm sont interprétés comme des olistolithes, qui représentent des calcaires de plate-forme glissant dans la matrice pélitique. Le contact entre les calcaires de la Formation de Haut-Béarn et l'ensemble détritique est parfois karstifié (Delvolvé et al., 1993).

Cette succession type est rarement représentée dans son ensemble sur la carte (p. ex. région de Lescun ; Perret, 1993). Des variations locales et régionales des faciès et des épaisseurs sont nombreuses, surtout dans les parties inférieures et moyennes de la Formation de Haut-Béarn (p. ex. Delvolvé et al. 1996 ; Ternet et al., 2004). La base de la série est souvent en lacune dans la Haute chaîne primaire, où les lydiennes et jaspes sont remplacés par des shales et/ou calcaires. Dans le Pays Basque, les jaspes clairs manquent et sont remplacés par un ensemble schisto-calcaire, qui précède les calcaires bleu-noirs et schistes du Serpukhovien et Bashkirien (calcaires d'Iraty). Le sommet des calcaires bleu-noirs est diachrone et se rajeunit vers l'ouest de la carte. Dans l'ensemble de la carte, le contact entre la Formation de Haut-Béarn et le Culm se rajeunit vers l'ouest (Delvolvé et al., 1993 ; 1996). Les calcaires d'Iraty du Pays Basque représentent la plus jeune formation carbonatée du Paléozoïque dans les Pyrénées (Perret, 1993 ; Delvolvé et al., 1996). L'âge du sommet du Culm est au moins Moscovien (Bolsovien), anciennement appelé Westphalien C, avec des foraminifères et algues remaniés comme *Profusulinella* aff. *simplex*, *Cyclogyra variabilis* et *Anthracoporella spectabilis*, trouvés en Pays Basque, sur le versant espagnol du massif des Cinco Villas (Delvolvé et al., 1987).

h3-5 D. Gzhélien - Roadien (305 - 270 Ma). Formations détritiques.

Les formations du Stéphanien et Autunien ne sont que localement connues et les datations sont imprécises. Dans le Pays Basque, les formations d'Hosta et de Batzarleku sont constituées d'alternances de schistes gris-foncés, de schistes anthracifères à plantes fossiles, de grès grossiers à moyens bruns ou grisâtres et de bancs poudingues à éléments quartzueux blancs. Ces alternances contiennent des plantes (p. ex. Doubinger et Alvarez-Ramis, 1971 ; Doubinger et Mouline, 1961) comme *Pecopteris* du groupe *Cyathea-arborescens*, *Alethopteris*, *Odontopteris*, *Linopteris*, *Dicksonites*, *Sphenophyllum*, *Annularia*, *Calamites*, *Lepidodendron* et *Sigillaria*. La Formation détritique d'Ossau-Anayet est intercalée dans les formations volcaniques du pic du Midi d'Ossau (Bixel, 1984). Il s'agit pour l'essentiel de grès, de conglomérats à éléments volcaniques ou sédimentaires, noyés dans un ciment pélitique noir, de pélites noires et de grès fins micacés à empreintes de plantes. Quelques niveaux charbonneux sont connus. La flore abondantes et diversifiée a indiqué un âge stéphanien supérieur-autunien pour ces dépôts (dét. J. Broutin dans Bixel, 1984). Les datations absolues des roches volcaniques sous-jacentes (cf. formation volcanique *h5-r1(1)*) indique que la totalité des formations sédimentaires du complexe volcanique du pic du Midi d'Ossau est de l'âge autunien.

b) Dans le Massif Central

(Avec les contributions de M. Faure et Ph. Chèvremont)

h5b. Gzhélien. Formation du Lardin.

Localement appelée « Formation du Lardin » sur la feuille Terrasson (1/50 000), il s'agit d'un ensemble de grès gris, silts, pélites et conglomérats. Dès le XVIII^{ème} siècle, des couches de charbon ont été exploitées au Lardin, la Villedieu et Cublac.

3.4.2. Permo-Trias

(Avec la contribution de C. Lezin)

r. Permien. Grès et argiles rouges.

Cette formation, observée essentiellement aux abords de Terrasson, a été différenciée cartographiquement de la formation volcano-sédimentaire permo-triasique des Pyrénées occidentales (formation r-t), en raison de sa composition exclusivement sédimentaire. Elle occupe, sur cette carte géologique, la zone occidentale du bassin de Brive.

Tout le Permien du bassin de Brive est composé de différentes unités sédimentaires, qui sont de grandes lentilles, largement intriquées et dont les variations latérales, parfois rapides, rendent difficiles les raccordements entre elles. L'histoire du Permien de Brive peut être schématisée comme l'implantation puis la généralisation de la sédimentation détritique de couleur rouge.

L'Autunien se marque par des niveaux d'arkoses plus ou moins conglomératiques, plus ou moins riches en oxydes de fer, associés ponctuellement à des niveaux gris à Callipteris. Au nord de Terrasson, s'intercale une formation lenticulaire contenant des couches de houille. Cette unité est surmontée par des bancs de carbonates, déposés en même temps que des schistes bitumineux, riches en débris animaux d'eau douce (*Estheria tenella*, calcaire de Saint-Antoine) suggérant l'existence, à cette époque, d'un domaine d'eaux douces et calmes, confinées et réductrices.

Les grès, gris à verdâtres, micacés ou argileux à Walchia, sus-jacents, qui contiennent de nombreux débris charbonneux, enregistrent une nouvelle phase de démantèlement des reliefs du Massif Central et la proximité de pentes couvertes de conifères. Ces grès à Walchia laissent progressivement place à une sédimentation de grès rouges, qui alterne avec des couches argileuses rouges, micacés, contenant des lentilles conglomératiques. Localement s'instaure un nouvel épisode carbonaté, matérialisé par l'apparition de rognons carbonatés contenant des tubes de vers.

Dans la partie supérieure de l'Autunien, les dépôts sont essentiellement rouges. Ils sont formés de détritiques grossiers (conglomérats à grès) et de sédiments très fins (argiles parfois carbonatées, pélites, silts à fentes de dessiccation, ripple-marks) soulignant l'existence d'une zone où débouchaient des cours d'eau drainant le socle tout proche.

Le Saxonien se marque par la mise en place d'un ensemble gréseux plus massif, avec de rares intercalations argileuses (Grès de Louignac).

r-t. Permo-trias. Ensembles volcano-sédimentaires du Permien et du Trias indifférenciés.

Cette formation, définie dans les Pyrénées occidentales, correspond à des dépôts de « molasses », d'âge stéphanien moyen-supérieur à triasique inférieur, montrant des intercalations ponctuelles de roches volcaniques. Ces séries se situent en particulier dans les Massifs basques et en Haut-Béarn.

La partie supérieure du Stéphanien se marque par le développement de dépôts alluviaux détritiques gris, attribués à un régime torrentiel, s'accumulant dans des fossés embryonnaires continentaux kilométriques, orientés nord-ouest/sud-est. Le Permien présente une succession de formations riches en oxydes de fer (unités rouges), composées de grès, silts, pélites et de rares conglomérats, résultant d'épandages fluviatiles en contexte continental. Ces sédiments détritiques se développent dans des bassins endoréiques, de morphologie en demi-grabens, d'extension kilométrique, orientés sud-ouest/nord-est.

Le Trias inférieur se marque par l'apparition de sédiments détritiques (grès et conglomérats) de couleur lie-de-vin, plus matures que précédemment, déposés en contexte fluvatile.

Cette formation voit s'intercaler cinq épisodes volcaniques qui s'expriment notamment par la présence de rhyolites, andésites basiques, andésites acides et dacites, sous forme d'intrusions et de coulées, au sein de l'ensemble volcanique du pic du Midi d'Ossau ; d'intrusions et de coulées d'andésites acides, de basalte alcalin au sein de l'ensemble volcanique de l'Anayet (Ternet et al., 2004). Ces épisodes volcaniques sont rattachés à l'épisode de dislocation du super-continent pangéen.

t1-2. Induen - Olénékien. Poudingues et conglomérats de base, grès et argiles.

Dans les Pyrénées occidentales, cette formation azoïque débute par des poudingues de base à galets de quartzite paléozoïque, le plus souvent craquelés et impressionnés, liés par un ciment siliceux, souvent grossier, de couleur généralement lie-de-vin. Ils sont surmontés par des grès-quartzites grossiers, de teinte violette ou grisâtre (équivalent des Grès vosgiens), en bancs à stratifications fréquemment entrecroisées. La partie supérieure de cette formation (équivalent des Grès à Voltzia) est composée de grès bigarrés, d'argilites, de psammites, de grès en dalles. Seuls, les grès psammitiques « Dalles de la Rhune » ont fourni des empreintes rares et peu significatives d'*Equisetites* et de *Coniferomyelon* du Trias lorrain (carte géologique 1/50 000^{ème} d'Espelette). Dans certaines zones, cette formation existe en paquets écrasés le long de certains accidents. Ces faciès Buntsandstein, très matures, déposés en contexte fluvatile, témoignent de l'effacement progressif des reliefs hercyniens.

Cet intervalle stratigraphique est absent dans la zone nord-ouest aquitaine.

t3-4. Anisien - Ladinien. Dolomies, calcaires et marnes.

Dans les Pyrénées occidentales, cet intervalle stratigraphique, d'âge Ladinien, est essentiellement représenté par des calcaires bioclastiques et des dolomies de faciès « Muschelkalk ». Cette unité montre la succession suivante : calcaires argileux, calcaires finement lités gris foncé ou noirs, calcaires stromatolithiques, dolomies à oolithes, silex, marnes grises à intercalations de calcaires et dolomies. La présence de foraminifères benthiques, brachiopodes, lamellibranches, souligne une nette incursion marine en contexte de plate-forme externe peu profonde.

Cet intervalle stratigraphique est absent dans la zone nord-ouest aquitaine.

t5-6. Carnien. Formation des argiles bariolées gypsifères du Keuper.

Dans la zone nord-ouest aquitaine, le Trias supérieur est représenté par un épandage essentiellement grés-argileux, d'épaisseur très variable (nulle à Capdenac à 100 m dans la vallée du Lot), qui témoigne d'une sédimentation continentale fluviale.

Dans les Pyrénées occidentales, cette série est représentée, dans sa partie inférieure, par des carbonates (calcaires et dolomies) beiges à grisâtres finement lités, souvent transformés en cargneules, intercalés d'argiles gypseuses lie-de-vin ou verdâtres. En montant dans la série, on note un enrichissement en argiles et marnes ocre, lie-de-vin ou rougeâtres, qui présentent les caractéristiques lithologiques du faciès « Keuper » des Pyrénées. Cet intervalle, qui a souvent servi de niveau de décollement, se présente généralement sous forme de brèches évaporitiques apparaissant localement en lambeaux exigus au contact des pointements ophitiques. Dans la partie supérieure de cette formation, s'intercalent des petits bancs de calcaires gris ou beiges, soulignant une transition graduelle avec le Rhétien sus-jacent. Cette sédimentation détritique et évaporitique s'est réalisée dans un milieu marin littoral à lagunaire, au sein d'un vaste bassin évaporitique subsident.

3.4.3. Jurassique

t7-12. Rhétien-Sinémurien. Dolomies, calcaires, tufs et brèches.

Dans la zone nord-ouest aquitaine, le Rhétien et la base de l'Hettangien se marquent par des dépôts de grès grossiers et conglomératiques. Cette série détritique laisse place au cours de l'Hettangien supérieur à un ensemble gréseux et dolomitique à petits gastéropodes et lamellibranches. Le sommet de cette formation, généralement attribué au Sinémurien sans arguments paléontologiques, se caractérise par la présence de nombreux niveaux oolithiques et par l'existence de surfaces d'exondation. Une telle évolution montre le passage d'une sédimentation continentale, qui laisse place progressivement à une sédimentation marine, de plus en plus affirmée.

Dans les Pyrénées occidentales, les faciès caractéristiques du Keuper perdurent durant le Rhétien malgré la mise en place de conditions franchement marines enregistrés plus à l'est dans le domaine pyrénéen. Ces faciès correspondent à des dolomies grises ponctuellement à stromatolithes, des brèches dolomitiques et des argiles dolomitiques qui témoignent du développement de vasières littorale et de sabkha. Ces dépôts enregistrent l'amorce de la transgression de la mer téthysienne à l'est. A l'Hettangien, se développent des calcaires clairs massifs à la base, puis en petits bancs ou en plaquettes (20 à 70 m), délivrant des fragments d'échinodermes du genre *Diademopsis*, au sein desquels s'intercalent des roches volcano-sédimentaires « tuf de Ségalas » (roches sombres et verdâtres). Au sommet de la série hettangienne, se développent des calcaires dolomitiques, des dolomies grises, des brèches massives azoïques et des cargneules. La bréchification résulte probablement de processus de dissolution au sein d'une épaisse série évaporitique dans une zone tectoniquement instable (structuration en horst et graben). Ces diverses formations hettangiennes soulignent l'installation d'une plate-forme marine carbonatée, peu profonde plus ou moins confinée (lagune). Au Sinémurien, se développent des calcaires oolithiques et stromatolithiques à la base, puis des plaquages de calcaires argileux à ammonites au sommet. Cette dernière unité franchement marine est datée, par brachiopodes et ammonites, du Sinémurien supérieur. Le Sinémurien se marque par une homogénéisation d'une sédimentation franchement marine. C'est donc au cours du Sinémurien que se mettent en place des dépôts de calcaires marins francs, sur une vaste plate-forme peu profonde où les conditions hydrodynamiques engendrent la formation de barres

ou dunes oolithiques, isolant des zones plus calmes qui favorisent l'accumulation de boues stromatolithiques. La polarité sédimentaire est atlantique.

13-4. Pliensbachien - Toarcien. Dolomies, calcaires, grès, marnes et marnes noires.

Dans la zone nord-ouest aquitaine, cette formation, très peu épaisse et très certainement incomplète, affleure seulement au nord-est de Terrasson. Le Pliensbachien inférieur (Carixien) est représenté uniquement par des calcaires bioclastiques à quartz qui apparaissent à l'ouest de la faille de Lissacsur-Couze. Jusqu'à Terrasson, il a toujours 3 à 5 m d'épaisseur et montre parfois des chailles. Il est très peu fossilifère (rhynchonelles et abondantes *Verneuillinoïdes mauritii*). Au-delà de Terrasson, le Pliensbachien inférieur n'existe plus, le Pliensbachien supérieur terminal repose sur le Sinémurien, d'ailleurs généralement dolomitisé. La base du Pliensbachien supérieur (Domérien) se présente sous le faciès de marnes noires micacées ; mais il se réduit très rapidement de 25 m à l'est (région de Saint-Cernin-de-Larche), à une dizaine de mètres aux alentours de Chavagnac et à 1 m au sud de Terrasson. Le Pliensbachien supérieur, aux abords de Terrasson, s'exprime par un faciès de calcaire roux bioclastique, plus ou moins gréseux, mais d'épaisseur variable (5 à 1,5 m). Au nord de Terrasson, le Pliensbachien très incomplet se marque par un niveau plurimétrique (2 à 5 m), constitué de grès grossiers et de grès dolomitiques très peu fossilifères et attribué généralement au Pliensbachien supérieur, par la présence localement de bélemnites, gryphées, pectens (*Pseudopecten aequivalvis*), ammonites (*Pleuroceras*) et de niveaux de calcaires gréseux à entroques, souvent ferrugineux.

La série toarcienne, aux abords de Terrasson, débute par des marnes noires à grises, localement enrichies en oolithes ferrugineuses et faunes pélagiques (ammonites et bélemnites). En montant dans la série, ces marnes laissent place à des calcaires ou des dolomies enrichies en gryphées (lumachelle à *Gryphaea (Bilobissa) pictaviensis*) et ponctuellement en brachiopodes (*Homoeorhynchia cynocephala*). Cet ensemble carbonaté, condensé sur environ 2 mètres, date du Toarcien supérieur. La série toarcienne est de plus en plus réduite et dolomitisée en direction du nord de l'Aquitaine. Comme dans le Quercy, cette série montre une évolution de l'étage circalittoral (marnes noires) à fonds réducteurs, sans brassage, où règne une intense activité anaérobie, vers l'étage infralittoral en milieu aérobie.

Dans les Pyrénées occidentales, la puissance du Pliensbachien oscille entre 5 et 40 m. Les variations d'épaisseur sont contrôlées par la structuration en horst et graben, initiée au Lias inférieur. Le minimum de puissance se situe sur le Haut-fond de Bigorre occidentale (ou béarnais). Au cours du temps, la sédimentation pliensbachienne s'uniformise jusqu'à masquer cette structuration au Domérien.

Le Pliensbachien inférieur est représenté par des calcaires bioclastiques à polypiers et/ou à oolithes, plus ou moins ferrugineuses, et brachiopodes strato-croissants à rognons siliceux en son sommet. Ces calcaires montrent un épaissement graduel avec développement de la phase argileuse en direction de l'ouest. L'environnement est celui d'une plate-forme carbonatée externe (infralittoral à circalittoral). Le Pliensbachien supérieur se marque par l'instauration d'une sédimentation marneuse riche en ammonites, brachiopodes et bélemnites, traduisant une augmentation de la bathymétrie. La formation de la Barre à pectens (5 à 10 m d'épaisseur), reconnue en Aquitaine, clôturée également la série pliensbachienne dans la Zone pyrénéenne. Elle témoigne de la mise en place d'une plate-forme carbonatée de type rampe peu profonde, stable et ouverte.

La série toarcienne est représentée par un ensemble monotone marneux et marno-calcaire, qui s'épaissit en direction de l'ouest (35 à 80 m). C'est ainsi que, au cours de cet intervalle de temps, le milieu de sédimentation s'approfondit. La plate-forme domérienne peu profonde (étage

infralittoral) laisse place à une vasière plus ou moins confinée (étage circalittoral), remplie d'argile et de silts, avec une ouverture relative du milieu vers l'Atlantique nord.

j1-2. Aalénien à Bajocien. Calcaires et marnes.

Dans la zone nord-ouest aquitaine, aux abords de Périgueux, cet intervalle se caractérise par une alternance de calcaires oolithiques et à oncolithes et gravelles avec intercalations, dans le Bajocien supérieur, de calcaires blancs et beiges micritiques, quelquefois bioclastiques. Les bancs sont centimétriques à décimétriques. Les structures laminaires planes sont fréquentes dans les calcaires micritiques. Les niveaux bioclastiques sont abondants et contiennent des lamellibranches, des gastéropodes et des algues. Le sommet du Bajocien se marque par une prédominance de calcaire blanc à oolithes bien classées, s'enrichissant ponctuellement en oncolithes, à gravelles, à niveaux bioclastiques parfois abondants (lamellibranches, gastéropodes et polypiers).

Plus au nord, aux abords de Nontron, les calcaires bruns souvent microgranulaires, à oolithes ferrugineuses, oncolithes, bioclastes (entroques) (15-20 m), attribués à l'intervalle Aalénien - Bajocien inférieur, passent, au cours du Bajocien, à des calcaires beiges oolithiques, calcaires beiges micritiques et calcaires beiges bioclastiques à débit en plaquettes centimétriques à décimétriques. Ces faciès peuvent passer latéralement à des calcaires blancs crayeux, granulaires (oolithes, pelletoides, oncolithes et bioclastes) à ciment sparitique, disposés en laminations planes et entrecroisées, et à des calcaires beige, microgranulaires (oolithes et pelletoides) à laminations planes.

Dès la base du Dogger, dans la zone nord-ouest aquitaine, s'installe une épaisse sédimentation carbonatée. Des cordons (dunes) oolithiques orientées nord-sud se développent, séparant une zone orientale, interne, protégée, d'une zone occidentale, ouverte.

Dans les Pyrénées occidentales, l'Aalénien est marqué par le remplacement de la sédimentation marneuse du Toarciens par des dépôts à dominance calcaire. A proximité de la vallée du gave de Pau, la série aaléno-bajocienne correspond à des calcaires gris bioclastiques strato-croissants, à surfaces de stratifications irrégulières, désignés autrefois 'calcaires à microfilaments' (fins fragments coquillers). En direction de l'ouest, se développent des calcaires argileux et des marnes de teinte grise ou rousse à l'Aalénien et des calcaires strato- et grano-croissants, gris, riches en microfilaments et ammonites (~50 m), datés du Bajocien. Dès la base du Dogger, dans les Pyrénées occidentales, s'installe une sédimentation carbonatée de plate-forme externe (rampe), toujours ouverte vers l'Atlantique.

j3-4. Bathonien à Callovien. Calcaires et marnes.

Dans la zone nord-ouest aquitaine, l'intervalle Bathonien inférieur à moyen se marque par l'alternance de calcaires beiges granulaires (oolithes, oncolithes, lithoclastes et pelletoides noirs), à ciment sparitique, calcaires beiges à pelletoides renfermant des gastéropodes et des lamellibranches, marnes parfois ligniteuses à laminations planes, parfois associées à des niveaux stromatolithiques. Un certain nombre de caractères : pelletoides et lithoclastes noirs, lithoclastes de calcaire cryptocristallin, structures de type stromatolithique, présence de joints argileux, constituent des critères relativement constants. Le Bathonien supérieur se marque par le développement de faciès crayeux. Les calcaires blancs en bancs centimétriques, granulaires (oolithes, oncolithes), contenant de nombreux niveaux de lamellibranches, de brachiopodes (rhynchonelles) et quelques niveaux à polypiers, prédominent. Ils alternent localement avec des calcaires blancs crayeux à stratifications planes ou obliques, à oolithes, gravelles bien classées (0,1 à 0,2 mm), très rares Meyendorffines, à ciment sparitique et des calcaires en plaquettes beiges cryptocristallins, grumeleux ou sublithographiques, à stratifications planes. Les structures

stromatolithiques y sont très fréquentes. Localement, se développent des faciès bréchiques. Les faciès reconnus dans le Bathonien supérieur perdurent au Callovien. Néanmoins, on observe une prédominance des faciès oncolithiques aux abords de Périgueux et oolithiques avec enrichissement ponctuel en foraminifères (*Textulariidae*, *Trocholines* ...) et polypiers aux abords de Nontron.

Dans les Pyrénées occidentales, la série bathonienne montre de très nets passages latéraux de faciès. Dans le Béarn, dominant des dolomies récifales qui passe en direction de l'ouest (Sarrance) à des dolomies noires (~300 m). Dans le Pays Basque, des calcaires à microfilaments, riches en ammonites, se développent sur une centaine de mètres d'épaisseur. La partie médiane de cet intervalle stratigraphique se marque par un niveau à nodules siliceux, associé localement (pic de Sudou), à des calcaires bioclastiques bioturbés à foraminifères benthiques (*Pseudocyclamina maynci* - *Praekurnubia cruzei*). Au sommet de l'unité dolomitique orientale, se développent des bancs massifs à polypiers coloniaux et de puissantes barres oolithiques à stratification oblique. C'est au cours du Bathonien, que se met en place une plate-forme instable, qui montre le développement, dans le Béarn, d'une barrière récifale sub-méridienne, discontinue. Le milieu de sédimentation est toujours ouvert en direction de l'Atlantique. Le passage progressif de calcaires aux dolomies, au cours du temps, souligne une tendance globalement régressive.

Au Callovien, dans le Béarn, s'accumule une centaine de mètres de dolomies noires en petits bancs, parfois rubanées, surmontée par une discontinuité ferruginisée correspondant à la limite Callovien-Oxfordien. Localement s'intercalent des dolomies oolithiques ou bioclastiques, disposées en barres massives. Elles présentent partout, dans leur partie médiane, un horizon lumachellique (coquilles blanches). Dans le Pays Basque, les calcaires à microfilaments riches en ammonites persistent durant l'intégralité du Callovien. La paléogéographie du Callovien est celle d'une rampe marine carbonatée interne dans le Béarn et externe dans le Pays Basque. La succession sédimentaire révèle une légère augmentation du niveau marin.

j5. Oxfordien. Dolomies, calcaires et marnes.

Dans la zone nord-ouest aquitaine, aux abords de Fumel, l'Oxfordien est attribué à un ensemble carbonaté massif, en petites corniches, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, qui se compose d'une brèche intraformationnelle, à éléments anguleux dolomicritiques de 0,5 à 5 cm, beige clair ; de dolomies fines, avec quelques passées plus sombres, d'odeur fétide à la cassure et de micrites à bird-eyes et traces d'ostracodes. Ces différents faciès tradiraient un environnement de type sebkhas. Plus au nord, au sud de Thiviers, l'Oxfordien se marque par une alternance de calcaires sublithographiques à rares trocholines et de calcaires beiges, granulaires (gravelles, oolithes, rares oncolithes et bioclastes) à trocholines, exprimant des conditions marines plus ouvertes en contexte principalement de haute énergie.

Dans les Pyrénées occidentales, dans les chaînons béarnais, l'Oxfordien débute par quelques dizaines de mètres de dolomies noires, en petits bancs, qui passent progressivement à des calcaires dolomitiques sombres puis à des calcaires gris à *Aveosepta jaccardi*, lamellibranches et gastéropodes. A l'ouest, dans le Pays Basque, la série oxfordienne débute par un niveau de condensation oolithique et ferrugineux à ammonites du Callovien supérieur et Oxfordien inférieur. Au-dessus apparaissent des calcaires gris verdâtres (6 m), plus ou moins argileux, glauconieux, à foraminifères planctoniques, spongiaires et ammonites (dalle à perisphinstes), datant de l'Oxfordien moyen et supérieur. L'Oxfordien s'achève par des marnes gréseuses grises à noires (marnes d'Hosta), d'une centaine de mètres d'épaisseur. La succession sédimentaire enregistrée au cours de l'Oxfordien montre ainsi le développement d'une rampe carbonatée de faible profondeur, mais qui s'approfondit au cours du temps et en direction de l'ouest. La transgression initiée au Callovien se poursuit donc à l'Oxfordien.

j6. Kimméridgien. Calcaires micritiques, calcaires lumachelliques, calcaires dolomitiques et marnes.

Dans la zone nord-ouest aquitaine et particulièrement au nord de Périgueux, le Kimméridgien est composé de calcaires micritiques beige rosé à gris-bleu, en petits bancs, alternant avec des niveaux marneux et admettant des horizons lumachelliques à *Nanogyra virgula* et des passées de calcaires oolithiques rosâtres. La microfaune est surtout représentée par *Everticyclammina virguliana*. A l'ouest de Souillac, la série présente de nombreuses affinités avec les coupes de la Cévenne à Crayssac, décrites par Pelissié (1982), sur lesquelles on peut ainsi observer 4 unités lithologiques : des calcaires et des marnes à terriers (50 m) ; des calcaires noduleux (70 m) ; des « schistes » bitumineux (14 m) ; des marnes et des calcaires à « faciès savonnette » (23 m). Cet intervalle stratigraphique est bien daté par les ammonites. L'évolution de la sédimentation traduit un approfondissement, par saccade, du milieu de dépôt dans un contexte de milieu marin ouvert.

Dans les Pyrénées occidentales, le Kimméridgien (100 à 300 m) s'exprime par une alternance marno-calcaire, riche en lituolidés (*Everticyclammina virguliana*, *Alveosepta jaccardi*), exogyres (*Exogyra virgula*), qui passe en direction de l'est à un ensemble beaucoup plus carbonaté et bioclastique. Ponctuellement, à l'approche de la vallée du gave de Pau, en Bigorre occidentale, ces calcaires fins sont entrecoupés de coulées bréchiques polygéniques (dolomies oxfordiennes et calcaires kimméridgiens). Les calcaires plus ou moins argileux à lituolidés représentent des dépôts rythmiques peu fossilifères riches en matière organique, qui se sont accumulés sur une vaste plate-forme de type rampe (milieu infra- à médiolittoral) ouverte en direction de l'Atlantique. Les brèches, qui s'y intercalent épisodiquement, sont vraisemblablement les témoins de mouvements tectoniques (Lenoble, 1992).

j7. Tithonien. Calcaires micritiques, dolomies, calcaires dolomitiques, brèches calcaires.

Dans la zone nord-ouest aquitaine, le Tithonien est représenté, à la base, par une vingtaine de mètres de calcaires micritiques en « petits bancs », à surfaces de stratifications ondulées. L'attribution de ces calcaires au Tithonien inférieur est précisée par l'extinction des ammonites du genre *Aulacostephanus* et par l'apparition des gravesia du groupe de *G. gigas* (Hantzpergue et Lafaurie, 1983). Ce faciès est relativement homogène dans les zones affleurantes. Le Tithonien supérieur est dominé par des dolomicrites à laminations parallèles, calcaires micritiques en bancs, dolomies cristallines (> 150 m), à figures sédimentaires (fentes de dessiccation, traces de gouttes de pluie, etc.) et ponctuellement pseudomorphoses de cristaux de gypse dans le secteur de Gourdon. Au nord de Périgueux, cet intervalle stratigraphique voit se superposer des calcaires à laminites, des calcaires massifs lumachelliques (*Exogyra bruntrutana*), des calcaires micritiques en petits bancs et des calcaires plus ou moins gréseux à oolithes, nérinées et ponctuellement à polypiers.

Dans les Pyrénées occidentales, lorsque le Tithonien est présent, il se marque par 50 à 250 m de dolomies grises ou noires, bien stratifiées, admettant quelques intercalations de calcaires gris ou beiges bioclastiques, graveleux ou oolithiques à *Anchispirocyclus lusitanica* (Delfaud, 1969), trocholines et nombreux autres foraminifères, rares nérinées ou algues. Les laminations algaires (stromatolites) abondent à la partie supérieure de l'unité. Des brèches calcaires ou dolomitiques y sont fréquentes. Cette association de faciès et son évolution témoigne de l'installation d'une plate-forme carbonatée peu profonde en contexte de régression marine.

3.4.4. Crétacé inférieur

(Avec la contribution de P. Razin)

Bx : Bauxite.

Dans la partie méridionale de la Zone nord-pyrénéenne, et plus précisément dans la zone des chaînons basco-béarnais, un mince niveau d'argile ferrugineuse et alumineuse de couleur ocre à rouge souligne la limite entre les séries carbonatées du Jurassique et du Crétacé inférieur. Ces argiles renferment fréquemment des pisolithes. Ce niveau est très discontinu et laisse place localement à une véritable croûte ferrugineuse bauxitique. Il peut recouvrir différents termes de la série jurassique depuis le Dogger (pic Bergon) jusqu'au Malm (chaînon du Mail Arrouy, de Sarrance, du pic Sudou, etc.). Il est ensuite recouvert par des dépôts transgressifs à dominance carbonatée, allant du Barrémien à l'Aptien supérieur. Ce faciès témoigne d'un processus de latérisation qui s'est produit pendant une phase d'émersion prolongée entre la fin du Jurassique et le Barrémo-Aptien. Cette phase d'émersion majeure, de large extension à l'échelle du système pyrénéen, résulte d'un soulèvement régional qui s'est accompagné de déformations tectoniques locales, comme le soulignent (1) la discordance de ce niveau latérique sur différentes formations du Jurassique, (2) l'onlap des séries transgressives du Barrémo-Aptien et (3) la fossilisation locale par ces latérites des failles, normales affectant la série jurassique. Cette importante discontinuité sédimentaire enregistre donc un événement géodynamique majeur qui correspond à l'initiation du rifting pyrénéen au Crétacé inférieur sous la forme d'un bombement régional.

n1-4. Barrémien. Calcaires à Annélides.

Les premiers dépôts crétacés, qui recouvrent la discontinuité au toit des séries jurassiques de la Zone nord-pyrénéenne occidentale, sont attribués au Barrémien, soulignant ainsi l'importante lacune sédimentaire du Néocomien. La série barrémienne débute le plus souvent par une unité de calcaire parfois gréseux à charophytes (formation de Rébénacq) et se complète par une unité relativement épaisse de calcaire, caractérisé par la présence, sinon l'abondance, d'annélides (formation des Calcaires à Annélides), dans laquelle peuvent s'intercaler des niveaux de calcaire à rudistes, de calcaire oolithique et de calcaire argileux à huîtres. Cet ensemble peut atteindre jusqu'à 120 m d'épaisseur à l'affleurement. Il présente toutefois des biseaux à la fois vers le sud et vers l'ouest (donc le sud-ouest). Le Barrémien est ainsi absent dans la partie méridionale de la zone des chaînons béarnais (sud du chaînon de Sarrance, chaînon du pic de Sudou, Lichançumendi), ainsi que dans la partie ouest du massif des Arbailles et dans l'ensemble de la zone située à l'ouest du massif du Labourd. Très localement, de part et d'autre de la vallée de l'Ouzom (extrémité orientale des Pyrénées-Atlantiques), la base de cette unité est soulignée par un horizon discontinu, d'une quinzaine de mètres d'épaisseur maximale, composé de grès à ciment ferrugineux rouge, reposant sur la discontinuité de sommet du Jurassique. Cet horizon silico-clastique n'est pas daté et pourrait être d'âge néocomien (?).

Cette série barrémienne des Pyrénées occidentales, qui repose en discordance sur différents termes de la série jurassique, enregistre une généralisation du processus transgressif qui avait débuté plus tôt dans les Pyrénées centrales, comme le montre la présence de dépôts marins du Néocomien dans la partie plus orientale de la Zone nord-pyrénéenne. Ce processus aboutit à l'installation d'une sédimentation marine peu profonde de plate-forme carbonatée. La reconnaissance des biseaux sédimentaires vers le sud et vers l'ouest montre que l'onlap des dépôts barrémiens se réalise sur une paléotopographie différenciée, mais qui reste cependant de très faible amplitude et sans phénomène d'érosion associé : préservation régionale des placages latéritiques, influx terrigène très limité, etc. L'installation progressive de cette unité transgressive résulte au moins en partie d'une reprise de la subsidence dans ce domaine précédemment émergé, subsidence relativement hétérogène comme le soulignent les biseaux

sédimentaires vers le sud et vers l'ouest. Cette première phase de subsidence crétacée peut être interprétée comme une initiation de la phase de rifting crétacée même si, à ce stade, aucune faille synsédimentaire importante ne peut être clairement mise en évidence.

n5. Aptien inférieur. Marnes de Sainte-Suzanne.

L'Aptien inférieur est régionalement caractérisé par une formation marneuse ou marno-calcaire noire, à ammonites, classiquement nommée « Marnes de Sainte-Suzanne » ou « Marnes à Deshayesites ». Cette formation possède en général une puissance de 50 à 200 m. Elle tend cependant à disparaître vers le sud et vers l'ouest, puisqu'elle est impliquée dans le biseau transgressif général des séries aptiennes dans la partie sud de la Zone nord-pyrénéenne (chaînon basco-béarnais), ainsi que dans la partie occidentale de la zone des Massifs basques. Cette formation affleure également dans le cœur de l'anticlinal de Sainte-Suzanne, dans la zone frontale nord-pyrénéenne de la région d'Orthez.

Ces dépôts à dominance marneuse témoignent d'un environnement de dépôt de plate-forme distale et atteste donc d'un approfondissement régional et d'une extension du domaine subsident du Barrémien. Cette phase d'approfondissement coïncide avec une élévation globale du niveau marin, accompagné d'un événement anoxique global (OAE 1a), qui ont pu favoriser au moins en partie l'accumulation de cette série marneuse de plate-forme externe. Très localement, comme par exemple dans le synclinal des Arbailles, des brèches à éléments carbonatés, intercalées dans cette unité marno-calcaire de l'Aptien inférieur attestent l'existence d'une paléo-topographie sous-marine différenciée, pouvant résulter de mouvements tectoniques et/ou diapiriques locaux.

n5-6C. Aptien moyen à Albien inférieur. Calcaires à rudistes.

Cette unité de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur moyenne rassemble l'ensemble des formations carbonatées d'âge aptien supérieur à albien inférieur, qui affleurent dans les chaînon basco-béarnais, dans le croissant d'Arberoue, à la périphérie orientale du massif du Labourd et dans la zone frontale nord-pyrénéenne (anticlinal de Sainte-Suzanne, chaînon de Rébenacq). Il s'agit de calcaires massifs relativement épais, localement dolomités, qui arment la crête de nombreux chaînon nord-pyrénéens. Dans le détail, les calcaires aptiens (Gargasien et Clansayésien) sont principalement représentés par des faciès subrécifaux à récifaux à rudistes (*Toucasia sp.*), polypiers, échinodermes, bryozoaires et orbitolines, dit « faciès urgonien ». Les calcaires de l'Albien sont quant à eux riches en mélobésiées (algues rouges du « faciès Vimport »), auxquelles sont toujours associés orbitolines, échinodermes, bryozoaires, polypiers, etc. Dans le détail, cet ensemble carbonaté présente une importante complexité stratigraphique, qui s'exprime par d'importantes variations d'épaisseur et de faciès dans l'espace et dans le temps. Dans un premier temps, les calcaires du Gargasien présentent d'importantes variations d'épaisseur mais des variations de faciès limitées. Dans un second temps, durant le Clansayésien et l'Albien inférieur, aux variations d'épaisseur s'ajoutent des variations de faciès complexes entre les calcaires de plate-forme à rudistes ou à mélobésiées et des faciès de marnes noires à spicules d'environnement plus profond. Des monticules de boue carbonatée (« mudmounds ») se développent localement pendant cette période en domaine de bordure de plate-forme comme par exemple dans la région d'Arudy et de Sainte Colombe (e.g. Canérot, 2008).

Ces variations d'épaisseur et de faciès témoignent d'une augmentation générale mais également d'une forte hétérogénéité de la subsidence du domaine nord-pyrénéen pendant cette période. Si dans un premier temps (Gargasien), la production carbonatée parvient à compenser les variations spatiales de la subsidence et à maintenir des profils de dépôts peu profonds et subhorizontaux limitant les variations de faciès ; dans un deuxième temps, à partir du Clansayésien, l'augmentation de la subsidence outrepassé localement la production sédimentaire et aboutit à la différenciation de domaines plus profonds à sédimentation marneuse et, en particulier, à

l'individualisation progressive du bassin de Mauléon à l'est de l'axe du Labourd. Les dépôts carbonatés de plate-forme peu profonde sont bien préservés sur la marge méridionale du bassin, aujourd'hui localisée dans la zone des chaînons basco-béarnais. A l'instar des dépôts précédents, ils décrivent un grand biseau transgressif vers le sud et vers l'ouest comme le montre l'onlap des calcaires de l'Albien inférieur directement sur le Jurassique dans la partie sud des chaînons (ex. Arguibellet) comme en direction du massif du Labourd vers l'ouest (croissant d'Arberoue). La partie occidentale du Pays Basque reste à cette époque un domaine émergé constituant la source probable des éléments silico-clastiques présents à la base des carbonates transgressifs de l'Albien inférieur (Arberoue).

Cette étape de l'Aptien supérieur - Albien inférieur enregistre ainsi une accentuation du processus de rifting dans la Zone nord-pyrénéenne. L'hétérogénéité de la subsidence comme les paléotopographies sous-marines, attestées par les variations d'épaisseur et de faciès, ont été interprétées comme résultant au moins en partie du fonctionnement de failles synsédimentaires longitudinales (N110-120°E) et transverses (N20-30°E). Cependant, la rareté des dépôts gravitaires et de blocs remaniés, issus des séries plus anciennes, tend à limiter l'éventualité sinon l'amplitude de paléo-escarpements sous-marins d'origine tectonique. Une expression majeure de la tectonique extensive à cette époque paraît consister dans le développement de mouvements diapiriques pendant le Clansayésien et l'Albien inférieur (eg. Canérot, 2008) qui se traduisent par des dispositifs sédimentaires localement complexes bien visibles dans certains chaînons béarnais (Arbailles, Lichançumendy, Lauriolle, etc.) : discordances, brèches, lacunes sédimentaires, variations de faciès et d'épaisseur très rapides, etc.

Ces niveaux bréchiques, liés aux mouvements diapiriques, sont spécifiquement cartographiées n5-6B (voir ci-dessous).

Des calcaires de plate-forme datés de l'Albien affleurent aussi de manière discontinue dans la zone des chevauchements frontaux nord-pyrénéens, dans la région d'Orthez et de Salies-de-Bearn (Arancou, Cassaber) mais également au droit des rides anticlinales sud-aquitaines telles que Tercis et Audignon. Dans cette zone septentrionale, des formations carbonatées, parfois légèrement gréseuses, d'environnement peu profond semble perdurer jusqu'à l'Albien supérieur. Elles matérialisent ainsi la bordure nord du bassin de Mauléon qui, contrairement à la marge sud, reste un domaine de plate-forme carbonatée depuis le Barrémien.

Au-delà du front nord-pyrénéen, dans le sud des Landes, les données de subsurface montrent que des calcaires gréseux à orbitolines et mélobésiées de l'Aptien restent localisés dans la région de Tercis. Une subsidence plus généralisée à l'Albien, favorise l'accumulation de 500 m de calcaires bioclastiques à polypiers, orbitolines, mélobésiées (faciès Vimport) sur l'ensemble de la région. Au sud de Dax, dans le secteur de Saint-Lon, ces calcaires à algues alternent sur plus de 1 000 m avec des marnes à spicules tandis que vers l'ouest, à Saubrigues, s'accumulent plusieurs centaines de mètres de grès grossiers azoïques dans lesquels s'intercalent des marno-calcaires à miliolites, annélides et orbitolines ainsi que des lits de lignite témoignant d'un environnement deltaïque. L'Albien se retrouve à l'affleurement au sud de l'Adour dans le cœur de l'anticlinal d'Audignon (Formation de Lagouardère). Les trois membres successifs locaux (Feinberg, 1964) indiquent une évolution régressive des milieux de dépôt allant de la mer ouverte à la base, vers des environnements littoraux ou continentaux au sommet. Le membre inférieur est composé de calcaires argileux à spicules de spongiaires et rares débris de mélobésiées et d'échinides. Il est surmonté par des marnes grises à foraminifères à la base (*Tritaxia*) et ostracodes au sommet. Le dernier membre est représenté par des calcaires gréseux à graviers de quartz dans lesquels se trouve une faune diversifiée (orbitolines, Trocholina, bioclastes de lamellibranches, bryozoaires, brachiopodes, échinides, mélobésiées).

Au cœur des Landes, l'Albien réapparaît dans les anticlinaux de Roquefort et de Créon d'Armagnac, sous la forme de faciès littoraux à laguno-lacustres très variés d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur : calcaires dolomitiques, calcaires bioclastiques à orbitolines, dolomies bréchoïdes à characées, calcaire argilo-gréseux bioturbés, débris ligniteux et traces de racines. Ces dépôts marquent la limite de la transgression albienne au nord du sous-bassin de Mirande.

n5-6B. Aptien supérieur à Albien. Brèches Diapiriques. (D'après J. Canérot)

Dans les Pyrénées, de puissantes formations bréchiques occupent le cœur d'anciens diapirs contemporains de la distension (transtension) accompagnant la mise en place des fossés nord-pyrénéens à la fin du Crétacé inférieur. Ces brèches à éléments anguleux polygéniques, hétérométriques, résulteraient de l'effondrement par collapse de la couverture jurassico-crétacée lors de la "vidange" des structures halocinétiques. Dans les Pyrénées occidentales, leur couverture est hétérochrone: clansayésienne au Lichançumendy, au plateau de Béloscare ou au Layens, albienne au pic de Lauriolle où leur épaisseur est supérieure à 200 m.

n5-c1M. Aptien supérieur à Cénomaniens. Marnes noires à Spicules et marnes du Flysch Noir.

Cette unité désigne à la base une série compréhensive relativement homogène principalement constituée de marnes noires à spicules de spongiaires déposée dans un environnement de plate-forme distale ou de bassin relativement profond. L'épaisseur de cette série dépasse localement 1 500 m. Ces dépôts occupent l'axe de subsidence du bassin de Mauléon dès l'Aptien supérieur et passent latéralement à des calcaires à rudistes et des calcaires à mélobésiées d'âge Aptien supérieur à Albien inférieur, dans les bordures du bassin (voir n5-6 C). Des niveaux carbonatés in-situ ou légèrement glissés s'intercalent alors localement dans les marnes noires de même âge dans les zones de transition plate-forme - bassin (ex. synclinal des Arbailles, Arguabelle, vallée d'Ossau). Cette sédimentation marneuse profonde se généralise à partir de l'Albien moyen et vient recouvrir les domaines marginaux de plate-forme antérieurs, attestant un élargissement du bassin profond de Mauléon. Les marnes noires qui s'accumulent dès lors jusqu'au Cénomaniens inférieur correspondent à des dépôts profonds localisés en marge des systèmes turbiditiques gréseux du Flysch Noir de même âge (n6-c1 F, n6-c1 B, n6-c1 P). Ces marnes sont attribuables au flysch de Tardets décrit par Souquet (Souquet *et al.*, 1985). A noter que ce n'est qu'à l'Albien supérieur que ces faciès profonds commencent à envahir le domaine situé à l'ouest du massif du Labourd, comme l'atteste l'existence des marnes noires dans la région d'Ustaritz et d'Ascain.

3.4.5. Albien moyen à Crétacé supérieur dans les Pyrénées

(Avec la contribution de P. Razin)

n6D. Albien. Grès d'Ascain et calcaires détritiques à algues.

Sont représentées, sous cette appellation, les formations gréseuses et carbonatées d'âge Albien moyen à supérieur, discordantes sur le Paléozoïque ou le Trias, de la zone des Massifs basques. Dans les massifs d'Igountze et Mendibelza, il s'agit d'affleurements d'extension très limitée de calcaires détritiques à éléments paléozoïques, renfermant des débris d'organismes variés : caprinidés, algues, orbitolines, polypiers, etc. Ces dépôts reposent localement en discordance sur le Paléozoïque et sont recouverts par les Poudingues de Mendibelza d'âge Albien moyen à supérieur. Ces faciès carbonatés semblent également se trouver parfois sous forme de blocs resédimentés dans les poudingues. L'environnement et les processus de dépôt de ces carbonates détritiques restent incertains : calcaires peu profonds transgressifs sur le socle préalablement mis à nu ou dépôts gravitaires de pied de pente ? Des faciès comparables, datés de l'Albien supérieur, sont également directement transgressifs sur le socle de la bordure

orientale du massif des Aldudes. Ils peuvent ici être considérés comme témoignant d'un environnement peu profond, donc de bordure méridionale du bassin de Mauléon, puisqu'ils sont eux-mêmes recouverts par des dépôts carbonatés de plate-forme du Crétacé supérieur.

A l'ouest du massif du Labourd, l'Albien supérieur est représentée par une formation à dominance gréseuse dénommée « Grès d'Ascaïn ». Cette formation gréseuse repose directement sur le Paléozoïque ou le revêtement triasique des massifs des Cinco Villas (secteur de Dancharia) et de la Rhune. Plus au nord, dans la zone du flysch nord-pyrénéen, l'Albien supérieur repose en contact stratigraphique (discordant) ou plus souvent tectonique sur le complexe argilo-évaporitique et ophitique du Trias supérieur et différents lambeaux du Lias inférieur, soulignant ainsi l'érosion préalable d'une majeure partie du Jurassique et le non dépôt du Crétacé inférieur. L'Albien supérieur débute en général par une mince unité de calcaires à mélobésiées surmontée progressivement mais rapidement par la série argilo-gréseuse et localement conglomératique des Grès d'Ascaïn. Dans le détail, cet ensemble silico-clastique de 300 à 400 m d'épaisseur présente une organisation stratigraphique relativement complexe, entre des faciès gréseux et conglomératiques marins peu profonds et des faciès argileux plus profonds. Cette succession affleure au pied du massif de la Rhune, dans la région d'Ascaïn, mais également plus au nord, à la base du rétro-chevauchement de la colline Sainte-Barbe, entre Arcangues et Ustaritz. A noter qu'une épaisse série gréseuse, datée de l'Albien, a été traversée par le forage de Saubrigues, dans la partie occidentale du domaine sud-aquitain. L'association de faciès, les directions de courant, les corrélations avec les formations conglomératiques de même âge de la région d'Oyarzun (Espagne) conduisent à interpréter les Grès d'Ascaïn comme déposés dans un vaste système de fan-delta de polarité ouest - est, qui occupait ce domaine occidental, jusqu'ici émergé, de la Zone nord-pyrénéenne. Ils matérialisent donc l'initiation de la subsidence de cette partie occidentale de la Zone nord-pyrénéenne, localisée à l'ouest de l'axe du Labourd, qui préfigure le futur bassin flysch de Saint-Jean-de-Luz. Ce système fluvio-deltaïque était alimenté par l'érosion d'un domaine surélevé, situé encore plus à l'ouest, et correspondant au massif de Biscaye / plateau landais. Ce domaine occidental à sédimentation deltaïque constitue ainsi la fermeture occidentale du bassin de Mauléon, qui, à la même période, était le siège d'une sédimentation turbiditique profonde (n6-c1 F : Flysch de Mixe). La transition entre ces deux domaines coïncide sensiblement avec l'axe du massif du Labourd et se situerait sur le tracé d'une discontinuité transverse majeure de direction N20°E, classiquement nommée « Faille de Pampelune » (Schoeffler, 1982; Razin, 1989).

n6-C1P. Albo-Cénomaniens. Poudingues de Mendibelza.

Les Poudingues de Mendibelza désignent une formation conglomératique localisée dans les massifs d'Igountze et de Mendibelza et qui s'est accumulée entre l'Albien moyen et le Cénomaniens inférieur, sur la marge sud du bassin de Mauléon. Cette formation, dont l'épaisseur dépasse localement 1 000 m, repose le plus souvent en discordance sur un substratum paléozoïque incliné de plusieurs dizaines de degrés vers le nord au moment du dépôt. Localement, ces dépôts conglomératiques recouvrent des unités lenticulaires de calcaire à algues. Ces conglomérats sont principalement composés de galets arrondis, plus rarement subanguleux, de quartzites, grès, schistes, carbonates, lydiennes (etc.) du Dévono-Carbonifère et du Permo-Trias. Quelques blocs d'ophite sont également présents. Ces conglomérats s'organisent en couches pluri-décimétriques à pluri-métriques relativement tabulaires à surfaces de stratification nettes. Ils sont en général mal classés mais les sommets de couche peuvent parfois présenter un granoclassement normal, pour se terminer par un intervalle décimétrique de grès grossier, à litage plan. Ces séquences représentent des dépôts gravitaires issus de courants de haute densité de type « debris flows ». Des couches d'argile noire, de grès à faciès turbiditique et de brèche chaotique à éléments paléozoïques sont localement intercalées dans cette série à dominance conglomératique. L'organisation stratigraphique de cette unité est relativement complexe. Trois séquences de dépôts ont été reconnues (Boirie et Souquet, 1982). Elles sont

disposées en onlap vers le sud, sur le substratum paléozoïque et fossilisent progressivement des failles normales synsédimentaires de direction N120°E et N20°E (Saspiturry et al. 2019). Cet onlap se traduit par un amincissement drastique de cette unité sur la bordure méridionale du massif de Mendibelza, amincissement que l'on observe également au niveau de la klippe tectonique du Lakhoura plus au sud. Les dépôts conglomératiques présentent en outre un changement latéral de faciès vers le nord, puisqu'ils sont rapidement remplacés par des dépôts turbiditiques argilo-gréseux plus distaux (n6-c1 F) dans cette direction.

Les Poudingues de Mendibelza correspondent donc à un prisme de dépôt gravitaire très grossier déposé en pied de pente sur la marge sud du bassin de Mauléon. Ils constituent ainsi un faciès très proximal du groupe du Flysch Noir albo-cénomaniens (Souquet *et al.*, 1985). Cette bordure du bassin est clairement contrôlée par des failles synsédimentaires, dont certaines sont progressivement fossilisées par les dépôts conglomératiques eux-mêmes. La nature, la granulométrie et la forme des éléments resédimentés suggèrent que ce système gravitaire était directement alimenté par des fan-deltas installés en position plus méridionale, sur un substratum paléozoïque en cours de soulèvement. La source des conglomérats se trouvait probablement au droit de la future zone axiale, dont une partie est impliquée sous le chevauchement du Lakhoura. Aucun témoin direct de ces fan-deltas n'est aujourd'hui préservé à l'affleurement.

Les Poudingues de Mendibelza enregistrent une étape fondamentale dans l'histoire du bassin crétacé qui est considérée comme correspondant au paroxysme du processus de rifting. Ils témoignent d'une différenciation majeure entre un domaine méridional en surrection et en cours d'érosion, et un domaine septentrional subsident relativement profond où s'accumulent de puissants prismes de dépôts gravitaires conglomératiques de pied de pente. La création de cette pente contrôlée par le jeu de failles normales synsédimentaires est probablement responsable d'un glissement de couverture et de la dénudation du substratum paléozoïque qui, à la fois constitue la source du matériel resédimenté, et est recouvert en onlap par les dépôts gravitaires qu'il alimente.

A noter qu'aucun dépôt gravitaire de ce type n'a été reconnu à l'Albien, sur la marge nord du bassin de Mauléon, qui demeure le siège d'une sédimentation essentiellement carbonatée. Ceci souligne la forte dissymétrie de ce bassin résultant du rifting albien.

n6-C1B. Albo-Cénomaniens. Brèches.

Cet ensemble lithostratigraphique regroupe les brèches sédimentaires souvent chaotiques, d'âge albien à cénomanien, qui jalonnent la bordure nord des Massifs basques - c'est-à-dire la bordure méridionale du bassin flysch nord-pyrénéen - depuis la bordure nord du synclinal des Arbailles à l'est, jusqu'au massif de La Rhune à l'ouest. A l'est du massif du Labourd, cette unité est particulièrement bien représentée dans la région d'Ainhice - Bustince-Iriberry (Bouquet, 1986), où affleure un complexe chaotique composé de blocs métriques à pluri-hectométriques de carbonates du Jurassique et du Crétacé, d'ophite, de lambeaux d'argile et d'évaporite du Trias dans une matrice de marnes noires. Cet ensemble chaotique est interprété comme issu de phénomènes de glissement de couverture sur les argiles du Keuper le long des bordures sud et ouest du bassin de Mauléon en cours d'individualisation. Ces éléments glissés se trouvent ainsi resédimentés dans la partie plus profonde du bassin. Cette unité à blocs de calcaires mésozoïques est localement surmontée par des brèches gravitaires à éléments de socle paléozoïque qui témoigne bien de la dénudation du socle après le glissement de la couverture. Des affleurements de brèche sédimentaire à éléments paléozoïques se trouvent sporadiquement sur la bordure nord du massif des Aldudes (brèches de Saint-Etienne-de-Baïgorry) mais également sur la bordure orientale du massif de l'Ursuya (brèches de Bonloc). Il est à noter que les éléments paléozoïques qui composent ces brèches reflètent la nature du substratum paléozoïque qui se trouve dans les Massifs basques immédiatement adjacents, et qui était mis à

nu le long d'escarpements sous-marins sur les bordures du bassin de Mauléon (ex. blocs de gneiss et micaschistes dans les brèches de Bonloc).

De puissants dépôts bréchiqes se retrouvent à l'ouest du massif du Labourd depuis la bordure nord-ouest du massif de l'Ursuya (Itxassou) jusqu'au sud et au nord du massif de La Rhune (Vera de Bidassoa, Béhobie). Il s'agit ici encore de dépôts gravitaires profonds qui témoignent de la création de pentes sous-marines sur la bordure méridionale d'un bassin profond néoformé, le bassin de Saint-Jean-de-Luz. L'accumulation de ces brèches sédimentaires rassemblées sous le nom de « Brèches d'Amotz » débute plus tardivement que celles du bassin de Mauléon puisqu'elles n'apparaissent qu'à l'Albien terminal (« Vraconien ») pour se poursuivre localement jusqu'au Cénomaniens supérieur. L'âge de ces brèches souligne ainsi le diachronisme de l'ouverture des bassins profonds de Mauléon et de Saint-Jean-de-Luz avec une propagation qui s'opère de l'est vers l'ouest de part et d'autre de la Faille de Pampelune sur le tracé de l'axe du Labourd. Comme sur les bordures du bassin de Mauléon, les brèches d'Amotz sont d'abord principalement composées de blocs provenant de glissements gravitaires de la couverture mésozoïque, ici particulièrement réduite (Trias, Lias inférieur, Albien). La partie supérieure des brèches d'Amotz est quant à elle composée de blocs issus du substratum paléozoïque et triasique de même nature que celui affleurant dans les massifs des Cinco Villas et de La Rhune immédiatement au sud. Ces brèches à éléments paléozoïques sont particulièrement développées entre Itxassou et Sare où elles jalonnent le rétro-chevauchement d'Amotz né de l'inversion de failles normales albo-cénomaniennes sur la bordure sud du bassin flysch.

A ces brèches albo-cénomaniennes qui jalonnent la bordure nord des Massifs basques vient s'ajouter un ensemble bréchiqes qui affleure très localement dans la partie centrale de la Zone nord-pyrénéenne, à l'extrémité occidentale du chaînon du Mail Arrouy : les « Brèches d'Urdach ». Il s'agit une puissante unité de brèches chaotiques, de plus 1 000 m d'épaisseur, qui s'interstratifient vers l'ouest dans le Flysch Noir albo-cénomaniens et sont en contact tectonique à l'est avec le massif de Lherzolite d'Urdach. Ces brèches se caractérisent par la nature très particulière des blocs resédimentés : blocs de Lherzolite associés à des blocs de granite et de roches métamorphiques à faciès de croûte inférieure. Si chacun s'accorde à considérer ces brèches et ce pointement de roche mantellique comme témoignant d'un amincissement crustal important sous la Zone nord-pyrénéenne, les auteurs divergent sur l'ampleur et le mécanisme de l'exhumation du manteau sous-continental dans ce domaine (Jammes et al., 2009, 2010 ; Lagabrielle et al, 2010 ; Debros et al., 2010).

n6-C1F. Albo-Cénomaniens. Flysch de Mixe.

Le Flysch de Mixe correspond à une puissante série argilo-gréseuse de couleur noire qui affleure dans toute la partie centrale de la zone du flysch nord-pyrénéen à l'est, au nord et à l'ouest du massif du Labourd. Cette formation qui appartient au Groupe du Flysch noir est composée d'une alternance de couches centimétriques à décimétriques de turbidites gréseuses, de marnes noires, de niveaux carbonatés ferrugineux hémipélagiques et de rares brèches et conglomérats gravitaires. Sont également inclus dans cet ensemble quelques prismes de dépôts turbiditiques gréseux plus massifs tels que les Grès d'Ayherre. Cette série turbiditique peut dépasser 1000 m d'épaisseur dans l'axe du bassin. Elle passe latéralement aux formations conglomératiques (n6-c1 P) et bréchiqes (n6-c1 B) sur la bordure sud du bassin nord-pyrénéen. Comme ces dernières, le Flysch de Mixe s'installe de manière plus précoce dans le bassin de Mauléon à l'est (Albien moyen) que dans le bassin de Saint-Jean-de-Luz (Albien terminal) à l'ouest (Souquet et al., 1985). Cette unité se biseaute localement vers le sud (bordure nord des Arbailles) et vers l'ouest (bordure nord de La Rhune) sous l'onlap des flyschs calcaires sus-jacents. Dans la partie nord du bassin de Mauléon, dans la région de Salies-de-Béarn et d'Orthez, ces dépôts turbiditiques gréseux ont tendance à disparaître et laisser place à une sédimentation à dominance marneuse (n5-C1 M) qui pourrait matérialiser la zone de talus sud-aquitain. Les figures de courant relevées

dans le bassin de Saint-Jean-de-Luz comme les données paléogéographiques régionales suggèrent que ce système turbiditique gréseuse ait une polarité principale ouest - est et soit en large partie alimenté par des systèmes fluvio-deltaïques installés dans le prolongement occidental du bassin de Mauléon (ex. Grès d'Ascain, n6 D) puis du bassin de Saint-Jean-de-Luz (massif de Biscaye) avec un migration générale des systèmes sédimentaires et de l'ouverture du bassin flysch de l'est vers l'ouest entre l'Albien moyen et le Cénomanién inférieur. Des apports latéraux depuis les bordures méridionales du bassin doivent être également considérés même si l'export sableux à partir des systèmes gravitaires conglomératiques et bréchiqes semble assez limité.

c1-4C. Cénomanién à Santonien. Calcaires des Canyons et Calcaires gréseux.

Cet ensemble lithostratigraphique, fréquemment appelé « Calcaires des Canyons », désigne la série carbonatée de plate-forme qui repose en discordance sur le substratum paléozoïque, ou son revêtement triasique, des différentes unités structurales situées au sud de la zone du flysch nord-pyrénéen : zone axiale, nappe des Eaux-Chaudes, massifs basques des Aldudes et des Cinco-Villas. Cette série dont l'âge est compris entre le Cénomanién et le Santonien représente ainsi un domaine paléogéographique peu profond situé sur la marge méridionale jusqu'alors en grande partie émergée des bassins flysch de Mauléon et de Saint-Jean-de-Luz. La base de cette unité, localement soulignée par un mince intervalle silico-clastique, apparaît comme une surface de transgression relativement irrégulière correspondant à une légère paléo-topographie du toit du Paléozoïque. En effet, les dépôts du Cénomanién et du Turonien présents dans la région des Eaux-Chaudes mais également dans la zone des Sierras intérieures sur le revers sud de la zone axiale, tendent à s'amincir et disparaître vers le nord-ouest dans la région du pic d'Anie. Dans les canyons de Haute-Soule (Ehujarré), les calcaires du Coniacien reposent ainsi directement sur le Carbonifère. La série de base du Crétacé supérieur est de nouveau plus complète sur les massifs basques des Aldudes (Urculu) et des Cinco Villas (Sare) où les calcaires du Cénomano-Turonien sont bien exposés.

Sur la zone axiale des Pyrénées comme sur le massif des Aldudes, le Cénomanién est représenté par des calcaires gréseux à algues, mollusques, polypiers, foraminifères benthiques (orbitolines, préalvéolines, etc.) d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur maximale. Le Turonien est en général marqué par des calcaires plus fins, contenant le plus souvent quelques foraminifères planctoniques et marquant un épisode transgressif plus marqué que les faciès du Cénomanién. Sur le massif des Cinco-Villas, les calcaires plus ou moins gréseux de la région de Sare se caractérisent par l'abondance de rudistes de formes variées indiquant un âge allant du Cénomanién au Coniacien (Mathey, 1986). Sur la zone axiale des Pyrénées, dans la région des Eaux-Chaudes et de la Haute-Soule, le Coniacien est représenté par des calcaires parfois gréseux et fréquemment dolomitisés à hippurites, d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur moyenne. Ils sont surmontés par une puissante unité formée de calcaires sombres bioclastiques à rares rudistes dans la partie inférieure et à Lacazines dans la partie supérieure. Cette unité rapportée au Santonien possède une épaisseur variant de 200 à 400 m entre la région du pic d'Anie et la Haute-Soule.

L'ensemble de ces formations carbonatées témoigne d'un environnement de dépôt peu profond sur la marge méridionale du bassin flysch nord-pyrénéen. La limite supérieure des Calcaires des Canyons est partout marquée par un net approfondissement du domaine, enregistré par la mise en place de faciès de plate-forme distale sous la forme de calcaires le plus souvent argileux, riches en foraminifères planctoniques et souvent caractérisés par la présence de silex. Les déformations tectoniques pyrénéennes font que ces calcaires argileux affleurent le plus souvent sous la forme de calcschistes. Les modalités de cet approfondissement sont toutefois relativement complexes comme l'indique son caractère diachrone. A l'est, dans la région des Eaux-Chaudes et de la Haute-Soule, cet approfondissement intervient au Santonien supérieur et

s'exprime par le dépôt de calcaire à silex à l'est et de calcaire plus argileux (calcschistes) à silex à l'ouest (c4-6 S). Dans les Massifs basques des Aldudes et des Cinco-Villas, cet approfondissement se produit durant le Coniacien, comme le montre la présence de calcschistes de cet âge (c3-4 S) au-dessus des calcaires de plate-forme. Si cet approfondissement se poursuit durant tout le reste du Crétacé supérieur, au nord sur le massif des Cinco-Villas, un bref retour vers des conditions de dépôts légèrement moins profondes intervient au Santonien supérieur (calcaires à silex) dans le massif des Aldudes au sud.

c1-4B. Cénomaniens à Santonien. Brèches chaotiques.

Plusieurs unités de brèches sédimentaires d'âge cénomanien à santonien, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, jalonnent la bordure sud des massifs d'Igountze et, de Mendibelza, ainsi que la bordure orientale du massif des Aldudes. Elles reposent généralement en contact stratigraphique sur les Poudingues de Mendibelza, plus rarement en discordance sur le Paléozoïque. Ces mêmes formations se trouvent également sur le versant sud de la klippe tectonique du Lakhoura. Il s'agit le plus souvent de brèches stratifiées mais d'allure chaotique, composées à la fois de blocs issus du substratum dévono-carbonifère (quartzites, schistes, grès, roches magmatiques) et de blocs de calcaires crétacés d'âges variés. Les premières formations bréchiques attribuées au Cénomano-Turonien (brèche rose, brèche grise, brèche calcaire inférieure) contiennent des blocs de calcaires à algues, mélobésiées, orbitolines, préalvéolines, polypiers, caprinidés, mollusques de l'Albien supérieur - Cénomaniens, puis des blocs de calcaire à pithonelles du Turonien. Au-dessus, les brèches sont caractérisées par l'abondance de blocs de calcaires à Vidalines (brèche rousse, brèche calcaire supérieure, calcaires d'Erroymendi) d'âge coniacien. Sur la bordure nord du massif des Aldudes, une série de calcschistes à couches de microbrèches, à éléments paléozoïques, et de calcaire crétacé datée du Coniacien - Santonien inférieur est rattachée à cet ensemble. Cette succession et juxtaposition de prismes de dépôt bréchiques se termine par une unité particulièrement chaotique, de plus de 100 m d'épaisseur par endroit, qui affleure sur toute la bordure méridionale du massif de Mendibelza, jusqu'au massif d'Igountze et la Klippe du Lakhoura : « la brèche monumentale d'Ibarrondoa ». Cette brèche polygénique est composée d'un amoncellement de blocs, parfois métriques, de roches du Paléozoïque et de calcaires du Cénomaniens, du Turonien et du Coniacien. La présence de blocs de roches métamorphiques tend à montrer qu'une partie relativement profonde de la croûte a dû être exhumée et mise à l'affleurement sous-marin à ce stade. Cette brèche est graduellement surmontée par des calcschistes à niveaux bréchiques, bien datés du Santonien supérieur - Campanien inférieur.

Ces formations bréchiques du Cénomaniens-Santonien sont interprétées comme des dépôts gravitaires profonds accumulés en pied de talus, dans la marge méridionale du bassin flysch de Mauléon. Ils témoignent, durant cette période, de la permanence d'escarpements sous-marins séparant la plate-forme carbonatée méridionale du bassin flysch. Le long de ces escarpements, le substratum paléozoïque était mis à nu et remobilisé par les écoulements gravitaires provenant de la bordure de la plate-forme. L'évolution de la nature des blocs issus de cette plate-forme atteste une aggradation synchrone des carbonates peu profonds, au cours de cette même période. Cette bordure de plate-forme est aujourd'hui masquée sous le chevauchement du Lakhoura et ne peut être strictement comparée à la série crétacée, située au sud du massif de Mendibelza, où le Coniacien repose directement sur le Paléozoïque. La position originelle des carbonates albo-cénomaniens par rapport à la zone d'alimentation des Poudingues de Mendibelza reste aussi hypothétique.

Quoiqu'il en soit, ce talus d'érosion crétacé supérieur pourrait être entretenu par le jeu de failles synsédimentaires après la phase majeure de rifting. Cette zone de faille a probablement joué un rôle important lors de l'inversion tectonique du bassin et plus précisément lors de l'initiation du chevauchement du Lakhoura, responsable actuellement de la superposition tectonique des

séries de bassin profond, brèches comprises, sur le domaine de plate-forme carbonatée méridional. De par son caractère exceptionnel, la brèche monumentale d'Ibarrondoa enregistre une réactivation du paléo-talus, probablement en relation avec un évènement tectonique majeur, qui coïncide avec la généralisation du régime de convergence à l'échelle des Pyrénées. Il ne faut cependant pas en déduire une initiation du chevauchement du Lakhoura dès cette période, ce système de chevauchement affectant les séries paléogènes.

A noter qu'aucune relation directe ne peut être observée entre ces séries bréchiques de pied de talus et les flyschs calcaires de même âge préservés dans le bassin de Mauléon (c1-4F).

c1-4F. Cénomaniens à Santonien. Flysch calcaire.

Les flyschs carbonatés du Cénomaniens - Santonien occupent une très large part de la Zone nord-pyrénéenne occidentale à l'est comme à l'ouest du massif du Labourd, c'est-à-dire dans les bassins de Mauléon et de Saint-Jean-de-Luz respectivement. Cette série de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur est composée d'une succession de calciturbidites, plus ou moins gréseuses, d'épaisseur moyenne décimétrique et d'interlits marno-calcaires hémipélagiques. Ces faciès remplacent progressivement, à la fois verticalement et en partie latéralement, la série turbiditique gréseuse du Flysch Noir (n6-C1F). Cette évolution de la composition des faciès turbiditiques coïncide avec l'évolution de la sédimentation à la source, c'est-à-dire avec l'installation de plate-formes carbonatées sur les marges du bassin nord-pyrénéen. Celle-ci apparaît comme résultant d'une élévation du niveau relatif de la mer, combinant subsidence régionale et remontée eustatique cénomaniens. Le sommet de cette série turbiditique carbonatée correspond à nouveau avec une évolution progressive de la composition des dépôts gravitaires, qui devient de plus en plus gréseuse à partir du Santonien supérieur, en réponse au début de surrection de la partie orientale de la chaîne.

Les directions de courant et la répartition des faciès gravitaires montrent que ces systèmes ont une polarité générale nord-sud et sont ainsi alimentés par la déstabilisation de sédiments carbonatés, sur la bordure de la plate-forme sud-aquitaine. La présence d'une fraction parfois importante et grossière d'éléments paléozoïques anguleux au sein des calciturbidites témoigne de l'existence de paléo-escarpements sous-marins mettant le Paléozoïque à l'affleurement le long du talus sud-aquitain.

Le flysch carbonaté montre un net amincissement vers le sud et repose localement en onlap distal sur les séries albo-cénomaniens, dans la bordure sud du bassin de Mauléon (flanc nord des Arbailles), comme dans celle du bassin de Saint-Jean-de-Luz (flanc nord de La Rhune). Les différentes formations du flysch carbonaté du Cénomaniens au Santonien reposent, en onlap passif vers le sud, sur la bordure orientale du massif paléozoïque du Labourd. Ce dernier occupait alors une position de talus sous-marin entre les plate-formes carbonatées à rudistes recouvrant au moins partiellement les massifs des Aldudes et des Cinco Villas (c1-4C) et le bassin profond de Mauléon. Cette configuration complexe du bassin à double polarité, à la fois sud-nord mais aussi ouest-est, est interprétée comme résultant de l'existence d'une discontinuité transverse N20°E, la faille de Pampelune.

Cette polarité originale ouest-est se retrouve également dans les faciès profonds du flysch carbonaté. Les séries turbiditiques du bassin de Saint-de-Luz présentent en effet des faciès relativement plus proximaux que celles du bassin de Mauléon. Ceci est particulièrement évident pour les formations du Cénomaniens au Coniacien. Sur la côte basque, ces séries qui se terminent en onlap sur la marge sud du bassin sont composées de faciès granulaires souvent grossiers, issus de courants de haute densité provenant de la marge sud-aquitaine ; tandis que vers l'est, dans le bassin de Mauléon, les séries de même âge possèdent un faciès marno-carbonaté à caractère plus distal. Cette observation tend à montrer que le bassin de Saint-Jean-de-Luz était

plus étroit et probablement moins profond que celui de Mauléon, ce qui s'oppose à la conception d'un bassin flysch nord-pyrénéen largement ouvert sur le golfe de Gascogne à cette époque.

Dans le détail, le flysch calcaire est constitué d'un agencement complexe d'unités stratigraphiques individualisées sur les cartes au 1/50 000. La logique d'organisation des dépôts n'est pas très explicite dans le bassin de Mauléon, où les faciès sont à caractère distal et donc relativement monotones. Dans le bassin de Saint-Jean-de-Luz, après une sédimentation turbiditique calcaréo-gréseuse de transition au Cénomanién, les dépôts du Cénomanién supérieur jusqu'au Coniacien inférieur se caractérisent, dans l'ensemble du bassin, par des faciès turbiditiques très granulaires à faciès de lobe proximal (Calcaires d'Ablaintz, Calcaires de Béhobie, Flysch à silex de Guéthary). Ce type de faciès existe aussi dans la partie nord du bassin de Mauléon, où il est représenté par les « Calcaires de Bidache ». Au cours du Coniacien, ces faciès sont rapidement remplacés par des dépôts turbiditiques marno-calcaires, à caractère nettement plus distal (Flysch marno-calcaire de Socoa), qui marque une probable augmentation de la bathymétrie du bassin flysch jusqu'au Santonien. Cette phase d'approfondissement durant le Coniacien intéresse non seulement le domaine de bassin, mais également les plate-formes carbonatées adjacentes avec l'installation de faciès marno-calcaires sur le domaine sud-aquitain (« faciès aturien » c3-6A), comme sur les massifs des Cinco-Villas et des Aldudes (calcschistes c3-4S). Dans le bassin flysch, cet épisode est marqué par de nombreux phénomènes de glissement synsédimentaire (« Slumps d'Erromardie ») qui tendent à prouver l'origine tectonique de cet approfondissement régional. L'évolution des faciès du flysch carbonaté s'inverse vers la fin du Santonien et durant le Campanien, avec l'accumulation de dépôts gravitaires à caractère de plus en plus proximal (Flysch d'Hayzabia et Marno-Calcaires de Loya). Cette évolution aboutit à un comblement partiel du bassin, une homogénéisation puis une fossilisation de la pente sud-aquitaine et l'arrêt du fonctionnement des systèmes gravitaires carbonatés. Ce processus de comblement résulte d'une modification du régime de subsidence du bassin, qui coïncide avec la généralisation du régime compressif dans les Pyrénées.

c1-3M. Cénomanién - Coniacien. Marnes et marno-calcaires rouges et gris.

Cette unité rassemble les formations marneuses à foraminifères planctoniques d'âge cénomanién à coniacien, qui affleurent sporadiquement dans la zone du flysch nord-pyrénéen : marnes de l'Oyanchouri (Cénomanién supérieur - Turonien) dans la région de Bidache et briscous, marnes de Florenzarenborda (de même âge) dans la région d'Irissarry, marnes d'Autevielle (Cénomanién supérieur - Coniacien) dans les synclinaux d'Escos et Epiute, etc. Ces dépôts marneux relativement profonds peuvent se trouver à la base, comme au sein des séries turbiditiques. Ils témoignent soit d'une zone de talus et de by-pass des courants gravitaires sur les massifs paléozoïques basques (Florenzarenborda), soit d'une interruption des courants gravitaires, pouvant être liée à une élévation du niveau marin relatif (Oyanchouri, Autevielle).

c2T. Turonien supérieur. Grande Barre Calcaire.

Un niveau repère régional d'épaisseur pluri-décamétrique peut-être cartographié sur toute la partie sud du bassin de Mauléon et du bassin de Saint-Jean-de-Luz, depuis la région d'Oloron jusqu'à Béhobie sur la côte basque. Cette couche continue s'intercale au sein du flysch carbonaté. Elle est constituée de deux termes lithologiques : un terme inférieur, composé de calcaire granulaire granoclassé et laminé, et un terme supérieur composé de mudstone légèrement argileux et homogène. Tous les critères sédimentologiques montrent que cette unité a été mise en place dans le bassin flysch par un évènement gravitaire de dimension exceptionnelle et peut être donc interprétée comme une mégaturbidite. Elle est datée de la fin du Turonien. L'épaisseur de cette unité varie de plus de 60 m à l'est à une vingtaine de mètres à Béhobie. A l'est, elle débute par un intervalle microbréchtique à éléments paléozoïques et bioclastes issus d'une plate-forme carbonatée cénomano-turonienne. Ce dépôt gravitaire

présente ainsi des caractères plus proximaux à l'est qu'à l'ouest. Cette polarité est compatible avec les directions de courant SE-NW relevés dans cette unité à Béhobie. Ce dépôt gravitaire de dimension exceptionnelle n'atteint cependant pas la partie nord du bassin flysch comme le montre son absence dans la région située entre Bidart et Bidache, où affleurent des séries de même âge. Il est aussi intéressant de constater que si cette mégaturbidite montre bien une polarité apparente est-ouest, elle s'intercale dans des séries à caractère beaucoup plus distal à l'est (Flysch des petites barres) qu'à l'ouest (Calcaires de Béhobie). Cette observation démontre bien l'interférence entre (1) cette mégaturbidite issue d'une déstabilisation majeure de la bordure de la plate-forme carbonatée installée sur la partie est de la marge méridionale du bassin et (2) le système turbiditique carbonaté principal alimenté par la plate-forme aquitaine et présentant des faciès plus proximaux à l'ouest qu'à l'est. L'intérêt que ce niveau repère est également qu'il prouve la continuité physique entre le bassin de Mauléon et celui de Saint-Jean-de-Luz et permet de restaurer les séries qui appartiennent aujourd'hui à des unités structurales distinctes.

c3-4S. Coniacien à Santonien. Calcschistes.

Cette unité est initialement composée de calcaires argileux à foraminifères planctoniques (Globotruncanidés) qui remplacent progressivement les calcaires à rudistes et/ou foraminifères benthiques sur les massifs des Aldudes et des Cinco-Villas durant le Coniacien (localement le Turonien ?). Ces calcaires argileux sont systématiquement déformés sous forme de calcschistes par la tectonique compressive pyrénéenne. Ces faciès enregistrent un net approfondissement du domaine des massifs basques à cette époque. Cet approfondissement coniacien intéresse une large partie du domaine aquitano-pyrénéen et nord-ibérique, mais son origine reste encore débattue.

c4-6S. Santonien supérieur à Maastrichtien. Calcaires à silex, calcschistes et calcschistes à Navailles.

Dans la zone axiale des Pyrénées, comme dans le massif des Aldudes, le Santonien supérieur est marqué par le dépôt de calcaires micritiques sombres, riches en silex, renfermant des foraminifères benthiques (Iacazines) et planctoniques (globotruncanidés), des spicules de spongiaires, des pithonelles, etc, qui indiquent un environnement de plate-forme externe. Ces calcaires deviennent progressivement plus argileux vers la limite Santonien - Campanien, pour constituer une formation monotone de calcschistes. Cette formation contient une abondante microfaune planctonique (globotruncanidés), datée du Campano-Maastrichtien. Vers le sud-est, à la frontière espagnole, la partie supérieure de cette unité s'enrichit en navailles, foraminifère benthique du Maastrichtien, pour constituer la formation des calcschistes à Navailles. Dans ce secteur méridional, cette unité monotone de plate-forme distale ou de pente occupe tout l'intervalle stratigraphique du Sénonien supérieur entre les calcaires des Canyons et les calcaires du Paléocène inférieur. Son épaisseur est alors de plus de 800 m. Vers le nord, des turbidites gréseuses, de plus en plus fréquentes, s'intercalent, de manière de plus en plus précoce, dans cette sédimentation argilo-carbonatée pour constituer la formation du Flysch gréseux à orbitoïdes ou Flysch du Longibar (c4-6 F). Cette série turbiditique, synchrone des calcschistes au sud, repose directement sur les calcaires des Canyons dans la région de Sainte-Engrace, où la zone axiale disparaît tectoniquement sous le chevauchement du Lakhoura. Dans ce secteur nord fortement déformé, de nombreuses surfaces de chevauchement et de décollement recoupent les calcschistes, le flysch gréseux, voire localement les calcaires des Canyons, rendant impossible une évaluation précise de l'épaisseur de ces différentes formations.

Cette succession 'calcaires à silex' - 'calcschistes' enregistre un ennoyage généralisé et de grande ampleur de la marge méridionale du bassin de Mauléon, qui était jusqu'ici un domaine de plate-forme carbonatée peu profond (calcaires des Canyons). Cet approfondissement est classiquement considéré comme résultant d'une flexuration de cette bordure nord de la plaque

ibérique, le domaine de plate-forme étant alors rejeté largement plus au sud. Cette flexuration est interprétée comme l'expression du régime de compression qui se généralise dans les Pyrénées, au moins à partir du Santonien supérieur. La composante thermique de cette flexure reste aujourd'hui débattue (Saspiturry et al., en cours)

Cette unité de calcschistes du Sénonien supérieur occupe alors la zone de transition entre un domaine peu profond méridional, où perdure une sédimentation de plate-forme grésocarbonatée, situé dans la zone sud-pyrénéenne, et le système turbiditique gréseux longitudinal est-ouest, installé sur la Zone nord-pyrénéenne, mais débordant sur la partie nord de la zone axiale : système alimenté par les appareils fluvio-deltaïques, issus de la partie orientale des proto-Pyrénées en cours de déformation et de surrection.

c4-6F. Santonien à Maastrichtien. Flysch argilo-gréseux.

A partir du Santonien supérieur, la sédimentation turbiditique carbonatée est progressivement remplacée par une sédimentation turbiditique gréseuse dans le bassin flysch nord-pyrénéen. Cette évolution est enregistrée par l'accumulation d'une épaisse série argilo-gréseuse (> 1 500 m), formée d'une alternance de couches centimétriques à décimétriques de turbidites gréseuses, plus ou moins carbonatées, à grain fin et de marnes grises. De minces niveaux de calcaire mudstone hémipélagique sont également présents. Cette série turbiditique présente une association de faciès à caractère distal. Les directions de courant sont globalement de l'est vers l'ouest. Très localement, des niveaux conglomératiques à blocs carbonatés et éléments paléozoïques, provenant de la pente sud-aquitaine, s'intercalent dans cette série turbiditique gréseuse au niveau de la partie nord du bassin (ex. baie de Loya, à Hendaye).

Cette série flysch occupe l'ensemble de la Zone nord-pyrénéenne. Elle s'étend vers le nord jusque vers le front nord-pyrénéen (Gan, Orthez). Sur la côte basque, elle disparaît entre Hendaye et Bidart au profit des Marnes de Bidart, ce qui témoigne d'une migration vers le sud du système turbiditique gréseux par rapport à celui du flysch carbonaté. Au contraire, vers le sud, le flysch gréseux déborde assez largement le flysch carbonaté, puisqu'il recouvre la partie nord de la zone axiale (Les Eaux-Chaudes, La Pierre Saint-Martin, Lakhoura,) pour disparaître vers le sud au profit des calcschistes (c4-6S). Il s'étend aussi dans les massifs basques des Aldudes et des Cinco Villas, qui correspondaient comme la zone axiale à des domaines de plate-forme pendant le dépôt du flysch calcaire précédent. Le domaine des Cinco Villas devait alors sensiblement correspondre à l'axe de subsidence du bassin. L'élargissement maximal de ce système turbiditique gréseux de polarité est-ouest est établi au Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur. Il se rétrécit ensuite par progradation centrifuge des pentes marno-carbonatées méridionales et septentrionales jusqu'à une disparition complète des turbidites gréseuses au Maastrichtien supérieur. Cette évolution aboutit à une homogénéisation du bassin à sédimentation exclusivement marno-calcaire (Marnes de Bidart et Marnes de Nay au nord, calcschistes à navailles au sud).

Le développement de cette sédimentation turbiditique argilo-gréseuse à partir du Santonien supérieur, comme la réorganisation des dépôt-centres par rapport au flysch calcaire précédent, sont interprétés comme une réponse à l'initiation sinon la généralisation du processus de convergence à l'échelle des Pyrénées. Le flysch gréseux des Pyrénées occidentales peut être considéré comme la partie distale d'un très vaste système terrigène longitudinal est-ouest marquant l'initiation du bassin d'avant-pays pyrénéen (stade « foredeep ») et alimenté par l'érosion de la partie tout à fait orientale de la chaîne proto-pyrénéenne en voie de surrection. Il serait à relier aux systèmes fluvio-deltaïques et turbiditiques de même âge, préservés dans la partie sud des Pyrénées centrales (Grès d'Aren, Turbidites de Vallcarga, etc.).

c5-6 M. Campanien à Maastrichtien. Marnes de Bidart, Marnes de Nay.

La sédimentation crétacée supérieure dans les Pyrénées occidentales s'achève par l'accumulation d'une formation marno-calcaire hémipélagique, relativement monotone, qui marque une homogénéisation paléogéographique du bassin. Cette unité affleure sur toute la bordure nord de la Zone nord-pyrénéenne depuis la région de Pau, où elle correspond à la formation des Marnes de Nay, jusque sur la côte basque où elle est représentée par les Marnes de Bidart. Cette série de 100 à 200 m d'épaisseur, de couleur rouge et grise, est composée d'une alternance de couches décimétriques de marnes et de marno-calcaires très riches en foraminifères planctoniques, auxquels s'ajoute une macrofaune diversifiée d'ammonites, d'échinides et de lamellibranches (inocérames). Ces dépôts se caractérisent également par une importante bioturbation d'environnement relativement profond (zoophycos, chondrites, etc.). Cette formation est régionalement datée du Maastrichtien supérieur, mais peut localement apparaître dès le Campanien sur la bordure nord du système turbiditique gréseux du Sénonien supérieur (c4-6F), comme c'est le cas par exemple à Bidart. Cette unité occupe ainsi une position symétrique de celle des calcschistes et des calcschistes à navailles (c4-6S), situés sur la bordure méridionale du bassin flysch gréseux sénonien.

Cette homogénéisation paléogéographique au Maastrichtien supérieur, qui marque la fin des apports turbiditiques gréseux en provenance de la partie orientale de la chaîne, enregistre une période de quiescence tectonique qui succède à la première phase de déformation pyrénéenne du Santonien supérieur - Maastrichtien inférieur.

3.4.6. Mésozoïque : le Crétacé supérieur de plate-forme

(Avec la contribution de J-P. Platel)

c1. Cénomaniens (100 - 94 Ma). Calcaires à alvéolinidés, sables, marnes, lignite et calcaires dolomitiques.

Après l'émersion totale pendant le Crétacé inférieur de la majeure partie de l'Aquitaine, c'est durant cette période que s'est produit le début de la première transgression du Crétacé supérieur qui a recouvert presque tout le bassin d'Aquitaine. C'est pour cette raison que les sédiments sont souvent très littoraux ou saumâtres avec une répartition très variable, car la sédimentation se faisait préférentiellement dans les dépressions de la paléotopographie des calcaires jurassiques. Les nombreux faciès silicoclastiques attestent des influences du continent très proche. Les dépôts du Cénomaniens reposent en discordance sur différents étages du Jurassique moyen, supérieur et terminal. C'est par une transgression en onlap sur les calcaires jurassiques, creusés de paléovallées et de dépressions karstiques, que s'est produite la première avancée de la mer crétacée sur la plate-forme nord-aquitaine (Platel, 1987, 1996), les terrains du membre supérieur de l'étage étant seulement présents au sud-est de la vallée de l'Isle.

Trois zones d'affleurement sont à distinguer : au nord-ouest, le Périgord blanc, dont les dépôts cénomaniens sont en continuité avec ceux des Charentes ; au nord-est, le Périgord Noir, dont les faciès paraliques ne représentent que la partie supérieure de l'étage, et les affleurements des Landes et de la Chalosse.

Périgord Blanc

Des affleurements disséminés, peu étendus, existent en de nombreux secteurs à la limite d'érosion, depuis la vallée de la Nizonne au nord-est (la Rochebeaucourt, Beaussac, Connezac) et celles de la Dronne et du Trincou (Quinsac et Villars), jusqu'à celle de l'Auvezère à l'est (Sarliac, le Change). Une bande d'affleurement est plus continue entre Négrondes et Antonne. Cet étage

affleure aussi assez largement près des cœurs jurassiques des anticlinaux de Mareuil et de la Tour-Blanche.

D'une manière générale, malgré les rapides variations de faciès, on peut reconnaître, d'après les caractères de la faune, que les trois séries superposées dans la Formation de Quinsac correspondent aux sous-étages inférieur, moyen et supérieur, reconnus dans le nord-ouest de la plate-forme nord-aquitaine, bien que nettement plus réduites que celle des Charentes. L'épaisseur totale varie de 20 m autour des anticlinaux à 4 m environ entre Négrondes et Périgueux.

- Cénomaniens inférieur. La sédimentation débute par une série à dominante détritique partout bien développée, surtout vers l'ouest. Ainsi près de Connezac et de Mareuil existe, sur une épaisseur de 6 m, un ensemble d'argiles vertes à huîtres, de sables et de grès bioclastiques glauconieux, contenant quelques préalvéolines. Par contre, sur le dôme de la Tour-Blanche, les variations d'épaisseur sont assez fortes : plus de 8 m de sables à débris coquilliers et passées de lignite surmontés par quelques mètres d'argiles sableuses (Tézy) passant à un mètre de grès bioclastique grossier à la Martaille et au nord de Quinsac.

- Cénomaniens moyen. Ce membre, puissant de 5 à 8 mètres, est principalement constitué par des calcaires grisâtres à roux légèrement gréseux et marneux, à gravelles limoniteuses. La glauconie peut y exister en quantité notable. La faune assez riche est surtout composée par des foraminifères (*Praealveolina cretacea*), des rudistes (*Ichthyosarcolithes triangularis*), des huîtres (*Rhynchostreon suborbiculatum*), des échinodermes et bivalves. Sur la bordure d'érosion et sur l'anticlinal de la Tour-Blanche, les dépôts peuvent se réduire fortement (1 à 2 m). Par ailleurs, ils prennent parfois un faciès très grossier à grands bioclastes et à Quinsac et Connezac, ce membre peut admettre des niveaux nettement plus détritiques.

- Cénomaniens supérieur. L'ensemble supérieur a une puissance assez variable (5 à 10 m vers l'est). Il débute généralement par une assise de 3 à 4 m d'argiles silteuses, à gypse et passées de lignite. Les huîtres y abondent avec *R. suborbiculatum*, *Ceratostreon flabellatum* et *Pycnodonte biauriculatum*. Ces argiles représentent la plus grande partie du Cénomaniens affleurant à la limite d'érosion.

La partie terminale est le plus souvent formée de sables jaunâtres moyens à grossiers (1 à 2 m, jusqu'à 7 m à Quinsac) passant latéralement ou verticalement à des grès riches en huîtres et bivalves, sauf vers. Plus au nord, les sables épais de plus de 9 m envahissent tout le membre, entrecoupés de passées argileuses et ligniteuses. Près de l'Auvézère existent sur quelques mètres des calcaires gris-vert, marneux et silto-glauconieux à brachiopodes (*Terebratella carentonensis*).

Périgord Noir

La présence du Cénomaniens à l'est de la vallée de la Vézère est connue depuis très longtemps (Arnaud, 1862). Au sud-est en Bouriane, des témoins de la transgression cénomaniens se montrent entre Daglan et Moncléra et aux abords de la vallée du Lot entre Prayssac, Grézels et le Boulvé. Mais ces affleurements sont à rattacher à un bras de mer venant du sud (Platel, 1987, 1996), séparé de l'océan Atlantique, transgressant depuis l'ouest des Charentes. L'épaisseur de ces séries paraliques argilo-ligniteuses ou carbonatées à succession très variable est la plupart du temps inférieure à 5 m, sauf pour les gisements de lignite où la puissance totale peut dépasser 45 m. L'étude des faunes d'ostracodes a prouvé qu'elles se sont déposées durant le Cénomaniens supérieur (Colin, 1973).

La Chapelle-Péchaud - C'est sur le flanc sud du grand anticlinal de Saint-Cyprien - Campagnac que sont conservés les affleurements les plus étendus de ce Cénomaniens, entre Berbiguières et La Chapelle-Péchaud. Comme à Simeyrols les lignites ont été exploités dans plusieurs mines jusqu'en 1966 (Le Dantou, Veyrines, la Malvie, Merle). Les nombreux sondages ont permis d'esquisser la géométrie des corps ligniteux (Platel, 1987, 1996) qui remplissent des gouttières orientées NW-SE (paléovallées au toit du Tithonien), où ils atteignent parfois 8 à 9 m d'épaisseur cumulée à l'aplomb des dépressions, ces zones basses ayant fonctionné plus longtemps en marécages mal drainés. Les variations d'épaisseur et de succession lithologique sont très grandes dans ces faciès laguno-marins et continentaux. Ainsi la puissance du Cénomaniens supérieur varie en moins de 500 m de l'absence totale à plus de 45 m au nord de Veyrines.

Trois ensembles sédimentaires se superposent dans la Formation du Dantou :

- À la base un membre continental avec une alternance d'argiles gris-noirâtre organiques à nodules pyriteux et de niveaux de lignite noir à brun à organites végétaux. Des mégaspores et des pollens ont permis de dater du Cénomaniens supérieur basal la majeure partie de ce membre (Colin et Medus, 1972).
- Un membre carbonaté (7 à 0 m) à faciès lagunaires à lacustres débutant par un calcaire organique dur, pyriteux, lumachellique (*Corbula*, *Cyrena*, *Anomia*) qui peut passer à des niveaux plus argileux à lits ligniteux. Il est en général surmonté par un ensemble de bancs de calcaire micritique lacustre à palustre, plus ou moins bréchifié ou en laminites à oncolithes. Ostracodes et gastéropodes (*Potamides*, *Tympanotonos*) ont peuplé ces niveaux. Des argiles lagunaires organiques à minces niveaux gypseux, bivalves et ostracodes terminent ce membre.
- Un membre argileux à faciès paraliques à marins (12 à 34 m). Au sud-est de Cladech, le même type de milieu de dépôts lagunaires a continué à régner et les horizons coquilliers assez rares ne contiennent que des faunes laguno-saumâtres. Mais la partie occidentale était ouverte aux influences marines (lumachelles à *Acutostrea lingularis*, minces bancs de calcaires marneux, glauconie et faune diversifiée à *Rhynchostreon suborbiculatum*, petits polypiers, rares bryozoaires, radioles d'échinides, crustacés, dents de poissons (Videt et Platel, 2005). Des marnes verdâtres à *Ceratostreon flabellatum* abondantes et *Pycnodonte bauriculatum* termine la formation.

Simeyrols - La succession lithologique de la Formation de Simeyrols ("Lignites du Sarladais") est relativement constante avec une épaisseur de 10 m au maximum autour de la mine de la Serre. En discordance sur les calcaires du Kimméridgien, s'est déposée une assise métrique d'argile noire à débris coquilliers. Puis sur 5 m environ, s'est accumulée une alternance de lignite d'argiles ligniteuses pyriteuses avec de l'ambre et de calcaires lacustres gris-foncé. Des gastéropodes d'eau douce et des os de grands sauriens et de chéloniens y ont été trouvés, ainsi que des charophytes et des rameaux végétaux (*Sequoia*). Cette série est surmontée par 3 à 4 m d'argiles silto-pyriteuses varvées ; localement, alors que les dépôts palustres ne se sont pas déposés, un mince banc de calcaire gréseux grossier à préalvéolines et Ichthyosarcolithes représente tout le Cénomaniens supérieur.

Landes et Chalosse

Au centre des Landes, à la faveur de la très puissante structure anticlinale perçante de Roquefort-Créon d'Armagnac, les assises du Cénomaniens affleurent au cœur des terrains du Crétacé supérieur. Elles correspondent à la Formation de Cousseilhat (puissance estimée à 120-130 m). En Chalosse, c'est au cœur de l'anticlinal d'Audignon qu'affleurent les terrains du Cénomaniens (Formation de Pilo, de puissance totale de 220 m environ).

Anticlinal de Roquefort - La série cénomaniennne avait été autrefois subdivisée en trois unités principales (Fallot et Reyt, 1880 ; Daguin, 1942, 1948) : calcaires inférieurs à " Caprinelles ", marnes à huîtres, et calcaires supérieurs à " Caprinelles ", puis en quatre (Cuvillier et al., 1951) avec une assise basale seulement connue en sondage : " calcaire à Cunéolines, Cyclolines et Coskinolines ", dont la base pourrait appartenir encore au Vraconien. Comme au nord du bassin, le Céno-manien comprend trois unités caractérisées par leur faune (Saint-Marc, 1966 ; Platel, 1990). Selon les interprétations des données de forages quant à la limite Albien-Céno-manien, on peut estimer que les deux premières unités sont épaisses au total de 60 à 100 m.

- Céno-manien inférieur à moyen basal - Faciès calcaires à orbitolines - La base du Céno-manien (non visible à l'affleurement) est constituée de calcaires blancs bioclastiques plus ou moins recristallisés et parfois dolomitiques, surmontés de marnes gris-vert (33 m). La faune est constituée de rudistes (*Ichthyosarcollites triangularis*, *Caprotina quadripartita*) et de foraminifères benthiques typiques du Céno-manien inférieur à moyen basal (*Orbitolina conica*, *Simplalveolina simplex*, *Praealveolina cretacea*). Les niveaux inférieurs sont caractérisés par des foraminifères coniques (*Coskinolina sp.*).

- Céno-manien moyen - Calcaires dolomitiques à ovalvéolines - Dans le massif carbonaté d'une puissance de 40 m environ, qui constituent les escarpements des gorges de l'Estampon entre Cousseilhat et la Rouquère, deux membres peuvent se distinguer : à la base, des calcaires blancs microcristallins à zones dolomitisées et des calcaires plus ou moins crayeux, surmontés par un banc métrique de calcaire à grands *Ichthyosarcollites* et préalvéolines. Tous ces niveaux récifaux à rudistes (*I. triangularis*, *Polyconites operculatus*) sont caractérisés par l'apparition d'*Ovalveolina ovum* et la disparition des orbitolines.

- Céno-manien supérieur - Marnes à huîtres et grandes préalvéolines - Cette partie de l'étage peut représenter plus de 100 m de dépôts, constitués par plusieurs séquences débutant par des assises de marnes glauconieuses et silteuses vert-jaune à grises, épaisses de 2 à 4 m et se terminant par des calcaires gris marneux épais de 2 à 7 m. D'après les données de sondages, les termes marneux prennent de plus en plus d'importance vers l'est, témoignant de rapides variations latérales de faciès à la fin du Céno-manien. Les faciès marneux contiennent une riche faune d'huîtres (*Pycnodonte biauriculatum*, *Ceratostreon flabellatum*, et *Rhynchostreon suborbiculatum*), d'échinides, pectinidés, bryozoaires, gastéropodes ; une riche microfaune y a été reconnue : *P. cretacea*, *Simplalveolina simplex*, etc., typique du Céno-manien supérieur. Les faciès calcaires contiennent des débris de rudistes, polypiers, échinides, bivalves, algues et bryozoaires.

Anticlinal de Créon d'Armagnac - A une quinzaine de km à l'est, le Céno-manien réapparaît à l'affleurement mais, à la différence de l'anticlinal de Roquefort, les témoins sont répartis de façon discontinue dans quatre secteurs. Le Céno-manien n'est pas complet car la partie supérieure marneuse n'existe pas (probablement par suite d'une forte érosion anté-maastrichtienne).

- Les Calcaires à orbitolines sont constitués d'un calcaire fin grisâtre, riche en miliolites surmonté par des calcaires microcristallins graveleux et bioclastiques et des calcarénites bioclastiques grossières jaunes à beige, le plus souvent recristallisées en bancs massifs, qui sont constituées par d'abondants grands débris de bivalves, dont de rudistes, de gastéropodes et d'échinides plus rares. A la microfaune identique à celle de Roquefort se rajoutent *Orbitolina concava* et de gros miliolidés très abondants.

- Les Calcaires à ovalvéolines sont constitués de calcaires jaunes bioclastiques très grenus massifs et recristallisés, légèrement glauconieux par niveaux.

Anticlinal d'Audignon - Les subdivisions et faciès du Cénomaniens connus à Roquefort se retrouvent dans cette partie sud du bassin (Feinberg, 1964 ; Saint-Marc, 1966 ; Capdeville, 1997). Les terrains y représentent une épaisseur d'environ 220 m (Formation de Pilo), les affleurements s'étirant sur 10 km environ entre Audignon et Hauriet. De bas en haut, se superposent quatre membres :

- Calcaires à orbitolines. Les calcaires graveleux de la base sont à faciès dolomitique saccharoïde blanc-beige à passées rosâtres, mais il est parfois graveleux à ciment micritique, légèrement détritique.
- Calcaire à ovalvéolines et préalvéolines. Ces calcaires, aux faciès peu différents des dépôts précédents se distinguent par la présence de nombreux alvéolinidés (*Ovalveolina ovum*, *Praealveolina simplex*, *P. iberica*) et d'*Ichthyosarcolithes triangularis*.
- Marnes à huitres intermédiaires. Ce sont des argiles gris-bleuâtre fortement carbonatées à nodules carbonatés centimétriques à décimétrique. *C. flabellatum* et *R. suborbiculatum* y abondent au côté de brachiopodes et de gastéropodes.
- Calcaires supérieurs. Le sommet du Cénomaniens est constitué de calcaires gris-beige.

c1-2. Cénomaniens à Turonien (100 - 89 Ma). Calcaires et dolomies, argiles à lignite, calcaires à rudistes.

Dans le sud-ouest des Landes, les zones affleurantes sont très restreintes en Chalosse et les deux étages ont été cartographiquement regroupés, mais sont cependant bien distinguables par les faunes identiques à celles décrites pour les séries séparées.

Cénomaniens - Sur la bordure sud du diapir de Saint-Pandelon-Bénesse, il est constitué par plus de 200 m de calcaire crayeux à microcristallins à alvéolinidés, orbitolines, miliolles, échinodermes, rudistes (radiolitidés, requièniidés et caprotinidés) et de dolomies claires saccharoïdes, que l'on retrouve sur les flancs de la ride de Tercis, où existe aussi à la base une assise de grès dolomitiques à dragées de calcaire et de silex. A la faveur de la structure anticlinale (diapirique ?) de Saint-Lon-les-Mines, affleurent des faciès de marnes feuilletées organiques à bancs de lignite et des calcaires marneux bleu-noir à grosses huîtres. L'abondance des spores et pollens (angiospermes, cupressacés, taxodiacées) permet d'attribuer cette série paralique au Cénomaniens supérieur, dont la base pourrait s'être déposée dès l'Albien supérieur.

Turonien - Il est constitué par des calcaires granulaires à petites miliolles et débris de rudistes, dont on trouve quelques biostromes, comme à Lacave sur le flanc nord de la ride de Tercis.

c2. Turonien (94 - 89 Ma). Calcaires crayeux, calcaires bioclastiques à rudistes et calcaires gréseux.

Les formations du Turonien affleurent assez largement dans le nord de la région entre la vallée de la Nizonne à l'ouest (secteur de Beaussac-La Rochebeaucourt) et celle du Lot à l'est (Fumel). Les affleurements sont beaucoup plus discrets dans les Landes, restreintes aux anticlinaux de Roquefort et d'Audignon.

La transgression continuant son avancée dans le bassin, le Turonien correspond au maximum transgressif et à la partie régressive de la première séquence de 2^{ème} ordre du Crétacé supérieur nord-aquitain (Platel, 1987 ; 1996). L'évolution des environnements s'organisait en deux grandes séquences transgressives-régressives de 3^{ème} ordre, séparées par une discontinuité assez nette à l'échelle de la plate-forme, avec une discordance locale sur les zones hautes de l'époque en Périgord Blanc (anticlinal de Mareuil, par ex.).

Plate-forme nord-aquitaine

La grande diversité des faciès turoniens de cette région est à mettre en relation avec l'organisation paléoenvironnementale peu fréquente d'une plate-forme à barrière, ce qui a favorisé l'élaboration de grandes formations carbonatées dans lesquelles la prolifération de nombreuses espèces de rudistes (*Radiolitidae* et *Hippuritidae*) a contribué à édifier des bioconstructions variées.

- Turonien inférieur - La première séquence débute à la base du Turonien inférieur par des faciès de mer ouverte à céphalopodes sur une plate-forme externe, correspondant aux Formations de Villars (au nord-ouest) et de Domme (au sud-est), dont la puissance est de 20 à 40 m. Les faciès très homogènes sont des calcaires crayeux blancs sub-azoïques, qui contiennent *Mammites nodosoides* et *Inoceramus labiatus*. Quelques petits silex y existent près de la vallée du Lot. Dans toute la partie nord-orientale à partir de la vallée de l'Auvézère, ces formations reposent en discordance angulaire sur les différents terrains du Jurassique (sauf là où existent les formations à lignites du Cénomaniens supérieur).

- Turonien moyen - Cette première séquence se poursuit jusqu'à la fin du Turonien moyen par des faciès de plate-forme interne peuplée de rudistes. La régression qui a débuté est suffisante pour amener le fond de la mer dans le domaine de la plate-forme moyenne avec brassage des sédiments. Dans cette période se sont sédimentés quelques mètres de grainstone fin à packstone crayeux pelletoidal (haut de la Formation de Villars); la faune d'échinodermes, bivalves, gastéropodes, bryozoaires est abondante, mais les rudistes y sont rares.

Le niveau relatif de la mer baissant, une zone de barrière de hauts-fonds s'est édiflée avec d'importants dépôts de grainstones bioclastiques assez grossiers à stratifications obliques (Formation de Saint-Même), dont des éléments affleurent sur les anticlinaux de la Tour-Blanche (Paussac) et de Chancelade (Grèzes). Sur la plate-forme interne qu'elle abritait au nord-est, s'est déposée simultanément la Formation d'Angoulême, qui s'étend de Châteauneuf / Charente jusqu'à Périgueux (100 km de long sur 25 km de large) ; au-dessus de quelques mètres de packstone pelletoidal et de grainstone à grain fin, la majorité de la formation est un packstone crayeux à wackestone blanc très tendre; de petits radiolitidés (*biradiolites lumbricalis*) envahissent les fonds et leurs tests brisés constituent l'essentiel de la roche (floatstone) déposée en bancs massifs sur une épaisseur variant de 7 à 14 m.

Bien que *B. lumbricalis* soit l'organisme quasi-exclusif de ce dépôt très remarquable et disparaisse presque totalement brutalement à son sommet, les principaux rudistes associés sont: *Praeradiolites ponsi* abondants, *Durania cornupastoris*, *Radiolites beaumonti*, *R. socialis* et *Hippurites requieni* en petits biostromes (Platel, 1998). L'homogénéité et l'épaisseur de ces calcaires, sans discontinuité particulière, attestent de la très remarquable stabilité des conditions de sédimentation dont l'accommodation équilibrait en permanence la subsidence (15 m / Ma env).

Vers le littoral entre Périgueux et Nontron, la formation à rudistes passe très rapidement (500 m environ) à un grainstone sans rudistes, à stratifications obliques à foresets peu pentés. La cartographie de ces dépôts (Platel, Dubreuilh, 1979 ; Platel, Paris, 1988) a révélé leur orientation dominante NE-SW, en relation probable avec des paléoreliefs du bâti jurassique et avec des hauts-fonds sur les structures déjà soulevées. En Périgord Noir, se poursuivait une sédimentation de packstone crayeux pelletoidal (Formation de Saint-Cyprien).

- Turonien supérieur - La seconde séquence de 3^{ème} ordre (10 à 50 m) correspond à une partie du Turonien supérieur qui présente des environnements encore plus internes : calcaires wackestone fins à rudistes, calcaires gréseux, sables littoraux et marnes à tendance confinée.

En Périgord Blanc, après une discontinuité importante avec parfois une petite discordance sur des anticlinaux (Mareuil), se superposent quelques mètres de grainstones à chenaux qui débute une nouvelle séquence dominée par l'évolution régressive. Puis sur une trentaine de mètres au total, se sont sédimentés des séquences de calcaires bioclastiques wackestone à packstone et de grainstone fin terminées par des floatstones à *Radiolitidae* (Formation de Bourges-Maisons). L'extension de cette deuxième plate-forme interne carbonatée est comparable à celle de la Formation d'Angoulême. Dans ces milieux de dépôts de faible énergie, au côté des actéonelles, nérinées, chaetétidés, s'est produite une deuxième phase de prolifération des rudistes : *Durania cornupastoris*, *Vaccinites petrocoriensis*, *Hippurites requieni*, *Radiolites praesauvagesi*, *R. trigeri*, *R. peroni*, *R. radiosus*, *Sphaerulites patera*, *Biradiolites angulosus*, *B. quadratus*. Les biostromes polyspécifiques sont très fréquents au nord du Périgord Blanc (Beaussac-Aucors, La Rochebeaucourt). Vers la mer ouverte des calcarénites de haute énergie, avec des chenaux, semblables à celles du Turonien moyen ont continué à s'accumuler (Formation de Saint-Même).

Les faciès littoraux correspondent au nord du Périgord à des grainstones grossiers de faciès comparables à ceux du Turonien moyen, qui viennent se terminer dans la plate-forme interne (Beaussac). Dans la même période se sont déposés, dans tout le Périgord Noir et le Fumelois, des faciès de calcaires gréseux à très rares rudistes et bancs de marnes (Formation de Saint-Cirq et Formation de Sauveterre), dans un vaste épandage d'environnements deltaïques dominants (mégarides, micro-ripples, chenaux gréseux), qui disparaissent progressivement dans les faciès précédents, jusque vers la Tour-Blanche. Près de Saint-Cyprien et des Eyzies, les dépôts étant moins gréseux, les rudistes abondent dans cette formation dans laquelle plusieurs niveaux de marnes ligniteuses témoignent de terres émergées à l'ouest de la Vézère qui séparaient ce domaine oriental de la vasière carbonatée nord-occidentale. Dans le nord du Périgord Noir à l'est de la Vézère, le Turonien supérieur est successivement constitué par les sables très littoraux à débris ligniteux (Formation de Sainte-Mondane), puis par des marnes grises silteuses et pyriteuses à petits Praeradiolites (Formation de Saint-Crépin), dernière formation turonienne peu épaisse (2 à 7 m), mieux conservée qu'en Périgord Blanc, par suite de l'érosion ante-coniacienne moins forte. Un dernier biostrome à *Hippurites requieni* var. *subpolygonia* associé à de rares Radiolitidés couronne le Turonien, notamment près de Campagne et en Bouriane.

Peu avant la fin du Turonien, la mer s'est totalement retirée par suite de la forte chute eustatique de l'océan. Sur la plate-forme nord-aquitaine, l'émersion généralisée s'est traduite par une discontinuité perforée avec micro-karstification et bréchification des derniers bancs turoniens, ainsi que par le creusement de petites vallées incisées.

Landes et Chalosse

Anticlinal de Roquefort - Dans le centre des Landes, le Turonien n'est connu à l'affleurement que dans l'anticlinal de Roquefort (Formation de Bernadet). Sur 7 à 15 m, se sont déposés des calcaires beiges à roux micrograveleux bioclastiques assez recristallisés ou dolomités, avec niveau marneux interstratifié à *Globotruncana helvetica*.

Anticlinal d'Audignon - Sur cet anticlinal, le Turonien correspond à la Formation de Jouansalle (Feinberg, 1964). Elle débute par une assise peu épaisse de calcaires marneux à graveleux à *Globotruncanidae* et bivalves (*Inoceramus labiatus*), de faciès assez profond et bien ouvert. Au-dessus, les "calcaires de Jouansalle" (30-40 m d'épaisseur), massifs blancs à beiges, micrograveleux et souvent recristallisés, se sont déposés sur une plate-forme peu profonde contenant en abondance le rudiste *Biradiolites lumbricalis*, comme dans le nord du bassin. La partie supérieure de la formation affleure le long du Laudon sous forme d'un calcaire cristallin beige à

très nombreux gros radiolités. La série turonienne n'est pas partout complète car elle apparaît localement tronquée par la transgression campanienne venant de l'ouest.

c3. Coniacien (89 - 86 Ma). Calcaires, calcaires marneux et calcaires gréseux.

Dans le nord du bassin, les terrains coniaciens affleurent largement entre la vallée de la Nizonne à l'ouest (secteur de Champagne et Fontaine) et celle du Lot à l'est (Monsempron). Ils prennent une grande puissance en Périgord Noir (120 m près de Sarlat) alors qu'ils ne dépassent pas 50 à 60 m en Périgord Blanc et en Fumémois. Après la régression fini-turonienne, ils correspondent à la partie transgressive de la deuxième séquence de 2^{ème} ordre du Crétacé supérieur nord-aquitain (Platel, 1987 ; 1996).

- Coniacien inférieur - Dans le nord-ouest de la plate-forme, la partie inférieure du Coniacien est constituée par des grès glauconieux peu épais (moins de 10 m) souvent affectés de stratifications obliques et des calcaires détritiques à bioclastes roulés et glauconie éparses, qui ont nappé la paléotopographie des calcaires turoniens érodés (anticlinal de Mareuil) ; au nord de Bourdeilles, leur puissance est nettement plus importante (25 m environ). Cette formation détritique peut passer localement à des sables plus ou moins calcaires avec bancs de grès.

Au sud d'une ligne Auriac-Valeuil-Sorges, les faciès se chargent peu à peu en argile pour passer en moins de 10 km à des marnes glauconieuses, qui ont recouvert tout le sud de la plate-forme nord-aquitaine. Épaisses de 5 à 12 m, elles débutent par des marnes verdâtres passant à des calcaires marneux gris-bleu à silex noirs (Formation du Toulon en Périgord Blanc, Formation de la Rouquette en Périgord Noir). Assez fossilifères, elles contiennent des rhynchonelles, de petites huîtres (*Ceratostreon pliciferum*), des dents de poissons, des nautilus, etc. Cette partie inférieure du Coniacien est datée par l'ammonite *Forresteria petrocoriensis* (Kennedy, 1984).

- Coniacien moyen et supérieur - Ils sont constitués par une série de calcaires généralement assez indurés qui engendrent, en Périgord, les reliefs les plus vigoureux, notamment les surplombs des gorges de la Dronne autour de Bourdeilles et les reliefs entourant Périgueux. Sur 20 à 30 m d'épaisseur, ce sont des calcaires granulaires bioclastiques gris à jaunâtres, assez durs, à débit amygdalaire, peu glauconieux et à quartz détritiques fins (Formation de Bourdeilles). La partie supérieure devient plus crayeuse, très bioturbée et contient quelques lits de petits silex (Formation de Périgueux), ce qui, par la migration des milieux de dépôts vers le large sur une plate-forme de type rampe, atteste de l'avancée de la transgression.

En Périgord Noir, les faciès beaucoup plus gréseux restent assez proximaux et des calcaires granulaires bioclastiques jaunes à ocre se sont accumulés jusqu'à plus de 80 m de puissance, donnant naissance aux plus grands escarpements des gorges de la Dordogne et de la Vézère (Beynac, Les Eyzies, Roque Saint-Christophe). Des mégarides et de fréquents cliniformes structurent les prismes progradants qui terminent les séquences. Les faunes sont très diversifiées et abondantes (bryozoaires, échinides, rhynchonelles, huîtres, etc), exceptés les rudistes très rares, de même que les microfaunes peu diversifiées. *Peroniceras tridorsatum* et *Gauthiericeras margae* sont les ammonites index respectives des sous-étages, ainsi que *Paratexanites serrato-marginatus* dans le sommet de l'étage (Kennedy, 1984).

c3-5. Coniacien à Campanien (89 - 72 Ma). Formation des calcaires grossiers et marnes gris-vert de Garein.

Cet ensemble, épais de 7 à 30 m, n'existe que dans le secteur de Roquefort au cœur des Landes. Il regroupe les terrains des étages Coniacien, Santonien et Campanien. Le premier est constitué, sur 10 m, de calcaires fins micritiques, ocre, massifs partiellement dolomités, à rares grains de glauconie, débris d'échinodermes bryozoaires fréquents, gastéropodes et dasycladacées.

Le Santonien débute par un faciès de calcaire micrograveleux jaune pâle, assez tendre, à très nombreux bioclastes (échinides, bryozoaires, radiolitidés, annélides et bivalves, environ 20 m), surmonté sur quelques mètres, par des calcaires très granulaires dolomitiques, bruns à roux, à niveaux crayeux. Des stratifications obliques attestent que ces grainstones se sont déposés en milieu infralittoral.

Reposant sur un hard-ground plus ou moins net affectant le toit des calcaires santoniens, le Campanien ne correspond qu'à une seule mince couche (20 cm environ) de marne gris-vert à brun, légèrement sableuse, à rognons calcaires, à microfaune benthique (Blanc, 1973) assez caractéristique correspondant à celle du Campanien supérieur nord-aquitain (biozones CIVb à CVI; Platel, 1987, 1990).

c3-6A. Coniacien à Maastrichtien (à faciès aturien - 89 - 72 Ma). Calcaire crayeux à silex de faciès Aturien.

Dans le sud de la région, la plate-forme sud-aquitaine subit au cours du Sénonien inférieur, approfondissements et transgressions marines, à la suite de son basculement vers l'ouest vers l'Atlantique. A partir du Coniacien, apparaît le faciès aturien, s'allongeant en transition entre les faciès calcaires de plate-forme et le profond fossé des flyschs ; il est assez comparable à ceux du Campanien nord-aquitain, constitués sur plusieurs centaines de mètres par des calcaires micritiques à silex et des marnes en petits bancs riches en foraminifères planctoniques (globotruncanidés, globigérines, gumbelines) et benthiques lagenidés (Kieken et al., 1972, 1975 ; Odin, 2001), ammonites et échinodermes (*Echinocorys*, *Micraster*) caractéristiques de milieux circalittoraux. La puissance de ce faciès diminue d'est en ouest. La partie supérieure des faciès aturiens affleurent notamment dans la structure de Tercis-Angoumé (Formations d'Avezac et des Vignes). Ces faciès passent latéralement vers l'est aux Formations de Pé-Marie et de Dumes.

c4. Santonien (86 - 83 Ma). Calcaires crayeux à silex, marnes, calcaires gréseux et sables.

La transgression se poursuivant sur les plates-formes, les terrains santoniens reflètent des paléoenvironnements de plus en plus distaux de dépôts à dominante généralement crayeuse. Prolongeant les séries stratotypiques des Charentes (Formation de Saintes) dans le nord de la région, les terrains des Formations de Verteillac puis de Coutures constituent partout des plateaux ondulés entre Venduire à l'ouest et Sarlat et Gavaudun au sud-est. D'importants apports silicoclastiques recouvrant épisodiquement l'est de la plate-forme imposent de distinguer deux domaines paléogéographiques.

Périgord Blanc

La puissance des terrains santoniens y est comprise entre 50 et 90 m. Il y a un passage souvent très progressif entre les faciès coniaciens et ceux du Santonien inférieur, représentés par des calcaires crayeux bioclastiques gris, silteux et micacés, généralement glauconieux, entrecoupés de quelques bancs de calcaires granulaire indurés. La présence de gros nodules de silex grisâtres à noirs est caractéristique de cette sédimentation en domaine assez distal.

Dans la partie moyenne du Santonien, s'est déposée une assise plus marneuse (7 à 10 m) caractérisée par l'abondance des biotopes à huîtres (*Pycnodonte vesicularis*, *Ceratostreon pliciferum*).

La sédimentation monotone crayeuse à silex noirs se poursuit dans la série supérieure de l'étage santonien, mais apparaissent aussi des sédiments nettement plus détritiques. Dans le nord de la Dordogne, existe même un vaste épandage de sables littoraux, de grès très fins et de marnes silto-glauconieuses (Formation de Combiers), dont la répartition dans la gouttière synclinale de

Puyrénier-Combiers atteste d'une importante phase de structuration de l'anticlinal de Mareuil (Platel, Roger, 1978).

La faune du Santonien bien diversifiée est surtout constituée de très abondants bryozoaires, de bivalves (*Neithea*, *Pecten*, *Trigonia*, *Spondylus*, etc.), d'échinodermes (*Micraster*, *Epiaster*, *Parapygus*, *Salenia*, *Hemiaster*, *cidaridés*, etc.), d'huîtres (*P. vesicularis*, *C. pliciferum*), de brachiopodes (*Cylothyrus vespertilio*, *C. difformis*, etc.), de spongiaires silicifiés, ainsi que d'assez abondantes *Plenticeras polyopsis*, ammonite index du Santonien nord-aquitain (Kennedy, 1987). Les foraminifères *Heterohelicidae*, *Hedbergellidae* et *Rosita gr. fornicata* sont constamment présents dans ces milieux de dépôt de plate-forme distale moyennement profonde, indiquant la nette avancée de la transgression dans le nord du bassin à la fin du Santonien.

Périgord Noir

Au fur et à mesure que la puissance des terrains santoniens augmente vers le sud-est (de 95 m en Forêt Barade à plus de 140 m à l'ouest de Sarlat), les faciès se diversifient et des prismes de dépôts silicoclastiques progradants en sommet de séquences prennent une grande puissance.

• Santonien inférieur. Du point de vue séquentiel, les dépôts du Santonien inférieur correspondent à la phase régressive d'une séquence de 3^{ème} ordre, commencée au milieu du Coniacien et terminée par le prisme de haut niveau progradant des grès de Boussitran (Platel, 1987, 1996, 2000).

Au nord-ouest existe la Formation de Boulazac. Sa partie inférieure, est constituée par 45 à 50 m de calcaires crayeux massifs gris, assez tendres à silex gris à noir, à faciès wackestone bioclastiques, silteux et micacés généralement glauconieux, où la phase détritique n'est pas négligeable. Ils sont entrecoupés par quelques bancs indurés de calcaires packstone bioclastiques. La partie supérieure de la formation est constituée par 8 à 10 m de calcaires gréseux bioclastiques jaunes, témoins de l'avancée vers le nord-est du membre sommital silicoclastique de la Formation de Boussitran.

Au sud-est de la vallée de Saint-Geyrac, dans le Haut-Agenais et tout le Sarladais, tous ces dépôts passent latéralement à la Formation de Boussitran d'une puissance semblable, mais d'environnements plus proximaux, dans laquelle se distinguent trois membres :

1. à la base, sur 20 m environ, un calcaire packstone bioclastique micacé jaunâtre, en bancs massifs ;
2. surmonté par 20 m environ de calcaires bioclastiques crayeux gris-blanc, wackestone à packstone, bioturbés, silteux et micacés, généralement glauconieux, à silex bruns à noirs à niveaux de siltite marneuse (localement dans la vallée du Vimont, ce membre surmonte le premier avec une nette discordance angulaire (5 à 10°) témoignant d'un épisode tectonique intra-Santonien inférieur) ;
3. au-dessus d'une nette discontinuité basale érosive, 8 à 10 m de grès micacés jaunes généralement moyens à grossiers, à grandes stratifications de mégarides, accumulés en vastes cliniformes à pente très faible et à base hétérométrique très grossière, correspondant à de grands lobes d'un éventail sous-marin très proximal. Plus près du littoral se sont sédimentés des sables micacés très grossiers (Auriac à l'ouest de Montignac). La faune de ces formations est identique à celle du Périgord Blanc, complétée par quelques lits à rudistes (*Hippurites sublaevis*, *Praeradiolites coquandi*) ainsi que la présence d'autres ammonites (*Texanites gallicus*).

• **Santonien "moyen" et supérieur.** Ces dépôts correspondent à une séquence complète de 3^{ème} ordre, dont le maximum transgressif est atteint dans les marnes à Pycnodontes, se terminant par le dépôt du prisme de haut niveau progradant des grès de Saint-Félix (Platel, 1987, 1996, 1999).

Surmontant les Formations de Boulazac et de Boussitran, le Santonien "moyen" est représenté par la Formation du Peuch, constituée sur 4 à 12 m, par des marnes crayo-silteuses micacées grises et des calcaires crayo-argileux wackestone/packstone à fréquentes lumachelles à huîtres (*P. vesicularis*, *C. pliciferum*).

Au nord-ouest, la sédimentation monotone se poursuit dans la partie supérieure du Santonien par ses faciès crayo-silteux glauconieux, riches en silex sur 45 à 50 m d'épaisseur (Formation de Saint-Laurent-sur-Manoire), assez semblables à celui du Santonien inférieur. Localement sa base peut contenir une association de petits rudistes (*Praeradiolites hoeninghausi*, *Biradiolites fissicostatus*, *B. coquandi*). La microfaune benthique, assez banale, comprend cependant l'apparition de *Vandenbroeckia munieri*, caractérisant le Santonien supérieur dans ce secteur.

Latéralement dans le sud-est du Périgord, de part et d'autre de la Vézère et jusqu'au Lot, s'étend la Formation de Saint-Félix-de-Reilhac subdivisée, comme celle de Boussitran, en 3 membres :

1. Le membre de base (de 30 à 60 m vers l'ouest) est d'abord constitué par des calcaires massifs gris-ocre à blanchâtres crayo-silteux et micacés à silex gris-beige à noirs, puis par un calcaire grainstone bioclastique à grands silex bruns, très bioturbé à huîtres et enfin par des calcaires bioclastiques ocre, plus ou moins silteux à silex bruns. La faune est surtout composée de bryozoaires, spongiaires démosponges (*Siphonia*, *Chenendopora*, *Jerea*, *Tubulospongia*), bivalves et huîtres communes, radiolitidés (*Biradiolites fissicostatus*, *B. coquandi*, *Praeradiolites*), rhynchonelles ;
2. Le membre moyen silicoclastique, qui atteint son plus grand développement autour de la vallée de la Vézère et en Sarladais (plus de 30 m), est constitué de grès calcaires alternant avec des assises de sables fins micacés jaune-vert. Glauconie et muscovite sont toujours abondantes dans ces dépôts peu argileux. Des petits bouquets isolés de rudistes se sont localement installés dans les environnements argilo-détritiques (*Hippurites bioculatus*, *H. turgidus*). Les corps gréseux s'amincissent vers l'ouest et le nord-ouest en s'interstratifiant dans les calcaires crayeux, passant progressivement à la Formation de Saint-Laurent-sur-Manoire ;
3. Le membre supérieur (10 à 30 m environ) est constitué de faciès massifs crayo-glauconieux à lits de silex brun-noir abondants très semblables à ceux du membre inférieur, organisés en séquences plurimétriques au sommet très bioturbé (terriers). Parmi les foraminifères communs à l'ensemble de la Formation de Saint-Félix-de-Reilhac, dont les plus abondants sont les miliolidés, il faut signaler la présence de *Lacazina compressa* et de *Vandenbroeckia munieri*, devenant de plus en plus fréquents vers l'est.

c5. Campanien (83 - 72 Ma). Calcaires crayo-argileux à silex et calcaires bioclastiques à gréseux.

Les terrains crayeux gris-blancs surmontés de calcaires bioclastiques à gréseux jaunes de cet étage affleurent en Dordogne entre Saint-Aulaye à l'ouest et le secteur de la Bessède à l'est, occupant de vastes surfaces par suite de sa grande puissance (jusqu'à 240 m au sud-ouest). Les altérites qui en dérivent les masquent le plus souvent sur les plateaux. Le Campanien a été subdivisé en plusieurs formations corrélables à l'échelle de toute la région sud-charentaise et périgourdine (Platel, 1987, 1996, 1999), sur la base de l'évolution sédimentologique et des associations de microfaunes dont la biozotation a été corrélée avec celle des céphalopodes

(Neumann, Platel et al., 1983 ; Kennedy, 1986). L'extrême sommet de l'étage se retrouve à l'affleurement en Gironde dans le cœur de l'anticlinal de Villagrains.

En Périgord Blanc, six formations campaniennes (correspondant à dix biozones de foraminifères benthiques), se superposent et passent latéralement à des formations plus proximales et détritiques en Périgord Noir. Seules les cinq premières sont décrites dans ce paragraphe, la dernière seulement distinguée au nord de Bergerac étant décrite séparément (c5-6). Les épaisseurs des différentes formations augmentent peu à peu vers l'ouest : la puissance du Campanien est estimée à 60 m environ dans les secteurs orientaux érodés de Fossemagne et de Fleurac, pour dépasser 240 m dans le secteur de Vergt au sud-ouest.

Les paléoenvironnements correspondaient, durant le Campanien inférieur et le début du Campanien supérieur, pendant lesquels la mer a le plus transgressé la région nord-aquitaine, à des milieux de dépôts assez homogènes (à ammonites et spongiaires) sur une vaste plate-forme externe circalittorale assez profonde. Avec la Formation de Lamonzie commence la régression, qui s'affirme nettement vers la fin du Campanien supérieur, dans des environnements moins profonds, de plate-forme proximale où se sont installés de nombreux organismes benthiques (huîtres, rudistes, grands foraminifères et polypiers).

- Campanien inférieur. En Périgord Blanc, la première unité du Campanien (Formation d'Atur) a une puissance assez constante, comprise entre 30 m (Rouffignac) et 50 m environ (secteur d'Atur et de Vergt). Elle s'est déposée en séquences métriques de calcaires wackestones crayeux et glauconieux grisâtres, à petits nodules silicifiés gris, et de craies marneuses feuilletées blanchâtres à spongiaires. La faune benthique est peu abondante (*Plagiostoma*, *Rhynchonella globata*, *Pycnodonte vesicularis*, échinodermes dont *Echinocorys orbis*, *Micraster regularis*), mais les foraminifères benthiques se diversifient par rapport au Santonien (biozones CI et CII). La faune pélagique est faite de globotruncanidés communs et de rares ammonites (*Placenticerus bidorsatum*, *Scaphites hippocrepis*).

Au-dessus s'est déposée, sur 30 à 40 m, la Formation de Marsaguet au relief plus marqué. Sa moitié inférieure est constituée par une alternance de gros bancs de calcaire wackestone crayo-argileux à nombreuses silicifications grises et de marnes gris-blanc plus glauconieuses. Cette unité se poursuit par des calcaires wackestone crayeux blanc-jaune plus massif, à plages de glauconie et dans lesquels abondent les silicifications. Le sommet de la formation, fortement bioturbé avec des zones infiltrées de glauconie, se termine par une importante discontinuité probablement induite par un arrêt de sédimentation, correspondant à la surface d'inondation maximale de la deuxième séquence de 2^{ème} ordre du Crétacé supérieur (Platel, 1996). Partout la moitié supérieure de la Formation de Marsaguet est caractérisée par une grande abondance de petits gastéropodes, bivalves, huîtres, Cyclolites, etc. L'ensemble de la formation correspond à la partie inférieure de la zone à *Hoplitoplacenticerus marroti* et à la partie supérieure de celle à *Menabites campaniense*. L'association de foraminifères évolue pour former la biozone CIII.

En Périgord Noir, ces deux formations ne sont plus lithologiquement dissociables et ont été regroupées dans la Formation de Trémolat, dont les faciès crayeux toujours alternants sont légèrement plus finement pelletoidaux et qui sont un peu plus riches en faune, avec l'apparition de grands foraminifères à la base (*Subalveolina dordonica*, *Planorbulinella dordoniensis*, *Orbitoides tissoti*), caractéristiques du Périgord Noir. Près de Belvès, la formation se termine par des sables carbonatés fins glauconieux à échinides, qui témoignent de l'avancée extrême d'épandages silicoclastiques littoraux couvrant la partie orientale de la plate-forme.

- Campanien supérieur. L'organisation des dépôts de cette époque est plus complexe qu'avant, du fait de la sédimentation différenciée sur la plate-forme par suite de la régression fini-crétacée qui se développe. En Périgord Blanc se superposent les Formations de Coursac, de Neuvic et

de Mussidan, qui passent respectivement en Périgord Noir aux Formations de Journiac, de Lamonzie et de Lalinde, ces deux dernières passant plus au sud-est à la Formation de Couze.

Dans le secteur entre les vallées de la Dronne et de l'Isle, les faciès de la Formation de Coursac présentent une tendance générale plus argileuse qu'avant. Au-dessus de marnes basales très glauconieuses à bryozoaires et débris d'échinides abondants se développe une série de calcaires wackestones crayeux jaunes à glauconie éparses et petites silicifications grises (spongiaires) (15 à 25 m). Les échinides, bryozoaires et les huîtres commencent à devenir abondants (*P. vesicularis*, *C. pliciferum matheroni*, *Rastellum*) ainsi que d'autres bivalves (*Plagiostoma*, pectinidés, rares rudistes, etc). La microfaune est partiellement renouvelée avec l'apparition de *Siderolites praevidali* (biozone CIVa). La formation se poursuit par l'interstratification sur 15 à 20 m de bancs de marnes et de calcaires crayo-marneux, glauconieux gris à jaunâtres sans stratification nettement marquée, à grosses silicifications abondantes. La fraction argileuse peut localement dépasser 40%. La microfaune benthique se renouvelle avec notamment l'apparition de *Siderolites charentensis* et *S. vidali* (biozone CIVb). La formation se termine par 10 m environ de niveaux marneux très glauconieux, riches en débris bioclastiques grossiers, à niveaux de très gros pycnodontes et nombreux foraminifères benthiques dont *Arnaudiella grossouvrei* (biozone CV).

Plus à l'est dans le secteur du Bugue, du Buisson-de-Cadouin et de Bergerac, s'est déposée la Formation de Journiac, différant de la Formation de Coursac par l'importance de ses faciès granulaires plus ou moins silicoclastiques (puissance 60 m environ). A la base, ce sont des calcaires blancs pelletoidaux, packstone à grainstone très fins, à petits lits marneux jaunes et silicifications grisâtres. Ils sont surmontés par des calcaires noduleux packstone pelletoidaux jaune-ocre en petits bancs, plus ou moins silteux ou gréseux et glauconieux, à fréquents silex blonds, alternant avec des lits de marnes silteuses jaunes et de sable fin jaune. Des bryozoaires et quelques rudistes peuplaient ces faciès assez proximaux, dans lesquels de grands foraminifères abondent par niveaux (*Larrazetia chartacea*, *Orbitoides tissoti*, *Fascispira dordonica* - Colin, 1973, Platel, 1987).

Puis la chute eustatique du Crétacé terminal, ajoutée au soulèvement régional résultant du début de la compression pyrénéenne, a provoqué la régression finale de la mer mésozoïque. Elle s'amorce avec le dépôt de la Formation de Lamonzie (15 à 20 m). Sa base, caractérisée par l'apparition d'*Orbitoides media*, est constituée par des calcaires argilo-crayeux wackestone gris-blanc, à rares silex. Des calcaires gréseux, finement bioclastiques packstone à grainstone les surmontent ; puis dans le sommet de l'unité débute la sédimentation franchement néritique avec des calcaires très bioclastiques, plus ou moins silicoclastiques, riches en pycnodontes, bivalves, rudistes (*Praeradiolites hoeninghausi* entre autres) et cyclolites. Les ammonites sont rares (*Pachydiscus colligatus*, *Hoplitoplacenticeras coesfeldiense* - Kennedy, 1986). Les foraminifères voient le développement des grands orbitoïdés (*O. media*, *Lepidorbitoides campaniense*) et par la disparition progressive de *L. chartacea* et *F. dordonica*, puis d'*O. tissoti* (biozone CVI).

La régression s'accroissant, les faciès silicoclastiques et très bioclastiques plus ou moins grossiers prennent de l'extension dans la Formation de Lalinde, dont la puissance peut atteindre 60 m autour de la vallée de la Dordogne. Elle est constituée par des calcaires très bioclastiques plus ou moins gréseux jaune-roux, grainstone à packstones. Dans certains faciès gréseux, des stratifications obliques témoignent de courants modérés sur le fond. Les organismes benthiques ont proliféré dans ces milieux de dépôts peu profonds de plate-forme proximale, parmi lesquels : *O. media* abondants, *Fallotia jacquoti* (biozones CVII et CVIII), bivalves (*P. vesicularis*, *Lima*, *Trigonia*, *Neithea*,...), rudistes (*Biradiolites royanus*, *P. hoeninghausi*, *P. alatus*, *P. ingens*, *P. saemanni*, *Lapeirousia jouanneti*, *Bournonia bournoni*), échinodermes (*Hemiaster*, *Cyphosoma*, *Orthopsis*, *Rhynchopygus*, *Faujasia*), brachiopodes, gastéropodes, polypiers (*Cyclolites elliptica*), spongiaires et bryozoaires.

Dans le sud-est du Périgord Noir, principalement au sud de la vallée de la Dordogne, ces deux formations passent latéralement à la Formation de Couze, constituée sur 50 m environ par des calcaires bioclastiques jaunes souvent gréseux, comprenant des assises calcarénitiques massives exploitées comme pierre de taille. La fréquence des bancs silicoclastiques, des mégarides et des tempestites témoignent des milieux de dépôts très proximaux qui régnaient sur cette partie du Périgord peu avant l'émersion finale du secteur.

Par ailleurs, l'extrême sommet du Campanien affleure très discrètement au sud de Bordeaux dans le lit du Gat Mort au cœur de l'anticlinal de Villagrains. De faciès plate-forme circalittorale moyenne à distale, il est constitué par plusieurs dizaines de mètres de calcaires crayeux blancs à niveaux de silex (Formation de Villagrains) dans lesquels existe une microfaune pélagique abondante (globotruncanidés, *Gansserina gansseri*, etc.).

En Chalosse, le Campanien se retrouve dans l'anticlinal d'Audignon, dans la Formation de Pé-Marie, qui débute par une brèche glauconieuse à ciment carbonaté surmontant la Formation de Jouansalle. Ensuite se sont déposés des dizaines de mètres de calcaires crayeux à pithonelles et globotruncanidés (Feinberg (1964), avec apparition de nombreux bancs de spongiaires silicifiés et de silex, dont le milieu de dépôt est assez proche de celui du faciès aturien (c3-6A).

c5-6. Campanien-Maastrichtien (74 - 66 Ma). Calcaire gréseux du Maastrichtien inférieur de Dordogne.

A nord de Bergerac et près de Mussidan, se trouvent les témoins les plus orientaux de la Formation de Maurens, qui représente les derniers terrains du Crétacé affleurants sous les sables tertiaires, dans le nord de l'Aquitaine (Neumann et al, 1984, Platel, 1996). Ils se caractérisent par des faciès tuffoïdes et une faune particulière. Sur quelques mètres, la partie inférieure est constituée par des marnes crayeuses jaunes à très abondants Orbitoïdes, surmontées par un calcaire tuffoïde blanc dans lequel se sont localement installés des biostromes à grands rudistes (*Hippurites radiosus*, *Lapeirousia jouanneti*). Ils sont entourés de faciès de démantèlement à bioclastes de rudistes, polypiers massifs et oncolithes algaires. La série se poursuit sur 10 m environ par des calcaires bioclastiques à bioturbations, bryozoaires, débris de bivalves, surmontés par des calcaires gréseux dans lesquels apparaissent *Siderolites praecalcitrapoides* et de grands orbitoïdés (biozones CIX). A Maurens, le Campanien se termine par 4 m de calcaires tuffoïdes glauconieux fossilifères (orbitoïdes, petits brachiopodes, etc) qui contiennent l'ammonite déroulée *Nostoceras hyatti* (Kennedy, 1986).

Sans discontinuité marquée, cette assise est surmontée par un calcaire micro-graveleux à nodules silicifiés et très nombreux orbitoïdés, dont *lepidorbitoides minor* qui marque la base du Maastrichtien. La formation se termine par une assise décamétrique de calcaire tuffoïde glauconieux plus ou moins argileux, très riches en orbitoïdes et lepidorbitoïdes, huîtres et échinides. Ces paléoenvironnements de vasières littorales sous très faible tranche d'eau, qui s'étendaient depuis le sud-est de la Saintonge jusqu'à l'ouest du Périgord Noir, sont les ultimes témoins des faciès régressifs fini-crétacés nord-aquitains.

c6. Maastrichtien (72 - 66 Ma). Calcaires biodétritiques à rudistes.

Reflets des paléoenvironnements induits par la régression généralisée de la fin du Crétacé, les faciès maastrichtiens de plate-forme moyenne à proximale ont couvert la majorité du bassin, mais n'affleurent qu'à la faveur des grandes structures anticlinales, au sud de Bordeaux : celle de Villagrains-Landiras, au cœur des Landes : celle de Roquefort-Créon et en Chalosse : celle d'Audignon, ainsi qu'à l'ouest du diapir de Bastennes. Les gros échinides (*Echinocorys heberti*, Hemipneustes) et la microfaune à grands foraminifères (*Orbitoides media*, *Lepidorbitoides minor*, *L. socialis*, *Clypeorbis mammillata*, *Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites calcitrapoides*,

S. denticulatus, *Hellenocyclina beotica*), commune à tous les secteurs, sont caractéristiques des faciès très peu profonds pendant la totalité de l'étage.

Gironde

Dans les ruisseaux du Gat Mort et du Tursan, l'étage est représenté par la Formation de Landiras, constituée de calcaires biomicritiques durs et de microcalcarénites, crème à rose, riches en débris d'échinides, de bryozoaires et à grands foraminifères qui caractérisent bien les faciès infralittoraux de cet étage puissant de 60 m en sondage (compte tenu de leur petitesse, les affleurements cartographiés à l'Eocène sur la carte géologique au 1/50 000 dans ce secteur ont été intégrés à l'extension du Maastrichtien sur la carte au 1/250 000).

Haute-Lande

Les calcaires maastrichtiens affleurent largement sur le flanc sud de la structure de Roquefort, formant notamment les gorges de la Douze. Puissants de 30 à 50 m en général, ils s'épaissent à 80 m dans le secteur de Losse. Ils se réduisent par contre dans celui de Créon d'Armagnac. La Formation de Roquefort est principalement constituée de calcarénites recristallisées très dures, ocre à jaunes, à niveaux bioclastiques et passées biomicritiques fossilifères (échinides, petits brachiopodes, ...). Sa partie supérieure est faite, sur une dizaine de mètres, de calcaires bioclastiques noduleux, perforés par une intense karstification (vallon du Cros) ; leur sommet plus micritique a été affecté par le développement des *Microcodium* durant la période Maastrichtien terminal - Paléocène inférieur ; ce type d'altération se retrouve aussi au sommet des calcaires cénomaniens sur la structure de Créon.

Chalosse

Le Maastrichtien constitue la plus grande auréole crétacée de l'anticlinal d'Audignon, entre Montsoué à l'est et Hauriet à l'ouest. Il correspond à la Formation de Dumes, puissante de 150 m environ. Les faciès de ce secteur méridional sont plus distaux que dans le centre des Landes, faits d'une alternance de petits bancs de calcaires d'aspect crayeux et glauconieux, de calcaires granulaires et de marnes feuilletées fossilifères de plus en plus présentes vers le haut de l'étage. Des silex bruns à noirs se sont formés par niveaux et la faune est comparable à celle de la plate-forme landaise.

3.4.7. Paléogène pyrénéen

(Avec les contributions de P. Razin, L. Londeix, B. Cahuzac et J-P. Platel)

e1-2. Danien à Sélandien. Calcaires de Lasseube.

Pendant tout le Paléocène, les faciès du sud-ouest du bassin restèrent essentiellement carbonatés marins de plate-forme distale, tandis que le secteur plus nord-oriental faisait l'objet d'une sédimentation continentale d'argiles et d'évaporites (plaine alluviale et sabkha).

Surmontant les Marnes de Nay et les Marnes de Bidart du Maastrichtien, la Formation de Lasseube affleure le long d'une mince bande qui s'étire au sud de Pau depuis Bosdarros à l'est jusque vers Orriule et Loubieng, puis réapparaît de façon discontinue vers l'ouest jusqu'à Urcuit et sur la côte Basque. Cette unité carbonatée affleure également au cœur des structures synclinales qui affectent la couverture de la zone axiale dans la région du pic d'Orhy, où ils portent alors le nom de « calcaires conglomérés ».

Ici encore, l'homogénéité des faciès à l'échelle régionale et l'absence de système gravitaire silico-clastique durant cette période témoigne d'une stabilité tectonique du domaine pyrénéen à la transition entre le Crétacé et le Tertiaire.

Zone nord-pyrénéenne

Dans son développement normal (Gan, Lasseube), elle atteint 80 à 100 m de puissance. Elle est constituée d'une succession de petits bancs de calcaires micritiques blancs à beige-rosé, séparés par de minces lits de marne grise, contenant *Nautilus danicus*, de nombreux échinides (*Coraster*, *Offaster*, *Echinocorys*), des crustacés, des bryozoaires et des algues lithothamniées. Par endroits existent souvent des bancs contournés, résultant de phénomènes de glissements en masse (slumping), attestant de l'existence de talus instables. Au-dessus s'est sédimenté un faciès à nodules calcaires ("calcaires conglomérés" des auteurs). Dans cette pseudo-brèche calcaire sont remaniés de très rares éléments de calcaires du Crétacé supérieur. Dans le bassin d'Arzacq et en particulier sur la structure de Lacq, cette formation est absente par érosion sous l'Yprésien.

Du point de vue stratigraphique, les Calcaires de Lasseube peuvent être subdivisés en deux membres par leurs associations de microfaune planctonique. Au-dessus de la lacune du Danien basal, la base à dominante argileuse contient *Globastica daubjergensis*, microfaune caractéristique du Danien inférieur (zone P1b). Le membre supérieur contient une association de planctoniques plus diversifiée (*Subbotina pseudobulloides*, *S. triloculinoides*, *Morozovella angulata*, *Globanomalina compressa*) caractérisant le Sélandien basal (zones P2-P3a).

Côte Basque

Les affleurements de la côte basque permettent d'observer la transition entre le Crétacé et le Tertiaire. Elle est marquée par un intervalle très condensé qui sépare les Marnes de Bidart et une unité calcaire de couleur blanche à rosée datée du Danien. Ces calcaires sont régionalement connus sous les noms de « Calcaire de Lasseube » ou de « calcaire rosés ».

Région du pic d'Orhy

Les affleurements calcaires paléocènes y sont essentiellement composés de bancs décimétriques de calcaire mudstone à foraminifères planctoniques (*Globigérines*, *globorotalia*) séparés par de minces interlits plus marneux. Il s'agit de faciès relativement profonds résultant d'une sédimentation hémipélagique. Cette unité se caractérise aussi par la fréquence de brèches intraformationnelles et de figures de glissement sous-marins (slumps) qui témoignent de l'existence de légères pentes sous-marines à cette période. Cette sédimentation hémipélagique se poursuit jusqu'au Sélandien avec une sédimentation devenant néanmoins de plus en plus argileuse traduisant ainsi une lente reprise du flux d'apports terrigènes dans le bassin profond.

e2-4F. Sélandien à Lutétien inférieur. Flysch gréso-carbonaté.

La sédimentation gravitaire reprend localement dès le Sélandien pour se généraliser à partir du Thanétien et perdurer dans les Pyrénées occidentales au moins jusqu'au Lutétien inférieur. Elle se matérialise par l'accumulation d'une nouvelle série flysch de composition mixte gréso-carbonatée qui affleure à la fois dans les synclinaux de la zone frontale nord-pyrénéenne mais également dans ceux perchés sur la zone axiale dans la région du pic d'Orhy. Ces dépôts profonds devaient bien sûr recouvrir l'ensemble du domaine situé entre ces deux zones d'affleurement, c'est-à-dire l'ensemble de la Zone nord-pyrénéenne, matérialisant un bassin de large dimension.

Cette série est principalement composée de turbidites à caractère distal, de polarité générale est-ouest et de composition d'abord gréso-carbonatée puis de plus en plus gréseuse à partir de l'Ilerdien supérieur.

Dans la zone frontale nord-pyrénéenne (synclinal d'Oriule par exemple), cette série est classiquement découpée en trois unités. L'unité inférieure (« Sables inférieurs ») épaisse d'une centaine de mètres et datée du Sélandien au Thanétien inférieur, débute par des dépôts gravitaires gréseux massifs amalgamés reposant, au moins localement, en contact érosif sur les Calcaires de Lasseube. Ils évoluent verticalement vers une succession de turbidites gréseuses en bancs décimétriques à caractère plus distal. L'unité médiane (« Calcaires supérieurs ») est datée de la fin du Thanétien inférieur. Epaisse d'une vingtaine de mètres, elle est composée de dépôts carbonatés hémipélagiques et de minces calciturbiditiques remaniant des éléments de plate-forme carbonatée dont *Glomalveolina Primaeva*. L'unité supérieure (« Sables supérieur ») épaisse de plusieurs centaines de mètres à l'affleurement est datée du Thanétien supérieur au Cuisien dans le synclinal d'Oriule mais se poursuit probablement jusque dans le Lutétien comme le montre certains affleurements isolés dans la région du bas-Adour. Cette unité est composée d'une succession de séquences de dépôts qui débutent par des prismes turbiditiques gréseux formés de couches décimétriques plus ou moins amalgamées, surmontées par des intervalles où les turbidites plus minces alternent avec des dépôts hémipélagiques plus carbonatés. L'empilement de ces séquences est globalement grano-croissant et la série turbiditique devient nettement plus sableuse à partir de l'Ilerdien supérieur.

Cette série turbiditique du Paléocène-Eocène témoigne d'une reprise du flux terrigène dans le bassin d'avant-pays pyrénéen en relation avec la reprise des déformations et de la surrection de la partie orientale de la chaîne. L'évolution de cette série semble dans un premier temps enregistrer l'effet de plusieurs cycles de progradation de systèmes clastiques en amont interrompus par des épisodes transgressifs favorisant le développement de plate-formes carbonatées (Thanétien inférieur, Ilerdien inférieur), et dans un second temps une généralisation et une amplification des apports fluvi-deltaïques vers la fin de l'Ilerdien et surtout au Cuisien. Cette évolution s'accorde bien avec une reprise progressive des déformations compressives dans la partie plus orientale de la chaîne avec une phase tectonique importante au cours du Cuisien (chevauchements de Montsec et du Cotiella).

Dans la région de Pau (Gan), le Cuisien est marqué par une épaisse série marneuse (800 m) surmontée par une unité gréseuse progradante à faciès deltaïque qui marque une première phase de comblement de cette partie du bassin d'avant-pays.

Vers l'ouest, la côte basque espagnole entre Fontarrabie et Zumaya est armée par une épaisse série turbiditique gréseuse à caractère proximal d'âge éocène inférieur, la formation des Grès du Jaizkibel. Cette série turbiditique sableuse de plus de 1 000 m d'épaisseur témoigne (1) du fonctionnement de cônes sous-marins probablement alimentés depuis le nord et (2) de l'importance des flux terrigènes qui se mettent en place régionalement au cours de l'Eocène inférieur et plus particulièrement au Cuisien. La continuité vers l'ouest de cette série turbiditique sur la côte basque française est masquée par les unités tectoniques frontales nord-pyrénéenne.

e4. Yprésien. Calcaires, marnes, sables et grès.

Dans le bassin nord-aquitain, l'Yprésien marin affleure seulement aux environs de Saint-Bonnet-sur-Gironde (17), en limite des départements de la Gironde et de la Charente-Maritime. Ils n'affleurent donc pas sur la carte.

Il est représenté par une succession de sables fins très argileux, jaune verdâtre, à nummulites, alvéolines, glauconie et débris ligniteux, renfermant vers son sommet de gros galets calcaires du

Maastrichtien supérieur (Kromm, 1970). Il semblerait que cette série, d'épaisseur très limitée (6 à 7 m), se soit déposée dans les formations karstifiées du Maastrichtien, en empruntant les zones basses du paléorelief édifié pendant l'Infra-Éocène, s'organisant en chenaux marins au sein des sables continentaux du « Sidérolithique » (op. cit.).

L'Éocène inférieur est bien représenté en Aquitaine méridionale et dans l'avant-pays pyrénéen. Plusieurs formations lithostratigraphiques y ont été définies. Mais comme pour les séries éocènes sus-jacentes, les dépôts marins de l'Yprésien ont été datés de façon variable *in litteris*, et souvent rattachés à des « étages » aujourd'hui abandonnés, comme l'Ilerdien ou le Cuisien, ce qui ne facilite guère les corrélations entre régions.

D'après Sztrakos *et al.* (1997, 1998) et Sztrakos (2005), qui ont révisé le cadre géologique de cet intervalle en affleurements et en forages, on distingue 7 séquences de dépôt : E3 à E9 (Figure 4). À l'échelle du bassin, la sédimentation s'organise en trois grands cycles :

- le 1^{er} cycle, de l'Yprésien inférieur, comprend les marnes d'Artigueloutan bathyales (= sommet de la Formation de Pont-Labau), les marnes du Louts circalittorales (ou « marnes à discocyclines », passant aux calcaires de Meilhan supérieurs) et la Formation d'Horbazou infralittorale (à nummulites, alvéolines, oursins). C'est à cette époque qu'on a les dernières communications marines avec l'est des Pyrénées. Vers l'ouest, le sillon nord-pyrénéen s'approfondit notablement (séquence E4, Ilerdien supérieur) ;
- le 2^{ème} cycle, de l'Yprésien moyen (séquences E6 à E8), débute par les grès de Coudures (prisme de bas niveau, donnant une série siliceuse fluviatile ayant rempli des paléovallées), se poursuit par les calcaires de Lapêche infralittoraux (incluant les calcaires de Sarraziet et ceux de Coudures autour de la ride d'Audignon) et se termine par les marnes de Gan de faciès plus profond (circalittorales à épibathyales). Ces dernières incluent en Chalosse et Tursan les marnes à *Xanthopsis dufouri* (gros crabes) et les marnes de Trabay. Vers l'est et le nord, les marnes de Gan passent latéralement et verticalement (en équivalent proximal) aux sables de Baliros, détritiques et chenalisés, de faciès côtier puis intertidal à supratidal en dunes éoliennes (progradation d'un vaste corps sableux jusqu'au sud de Pau, cf. sables et grès de la tuilerie de Gan). Dès le « Cuisien inférieur » (zone à *Nummulites planulatus*), l'Aquitaine orientale (à l'est du Lannemezan) est définitivement abandonnée par la mer. À l'ouest du Lannemezan, succédant à une phase d'érosion importante (discontinuité fini-ilerdienne), la mer transgressive se réimplante, le rivage se situant désormais en Béarn oriental (Ossun) ;
- le 3^{ème} cycle, de l'Yprésien supérieur (et atteignant le Lutétien inférieur), est formé des séquences des marnes de Donzacq (et de Saint-Geours-d'Auribat), bathyales à circalittorales, transgressives à la base et avec lacune à leur sommet. Au nord de l'anticlinal de Tercis, des équivalents sont illustrés par les marnes (profondes) de Gascon et de Lesperon. En passage latéral des marnes, au centre de la Chalosse, les couches de Jeangazé (région de Caupenne) montrent des calcaires, silts et sables néritiques riches en nummulites, dont *N. caupennensis*, *N. formosus*, *N. polygyratus* (de la zone à *N. manfredi*), datant de l'Yprésien sommital ; on semble pouvoir relier la mise en place de tels sédiments grés-carbonatés à grandes nummulites (renfermant du matériel triasique à crétacé remanié) à des mouvements précoces de la structure de Bastennes-Gaujacq. Vers l'est, les marnes de Donzacq passent aux grès de Grenade, littoraux à supratidaux.

e5all. Lutétien supérieur. Complexe tectono-sédimentaire d'Ibaritz.

Le long de la côte basque, entre Bidart et Biarritz, affleure une unité chaotique formée de différents lambeaux et blocs de nature variée : argile et évaporites du Trias, ophite, dolomie du Lias inférieur, série turbiditique de l'Albo-Cénomaniens et du Sénonien inférieur. Cette unité chaotique est stratiforme. Elle repose en contact tectonique tangentiel sur les calcaires et marnes

du Dano-Sélandien et est recouverte par une série marno-calcaire d'âge Lutétien supérieur. Cette dernière comprend des dépôts gravitaires carbonatés sous forme de turbidites bioclastiques d'épaisseur décimétrique et de couches à blocs parfois pluri-décamétriques de calcaire à nummulites. Ce type d'unité chaotique à matériel triasique associé à des lambeaux de série sénonienne a été recoupé dans les forages de Bayonne-Marine et de Labenne. On en retrouve également à l'affleurement comme en subsurface tout le long de la zone frontale nord-pyrénéenne, dans la région du bas-Adour (Biaudos, Sainte-Marie-de-Gosse) comme dans la région de Lasseube. Ces unités ont fait l'objet d'interprétations diverses sans qu'aucune ne permette de rendre compte de l'ensemble des éléments d'observations : diapirisme (Dupouy-Camet, 1952), nappes tectoniques (Zolnai, 1971), olistostromes intra-lutéliens (Kieken et Winnock, 1973). Les observations réalisées sur la côte basque conduisent à proposer une interprétation qui emprunte à chacune des interprétations précédentes (Razin, 1989). Il est ainsi proposé que l'unité chaotique d'Illaritz soit un complexe resédimenté au Lutétien dans le bassin d'avant-pays nord-pyrénéen alors relativement profond et situé sur la partie frontale des unités nord-pyrénéennes encore en cours de déplacement. Le matériel resédimenté proviendrait de cette zone frontale de chevauchement le long de laquelle du matériel triasique associé à divers lambeaux de série sédimentaire pourrait avoir été expulsé avec l'intervention de processus halocinétiques bien connus dans ce type de contexte tectonique. Ce ou ces complexes tectono-sédimentaires auraient ensuite servi de niveau de décollement tectonique lors de la progression des nappes qui perdure jusqu'à l'Oligocène, voire lors de phénomènes extensifs oligo-miocènes, expliquant ainsi la position structurale actuelle de ces unités chaotiques au front de la chaîne.

e5-7b. Lutétien - Priabonien. Calcaires et marnes de la côte des Basques.

On considérera ici les affleurements situés au-dessus du complexe tectono-sédimentaire d'Illaritz, rattaché au Lutétien supérieur. De nombreux auteurs ont étudié la série éocène de la côte basque, fournissant des attributions stratigraphiques variées et plus ou moins disparates. Par exemple, Boussac (Mathelin & Sztrakos, 1993) y distinguait 4 étages : Lutétien, Auversien, Bartonien, Ludien. Une donnée importante fut la description du nouvel étage Biarritzien. Hottinger & Schaub (1960) choisirent comme stratotype les calcaires de Peyreblanque. Sur la base des *nummulitidae*, Schaub (1981) établit 3 biozones dans les terrains de Biarritz : la zone à *N. brongniarti-N. perforatus* du Biarritzien (calcaires de Peyreblanque et de Gourèpe), la zone à *N. fabianii* du Priabonien (des marnes à pentacrines aux couches de Lou Cachaou) et la zone à *N. fichteli* (Oligocène inférieur, Stampien, des couches de la Villa Belza au sommet de l'Oligocène). De nos jours, le Biarritzien n'est plus considéré que comme un « faciès », inclus dans la partie supérieure du Bartonien. Pour ne rien simplifier, de nombreuses publications (et notices de cartes géologiques) ont utilisé l'acceptation « ancienne » de Bartonien au sens d'Éocène supérieur, alors que c'est maintenant le Priabonien qui est la référence pour cette époque (et le Bartonien s.s. est inclus dans l'Éocène moyen).

Nous reprendrons donc la révision assez récente faite par Mathelin & Sztrakos (1993), puis Sztrakos *et al.* (1998), basée sur le microbenthos et les organismes planctoniques, pour déterminer les âges de la série marine. La Figure 2 donne une synthèse stratigraphique des formations de la côte basque.

La série débute par la Formation des calcaires de Peyreblanque, du Bartonien, de faciès infralittoral, à nummulites, orbitolites, *Alveolina*, discocyclines. On y rattache les rochers de Peyre-qué-Bève, la base de la falaise Handia et les rochers de Gourèpe (ceux-ci très riches en oursins, avec > 45 espèces), l'épaisseur atteignant 90 m.

Au-dessus, s'observe la puissante formation des marnes de la côte des Basques, divisée en plusieurs membres superposés (voir Figure 2). Elle débute au Bartonien avec la falaise d'Handia, la marnière d'Illaritz et la base des falaises de la côte des Basques (incluant les « marnes à

pentacrines » au sein du membre des marnes de la Villa Marbella), et se poursuit au Priabonien, jusqu'aux calcaires de Lou Cachaou inclus. Les faciès des successions marneuses sont de type circalittoral à épibathyal, et on y note des intercalations calcaréo-gréseuses à faunes littorales, liées à des glissements sous-marins. Les dépôts calcaires sommitaux, du Priabonien supérieur, incluant les rochers de Lou Cachaou et la falaise de la perspective Miramar (sur 35 m de puissance), sont très fossilifères (grands foraminifères, mollusques, échinides, algues, coraux...), et de faciès infralittoral, avec accroissement des sables détritiques vers le haut. Ils sont recouverts par les « grès de Biarritz » d'âge rupélien.

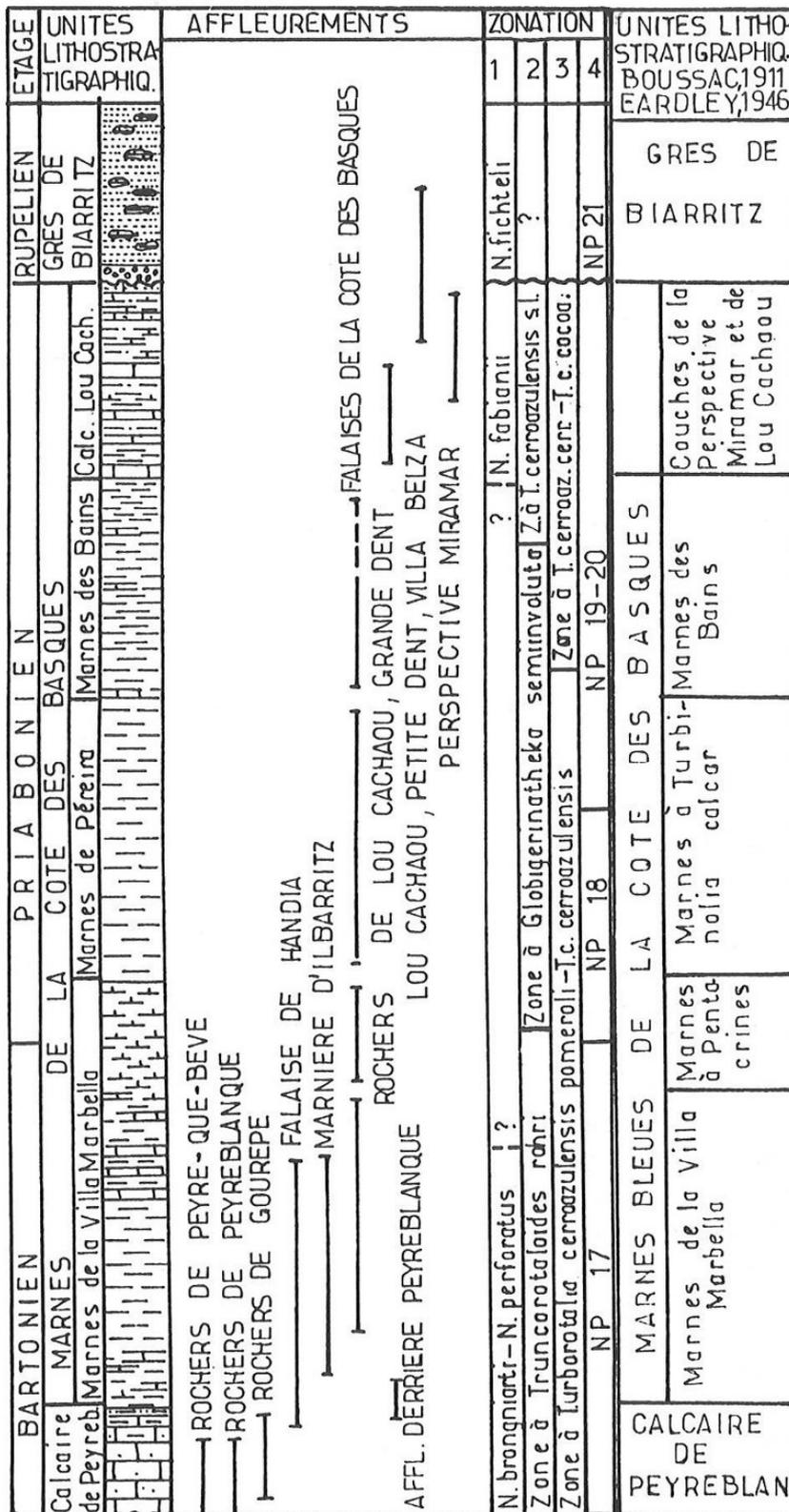


Figure 2 - Stratigraphie des formations tertiaires de la côte basque (d'après Mathelin & Sztrakos, 1993).

3.4.8. Paléocène et Eocène du bassin d'Aquitaine

(Avec les contributions de L. Londeix, B. Cahuzac et J-P. Platel)

A. Altérites d'âge indifférencié (66 - 41 Ma). Argiles verdâtres à brunes à débris de calcaire silicifié, sables argileux et cuirasse ferrallitique.

Les formations altéritiques sont très répandues sur les calcaires mésozoïques du nord de la région, principalement sur les terrains du Crétacé, mais aussi sur les faciès continentaux du Tertiaire, ainsi que sur certains terrains cristallins paléozoïques. Les zones cartographiées ont souvent intégré les colluvionnements issus de ces altérites. Leurs épaisseurs ne dépassent pas quelques mètres mais peut atteindre une cinquantaine de mètres dans des remplissages de dolines effondrées. La plupart ont commencé à se former dès le Paléocène et leur mise place s'est probablement poursuivie pendant le Tertiaire par altération sous la couverture détritique pour se continuer pendant le Quaternaire ancien.

Six grands faciès principaux peuvent être distingués en fonction de leurs lithologies, qui elles-mêmes dérivent du type et de l'âge du substratum.

- Argiles smectitiques verdâtres à brunes à débris de calcaires silicifiés - Cette formation résiduelle d'altération est très répandue sur les assises crayo-marneuses du Campanien supérieur dans la partie nord-occidentale de la Dordogne au nord de la vallée de l'Isle, entre Nanteuil de Bourzac, Razac et Neuvic. Pouvant atteindre plus de 5 mètres d'épaisseur, elles se sont formées par l'altération des terrains campaniens les plus marneux. Des accumulations de pisolites d'oxyde de fer se sont localement développées en leur sein.
- Argiles brun-verdâtre à nombreux silex - Cette formation recouvre tout le centre du département de la Dordogne, entre les vallées de la Dronne, de la Crempse et de la Vézère à l'ouest de Montignac (secteurs entre Brantome, Périgueux, Mussidan, Bergerac, Thenon et Forêt Barade au sud-est). Elle dérive de l'altération des calcaires crayeux à silex du Campanien et de ceux du Santonien, plus riches en silex. Leur épaisseur est très variable : souvent comprise entre 1 à 5 m sur le haut des plateaux, elle atteint plus de 10 à 15 m sur certains versants ou dans les dolines, et dépasse exceptionnellement 40 m comme dans une dépression karstique du secteur de Lacropte. Leur rubéfaction généralisée est due à l'évolution des hydroxydes de fer pendant le Quaternaire. Ces altérites contiennent la plupart des matières premières utilisées par les hommes préhistoriques, dont le "silex du Bergeracois".
- Argiles silto-sableuses brun-rouge à débris de calcaire silicifiés - En Périgord Noir, de part et d'autre de la vallée de la Dordogne (secteurs de Liorac, Saint-Alvère, Audrix, autour de la forêt de la Bessède, Belvès, Villefranche-du-Périgord, Domme), les altérites s'enrichissent en phase quartzreuse, reflétant la nature souvent plus gréseuse du substratum crétacé.
- Sables argileux en Sarladais - Tous les plateaux de la région des terrains crétacés entre les vallées de la Dordogne et de la Vézère, est recouverte par des dépôts peu épais de sables brun-jaune plus ou moins argileux, résultant de l'altération des nombreux faciès gréseux et sableux du Crétacé (surtout Santonien inférieur).
- Sables argileux et arènes sur terrains paléozoïques - Ces altérites n'ont été représentées que lorsqu'elles constituent un épais recouvrement qui rend impossible l'observation du substratum (au nord de Thiviers, Saint-Pardoux, Sarzac, Mialet). Elles sont à dominante sableuse (remaniements d'arènes gneissiques et granitiques), dans une matrice plus ou moins kaolinique. Les éléments grossiers sont surtout quartzeux, provenant de filons ou d'amygdales dans les roches métamorphiques. Elles se mélangent localement avec des colluvions issues de formations fluviales.

- Cuirasse ferrallitique gravillonnaire (Formation de Rouffignac) - La partie supérieure des sables fluviatiles de l'Eocène est localement affectée par une intense ferruginisation (jusqu'à 5 m de puissance). Cette altérite ferrallitique, définie sous le nom de Formation de Rouffignac (Gourdon-Platel *et al.*, 2000), existe surtout entre les vallées du Manoire et de la Vézère (Barade), ainsi que long de la Lède et au nord de Fumel, mais aussi en lambeaux isolés dans le Sarladais (Domme, Archignac). Elle se présente sous deux faciès principaux, aux teneurs moyennes en oxy-hydroxydes de fer jusqu'à 40 % : les gravillons ferrugineux plus ou moins agglomérés entre eux formant une carapace latéritique et les gros blocs métriques de cuirasse gravillonnaire à pisolites écaillés.

Cette altération de type latéritique qui s'est produite à la fin de l'Eocène moyen et au début de l'Eocène supérieur est bien datée par un gisement sus-jacent de mammifères rupéliens, dans la coupe de Fumel, en Lot-et-Garonne. De tels gravillons ferrugineux se retrouvent dans tous les fonds de dolines, sur les causses jurassiques du nord-est de la région (Chavagnac, Nadaillac, sud de l'Auvézère, Tourtoirac, Hautefort), mélangés avec les cuirasses scoriacées anté-yprésiennes.

e1-3. Danien à Thanétien. Calcaires blancs et calcaire dolomités, couche d'Arcet.

Au nord de la ride de Tercis, on retrouve le Danien sous un faciès plus proximal, constitué par des calcaires souvent dolomitiques à oursins du Mur de Bédât (*Echinocorys cotteaui*, *E. pyrenaicus*, *Isaster aquitanicus*, *Micraster tercensis*, *Cyclaster pyriformis*). Dans cette même zone de Tercis, le Thanétien correspond à des calcaires oolithiques présentant des intercalations de marne grise. Les bancs calcaires sont très riches en *Distichoplax*, operculines, discocyclines, alors que les passées marneuses fournissent *Globorotalia velascoensis*.

Le Danien n'est pas représenté au sud de la structure de Saint-Lon, ni dans l'Allochtonne de Bélus. Il est également absent dans les structures diapiriques de Sébastopol et de Magescq. On note l'absence aussi du Thanétien, dans ces mêmes diapirs.

Dans la zone de Louer, Audignon, Garlin, coexistent des calcaires graveleux à rares mollusques, algues et milioles et des calcaires récifaux à polypiers, l'ensemble étant souvent dolomités (couches d'Arcet).

e4-6c. Yprésien à Bartonien (56 - 38 Ma). Formations continentales fluviatiles.

Les dépôts fluviatiles tertiaires couvrent une vaste étendue entre le nord du département de la Gironde (entre Saint-Savin et Bourg/Gironde), le sud de celui de la Dordogne (Double et Landais) et le Fumélois ; ils affleurent de façon plus discontinue dans le reste de la Dordogne (Barade, Bessède, interfluves entre L'Isle et la Côte, etc...). Partout ils déterminent des paysages très peu habités, de forêts assez denses, dominées par les conifères. Autrefois regroupée sous le terme impropre de Sidérolithique à cause de la fréquence de ses faciès rubéfiés, cette puissante série de sables à galets et d'argiles (plus de 150 m) a été découpée en une demi-douzaine d'unités lithostratigraphiques principales, correspondant chacune à une ou plusieurs séquences fluviatiles granodécroissantes (Dubreuilh et Platel, 1980, 1982 ; Dubreuilh, 1987), à partir des études sédimentologiques réalisées dans le bassin d'argiles réfractaires des Charentes.

Les milieux de dépôts de tout cet ensemble correspondaient à diverses parties d'une vaste plaine alluviale avec des systèmes fluviatiles anastomosés, assez mouvants dans le temps à nombreux chenaux sableux, divagant au sein d'étendues de plaine inondable, de milieux palustres, de zones de marécages argileux, voire de mangroves au sud-ouest. Révélés par les associations sporo-polliniques et les cortèges de minéraux argileux, les climats qui régnaient à ces époques étaient chauds et le plus souvent humides ; ils étaient très agressifs pendant le dépôt de la base

de la série (Chateauneuf et al, 1977; Dubreuilh et Platel, 1982), mais ont été plus secs et un peu moins chauds durant l'Eocène supérieur et l'Oligocène (Cavelier, 1979; Dubreuilh, 1987).

- Eocène inférieur (Yprésien inférieur - Sparnacien). L'extrême base du Tertiaire fluviatile affleure très peu, et il n'a surtout été reconnu qu'à la faveur de carrières d'argiles, car ses dépôts sont le plus souvent très lenticulaires et piégés dans les dépressions karstiques. Ce sont les Formations du Ramard et de Bernet au nord-ouest de la Dordogne, de Pombonne et de Mortemart (p.p.) entre Bergerac et Thenon et de Sauteloup et de Cuzorn (p.p.) en Bessède et autour de la Lémance. Puissantes de quelques mètres à 10 m environ, elles sont constituées presque exclusivement d'argiles kaoliniques blanches ou noires très organiques, de sables fins pyriteux à bois fossilisés et de lignites. Ces formations ont été datées par des pollens du Sparnacien (Yprésien inférieur - Chateauneuf et al., 1977) et très localement du Thanétien, par une microflore et un phytoplancton très riches et diversifiés. La Formation de Sauteloup a été le siège d'une diagenèse particulière à accumulation d'halloysite et abondance de cuirasses ferrugineuses scoriacées.

- Eocène inférieur (Yprésien supérieur - Cuisien). L'érosion des reliefs prenant de l'importance, la sédimentation silicoclastique grossière s'installe durablement avec, sur plus de 25 m, le dépôt de séquences à galets, graviers, sables et argiles kaoliniques gris clair à marbrures rougeâtres, dues aux épisodes pédogénétiques en fin de séquence. La phase argileuse toujours kaolinique s'enrichit en illite et/ou en interstratifiés illite-smectites. Ce sont les Formations de Guizengeard au nord-ouest de la Dordogne, de Liorac (p.p.) et de Mortemart (p.p.) entre Bergerac et Thenon et de Saint-Georges et de Cuzorn (p.p.), près des vallées de la Dordogne et de la Lémance. Les associations sporo-polliniques permettent d'attribuer ces formations à l'Eocène inférieur (Cuisien - Yprésien supérieur).

- Eocène moyen (Lutétien - Bartonien). Au dessus, se sont sédimentées les Formations de Beau-Repos au nord-ouest de la Dordogne ; de Liorac (p.p.) et de Limeyrat, entre Bergerac et Thenon, et du Brétou autour de la Lémance et du Lot. Ces formations, fortement discordantes sur tous les dépôts sous-jacents, débutent par des assises silicoclastiques massives résultant du transport d'un important stock de sables grossiers feldspathiques, de graviers et de galets. Leur puissance totale est variable, comprise entre 40 m environ et quelques mètres quand elles sont érodées par les dépôts oligocènes. Plusieurs séquences fluviatiles d'épaisseur unitaire autour de 10 à 15 m peuvent être distinguées, débutant le plus souvent par des chenaux à gros galets siliceux (pouvant atteindre 15 à 20 cm). Les sables grossiers à faible matrice d'argile vert-pâle sont le dépôt principal. La partie supérieure des séquences est constituée d'argiles sableuses feldspathiques vertes (à marmorisations rougeâtres pédogénétiques), dans lesquelles l'illite et les smectites prennent de plus en plus d'importance. Des niveaux silicifiés secondairement, appelés "grisons", de couleur généralement gris verdâtre, se sont indurés au sein de ces formations. L'attribution de ces formations au Lutétien a été faite d'après les corrélations avec le domaine sud-charentais, où des associations polliniques, d'environnement de mangroves, datant du passage Cuisien supérieur-Lutétien inférieur ont été recueillies juste en dessous ; leur dépôt aurait donc probablement débuté au Lutétien moyen (Dubreuilh, 1987).

e5-6. Lutétien - Bartonien. Calcaires à nummulites et marnes à microfaunes.

Aquitaine septentrionale

En Aquitaine septentrionale, l'Eocène moyen marin est uniquement représenté par les formations de Blaye et de Couquèques, son équivalent latéral (Figure 3) qui offre d'assez mauvaises conditions d'affleurement.

La Formation de Blaye, ou calcaire de Blaye, affleure uniquement sur la rive droite de la Gironde. Il s'agit de calcaires riches en miliolites contenant des macrofossiles, en plus ou moins grande quantité, et où s'intercalent parfois des bancs plus argileux. Ces calcaires renferment une riche faune d'échinodermes parmi lesquels *Echinolampas burdigalensis* et *Echinolampas stellifera* sont particulièrement bien représentés (Chavanon, 1974). Abondamment exploité à Blaye, ce calcaire n'est plus visible qu'à l'ancienne carrière de l'Octroi, aujourd'hui très difficilement accessible, et en bordure de Gironde, au pied des remparts de la citadelle. L'ancienne carrière de la citadelle, qui permettait de voir la base de cette formation, est entièrement comblée depuis le milieu du XX^{ème} siècle. L'âge de cette formation a longtemps été sujet à débat : Lutétien pour certains (Fabre, 1939 ; Pomerol, 1973 ; Cavelier, 1976), il semblerait que seules les couches basâtes de la coupe de la citadelle (2 m environ) appartiennent à l'Éocène moyen et que le reste, placé en dessus, avec son conglomérat à côtes d'*Eotherium* doit être rapporté à l'Éocène supérieur (Veillon & Vigneaux, 1961 ; Sztrákos et al., 1998 ; Pacaud & Ledon, 2010). La multiplicité des thèmes cycliques observables au sein de cette formation dénote l'influence sur ces dépôts de la proximité d'un littoral instable à cette époque (Mouline, 1977).

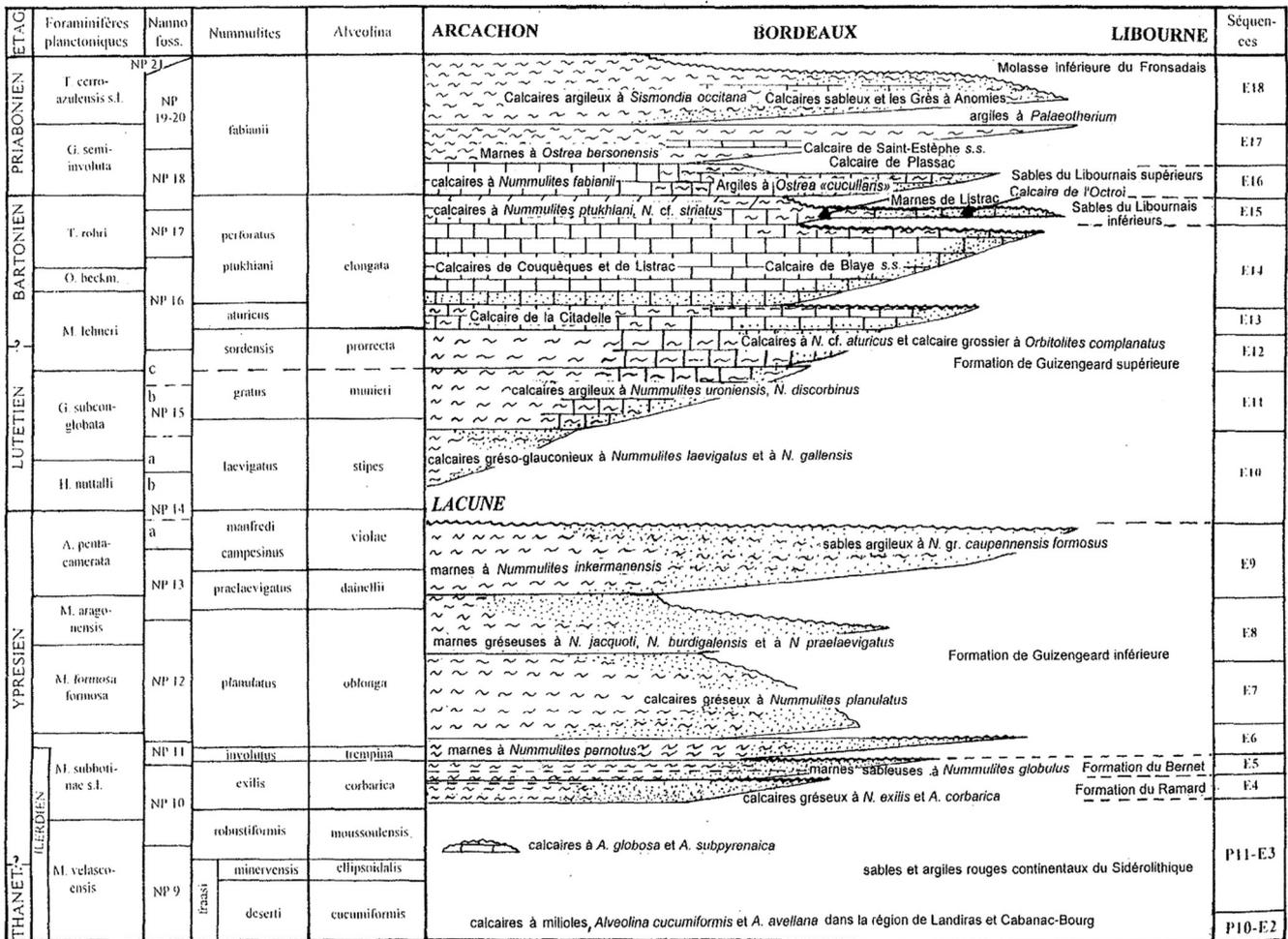


Figure 3 - Corrélation des formations éocènes et de leurs membres en Aquitaine septentrionale accompagnée de l'interprétation séquentielle (Sztrákos et al., 1998).

Les formations continentales et les hiatus d'érosion ou de non-dépôt ne sont pas figurés.

Aquitaine méridionale

La stratigraphie de l'Éocène moyen sud-aquitain est fort complexe à établir finement, en raison des nombreux faciès imbriqués, qui se sont développés en fonction du cadre structural évolutif ; en raison des mouvements tectoniques, souvent intenses ayant affecté par la suite les séries sédimentées et ayant entraîné des érosions notables ; en raison aussi du fait que les auteurs ont adopté des coupures ou datations hétérogènes, voire contradictoires. La Figure 4 rassemble les conceptions actuelles du Paléogène régional, après révisions microfauniques et tentatives de corrélations avec des forages profonds où les séquences sont censées être plus complètes et superposées (Sztrakos et al., 1997, 1998) ; on y voit bien les nombreuses variations latérales de faciès, en particulier dans le domaine de plate-forme, et le passage aux formations détritiques continentales vers l'est. On consultera aussi Daguin (1948), Boulanger (1968), les notices des cartes géologiques (dont celles de Dax et Saint-Vincent-de-Tyrosse) pour plus de détails.

Le sillon pré-pyrénéen, vestige d'un golfe profond au Crétacé supérieur, s'est poursuivi au Paléocène et au-delà, en Aquitaine méridionale. Pendant l'Éocène moyen, ce sillon subsident, et donc le centre de dépôt, se sont déplacés vers le nord-ouest et une sédimentation marneuse profonde à microfaune planctonique a atteint une épaisseur de 1 000 m dans la région de la basse vallée de l'Adour (marnes de Gascon et de Miretrain, sommet des marnes de Donzacq). En Chalosse, en pays des gaves, ou en Seignanx, se déposent des formations carbonatées très fossilifères et tropicales, d'origine plus néritique ; on peut citer :

- Calcaires de Nousse, d'Aspremont au Lutétien,
- Calcaires de la Fontaine de la Médaille, de Brassempouy (incluant les dépôts bioclastiques de Pédail à Horsarrieu), de Peyreblanque, marno-calcaires de Saint-Barthélémy, base des calcaires de Siest et des couches de Cauneille, au Bartonien.

Pour Sztrakos *et al.* (1998), pas moins de six séquences de dépôts peuvent être distinguées (E10 à E15) à l'Éocène moyen. Dans ces diverses couches néritiques, qui témoignent partout d'un climat tropical et de conditions de mer franche et ouverte, l'abondance des grands foraminifères benthiques (thermophiles), en corrélation avec les associations planctoniques chaque fois que possible, a permis de bons calages chronologiques : les nummulitidés, alvéolines, orthophragmines définissent des biozonations de grand intérêt.

Une coupe représentative est celle d'Angoumé, à l'ouest - sud-ouest de Dax. Située sur le rebord nord de la ride diapirique de Tercis, elle a enregistré les phases successives de la structuration de l'avant-pays pyrénéen. Un bassin bathyal s'y est développé au Lutétien, avec jusqu'à 1 000 m environ de tranche d'eau (marnes de Miretrain), puis un comblement progressif a eu lieu, jusqu'à des environnements de plate-forme calcaire au Bartonien (très riches en faunes) : l'étude de plusieurs groupes de fossiles (crinoïdes pédonculés, microbenthos, plancton, oursins, sélaciens...) a permis d'en retracer les grandes modalités (Roman & Cahuzac, 1992 ; Roux *et al.*, 2006).

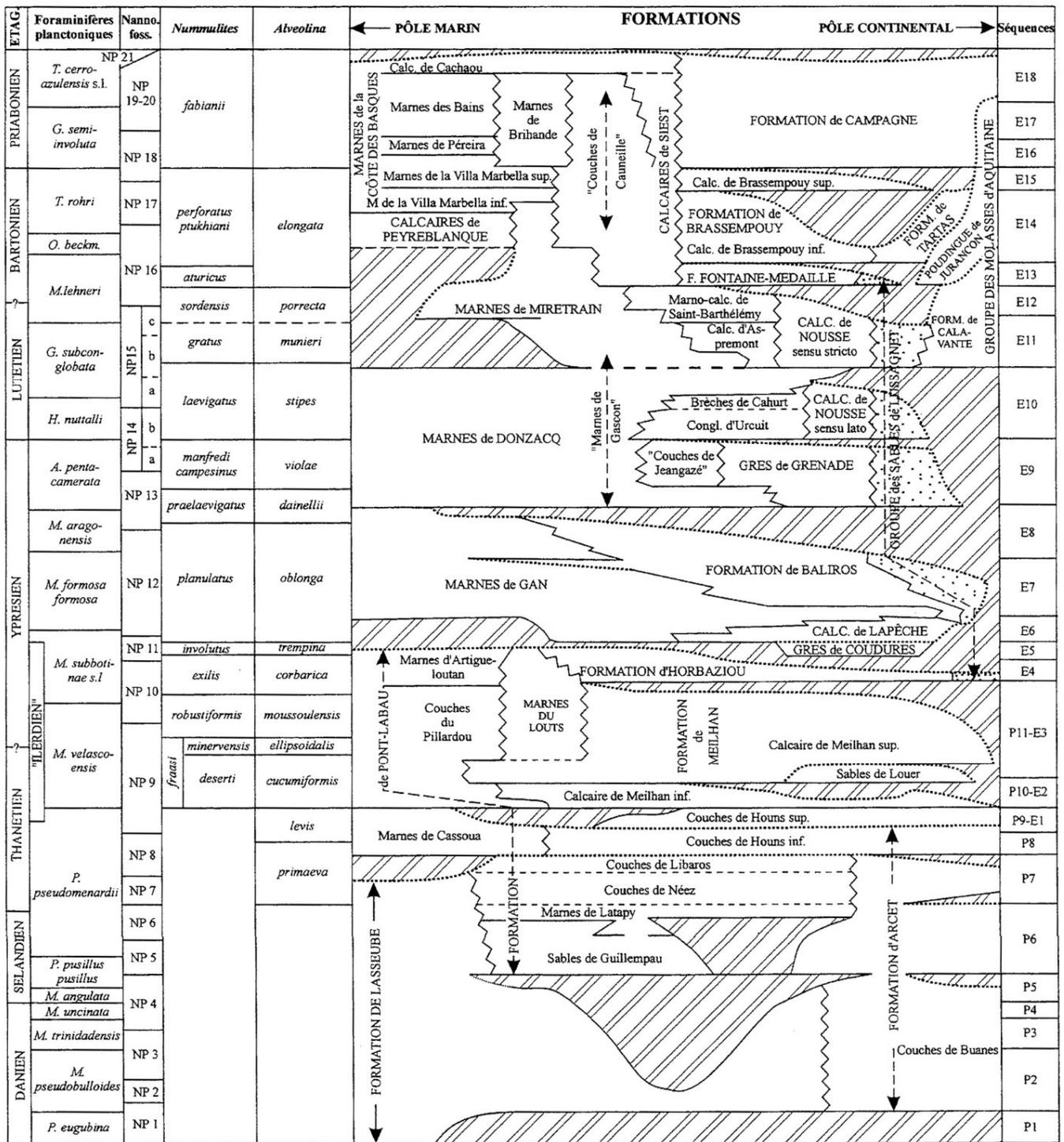


Figure 4 - Stratigraphie des formations paléocènes et éocènes en Aquitaine méridionale (d'après Sztrakos et al., 1997, 1998, légèrement modifié in Nolf et al., 2002).

e7. Priabonien. Calcaires et marnes

Aquitaine septentrionale

Le Priabonien marin n'y affleure que dans le Médoc et plus modestement dans le Blayais. La variabilité latérale et verticale des faciès dénote les nombreuses fluctuations du niveau marin autour de points hauts comme le dôme de Couquèques.

Nettement transgressive, la Formation de Saint-Estèphe s.l. comprend un ensemble de dépôts à dominance très largement carbonatée. Elle est parfois subdivisée en une phase initiale, illustrée par le « calcaire de Bégadan » (1 à 3 m de calcaire à pâte fine, très dur, jaunâtre ou rosé), le « calcaire de Saint-Yzans » (environ 5 m de calcarénites à miliolites et petits orbitolites parfois associé à des débris de bryozoaires ou de polypiers), puis le « calcaire de Saint-Estèphe » s.s. Ce dernier, d'une épaisseur de l'ordre de 8 m, montre une alternance de calcaires argileux jaunâtres à blanchâtres, à stratification noduleuse et des niveaux marneux blanchâtres. La faune, abondante et variée, comprend notamment des orbitolites de grande taille et nombreux lamellibranches, parmi lesquels le genre *Gonocardium* est particulièrement représenté (Dubreuilh *et al.*, 1973).

L'Éocène supérieur terminal est représenté par les « calcaires argileux et marnes à *Sismondia occitana* » s. str. (4 à 10 m) et des « marnes à *Ostrea bersonensis* » qui témoignent des manifestations régressives qui vont affecter tout le nord de l'Aquitaine.

Aquitaine méridionale

En Aquitaine méridionale, succédant à la régression fini-bartonienne, la mer priabonienne tend à se redévelopper vers l'est au cours du Priabonien inférieur (zones P 15, NP 18, début de la zone à *Nummulites fabianii*), mais cette extension est freinée par l'importance des apports continentaux pyrénéens dans le bassin. Dans ce contexte, en Aquitaine méridionale, la plate-forme marine occupe une aire réduite entre les dépôts de la troisième unité du poudingue de Palassou (poudingue de Jurançon) et les dépôts marins francs, plus ou moins profonds (marnes de Brihande passant vers l'ouest aux marnes de Pereira [= marnes à pentacrines auct.] à Biarritz). Des dépôts de plate-forme (calcaires gréseux et/ou conglomératiques à *Nummulites fabianii*) sont connus par exemple à l'ouest d'Orthez (Saint-Cricq-du-Gave, Sorde). Plus au nord, dans le synclinal du Bassecq (entre l'anticlinal de Saint-Lon et la ride de Tercis), les molasses du Bartonien supérieur sont surmontées par des dépôts marins (calcaires et marnes type Brihande, à nummulites) du Priabonien inférieur, alors que dans le synclinal de Hinx, les couches à *Nummulites striatus* (Bartonien terminal) sont surmontées par des conglomérats et molasses continentaux.

Dans l'ensemble de l'Éocène supérieur sud-aquitain, trois séquences de dépôt sont distinguées par Sztrakos *et al.* (1998) : E16 à E18. Ces auteurs incluent le membre des marnes de Brihande (Landes : Siest, Saint-Lon) au sein de la Formation des marnes de la côte des Basques (Pyrénées-Atlantiques : région de Biarritz ; voir *supra*) ; ce membre landais se rattachant aux termes supérieurs de la Formation basque (marnes de Pereira et marne des Bains), et présentant un faciès beaucoup moins profond (de type circalittoral).

Une bonne coupe de ce membre de Brihande s'observe le long du ruisseau de Lespontes à Saint-Lon, sur plus de 50 m de puissance ; les marnes (finement sableuses) y sont prédominantes, avec en intercalation de petits lits carbonatés indurés. Par ailleurs, les marnes de Brihande admettent souvent des niveaux calcaires, et on passe latéralement aux « calcaires à chapmanines de Siest » (Kieken & Thibault, 1975) : formation infralittorale à nummulitidés et discocyclines. Vers le nord, le Priabonien marin, de faciès marneux profond, est connu dans les

forages de Sébastopol (Saint-Paul-lès-Dax) sur 440 m, Gourbéra sur 390 m, Pouillon sur 70 m, et vers l'ouest à Soustons sur 120 m.

e7c. Priabonien (38 - 34 Ma). Formations continentales fluviatiles, latéritique, molassiques et calcaires lacustres.

Cette période voit l'extension d'une sédimentation fluviatile plus fine en bordure nord-orientale des formations molassiques qu'elle alimente en phase quartzo-felspathique. Elle correspond à la partie inférieure de la Formation de Boisbretreau au nord-ouest de la Dordogne et en Bergeracois et passe latéralement vers le sud-est jusqu'à la vallée du Lot aux latérites de celle de Rouffignac (décrite avec les Altérites indifférenciées). Sur 10 à 20 m se sont déposés des sables argileux brunifiés à rares petits galets. La partie supérieure de la formation est constituée le plus généralement par des argiles silteuses gris-beige à taches ocre d'oxydation. Les smectites deviennent dominantes dans le cortège argileux. Différentes corrélations réalisées avec les régions de la Double occidentale et du Landais (Dubreuilh, 1984, 1987) ont permis d'attribuer cette partie de la formation à l'Eocène supérieur. L'essentiel des dépôts résulte du remaniement d'altérites formées sur la bordure périgourdine à la fin de l'Eocène moyen (Formation de Rouffignac), et se situe stratigraphiquement entre la Formation des Argiles à *Palaeotherium* datées du Priabonien inférieur et les Molasses du Fronsadais inférieures et moyennes appartenant au Priabonien supérieur (Dubreuilh, 1982, 1987).

Plus au sud-ouest et correspondant aux dépôts du début de l'érosion de la chaîne pyrénéenne, la base des terrains molassiques est constituée par deux formations superposées, les "Molasses inférieures" et les "Argiles à *Palaeotherium*" qui affleurent notamment bien le long de la vallée de la Dordogne. Elles sont surmontées par un ensemble de formations lacustres isolées mais plus ou moins synchrones, les Calcaires des Ondes, de Saint-Cernin, de Sainte-Croix-de-Beaumont, de Langlès, de Saint-Naixent, etc.

Molasses inférieures - Ces argiles silteuses à sableuses plus ou moins carbonatées beige à jaunâtre à chenaux sableux (plus de 100 m de puissance) sont affectées de fréquentes marmorisations liées à des épisodes de pédogenèse. L'âge des dépôts affleurants est contraint par celui des argiles à *Palaeotherium* sus-jacentes du Ludien inférieur. Quant à l'âge de leur base, il subsiste une certaine imprécision, les seules datations résultant des corrélations de faciès établies à partir des événements majeurs reconnus. Il semble cependant que ces dépôts aient débuté vers la fin de l'Eocène moyen probablement au cours du Marinésien sur l'ensemble de la région Nord Aquitaine (Dubreuilh, 1987).

Argiles à *Palaeotherium* - Au-dessus s'est déposée une assise plus argileuse qui affleure tout au long du flanc du coteau de la vallée de la Dordogne entre Lanquais et Vélignes et dans le fond des petites vallées affluentes près de Sainte-Foy (Seignal, Soulèze, Durèze, par exemple). La formation a une puissance d'au moins 20 m dans ce secteur. A l'affleurement, la meilleure coupe est située sous le château de Baby (Pont-de-Beauze). Sa base est constituée par 12 m d'argiles silteuses carbonatées versicolores, surmontées localement d'un chenal sableux (5 m) et terminées par 3 à 4 m d'argiles silteuses carbonatées gris-bleu à marbrures rougeâtres. La phase argileuse est dominée par les smectites et il y existe localement des argiles fibreuses.

Cet ensemble Molasses inférieures - Argiles à *Palaeotherium* a été daté par des faunes de mammifères recueillies à la partie sommitale des dépôts. A Baby, dans un horizon sablo-gréseux basal existent *Palaeotherium magnum stehlini* et *Xiphodon intermedium*, d'âge Ludien inférieur. Il semble que le sommet de la formation des Argiles à *Palaeotherium* ne puisse être plus récent que la partie moyenne du Priabonien.

Calcaires lacustres des Ondes, Saint-Cernin, Sainte-Croix-de-Beaumont, Langlès, Saint-Néxant - Ce niveau calcaire, bien développé dans la vallée du Lot, où se trouve la localité type des Ondes, est constitué de calcaires micritiques légèrement crayeux blancs à beige, à microbréchifications et bird-eyes, affectés localement de marbrures rosâtres, qui se chargent par endroits de grains de quartz, près de la vallée du Lot. Leur puissance est comprise entre 5 et 10 m. Plusieurs gisements de mammifères, près de Villeréal et de Fumel, ont livré entre autres *Palaeotherium magnum girundicum*, *P. medium medium*, *P. crassum crassum*, *P. curtum villerealense* du Ludien moyen (Ringeade, 1987 ; Platel, Dubreuilh, 1983; Dubreuilh *et al.*, 1983). Ce calcaire lacustre se réduit d'épaisseur dans le secteur de Bergerac et de Sainte-Foy, où il est affecté par une silicification intense donnant naissance à des meulières massives (Sigoules, Bridoire, par exemple).

e-m(M). Eocène à Miocène (38-16 Ma). Formations continentales molassiques indifférenciées.

Le long de l'Adour, en Chalosse et dans l'avant-pays pyrénéen, les séries molassiques monotones, dont l'épaisseur reconnue en sondage est considérable (parfois plus de 500 m), ont été cartographiées de façon compréhensive, car leur datation précise est impossible par manque de repère paléontologique. L'âge de la base locale à l'affleurement est très variable, déduite quand c'est possible de leur superposition à des formations marines datées. C'est pourquoi elles sont attribuées à une large série stratigraphique allant de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur (Burdigalien) ; il n'est d'ailleurs pas impossible que leur sédimentation ait débuté à la fin de l'Eocène moyen (Bartonien), comme on peut le supposer des données de certains grands sondages pétroliers. Par exemple, à la limite des Landes et du Gers, les calcaires marins aquitaniens et rupéliens ne se sont pas déposés et il devient très difficile de séparer les molasses éocènes de celles de l'Oligo-Miocène ; ainsi à Barbotan, le forage de l'Uby (09268X0055) a traversé 465 m de série molassique, avec plusieurs intercalations de calcaires lacustres ou palustres, sans pouvoir préciser lequel est à rapporter à des équivalents latéraux des calcaires aquitaniens de Saint-Avit ou des calcaires gréseux du Moulin de Batan.

Ces molasses sont des alternances de marnes et argiles jaunâtres bariolées, à marbrures rouges ou grises, admettant quelques passées détritiques plus grossières vers la base (sables à graviers parfois). Des cristaux de gypse ou d'anhydrite y sont assez abondants dans la moitié supérieure. Leur épaisseur importante (200 m environ à Lacquy et à Losse) se réduit considérablement à quelques dizaines de mètres en se dirigeant vers les grandes structures anticlinales toutes proches (Roquefort, Créon, etc.).

e-m(Ju). Eocène à Miocène (38 - 16 Ma). Poudingues de Jurançon.

Au nord des reliefs pyrénéens, une importante série détritique consolidée de piémont s'est déposée : la Formation des Poudingues de Jurançon, peu inclinée, qui succède en discordance sur celle des Poudingues de Palassou de l'Eocène, très redressés. La formation affleure largement entre Pau et Gan et entre Artigelouve et Viellesegure et s'étend vers le nord jusqu'au Luy-de-Béarn. Elle est constituée d'une alternance de gros galets, de molasse et de marnes et très localement de petits bancs calcaires. Les éléments roulés proviennent surtout de l'érosion des flyschs cénono-turonien et sénonien, des calcaires daniens, parfois des calcaires yprésiens à nummulites, mais aussi des terrains paléozoïques avec de rares galets de quartz, de quartzites et des ophites décomposées. Les poudingues dominent largement sur les deux axes Gan-Jurançon et Cardesse-Lahourcade ; autour de la direction Lasseube-Arbus et Tarsacq, la formation est par contre surtout constituée par des marnes et des argiles carbonatées passant progressivement, par réduction, des éléments grossiers aux molasses cartographiées en e-m(M).

Après avoir été initialement attribués au Miocène, l'âge de ces poudingues a été vieilli jusqu'à l'Eocène supérieur (Boulanger, 1968 ; Hourdebaigt, 1988) et leur dépôt a été considéré comme synchrone avec l'unité supérieure des Poudingues de Palassou (Crochet, 1991). Des dépôts de plate-forme marine priabonienne, grès et conglomérats à *Nummulites fabianii*, sont en effet connus à l'ouest d'Orthez (Saint-Cricq, Sordes) en continuité latérale aux Poudingues de Jurançon, qui à Bellocq surmontent en discordance les Calcaires de Brassempouy du Bartonien supérieur (zone à *Nummulites perforatus*).

e7-g1c. Eocène supérieur à Rupélien inférieur (38 - 31 Ma). Molasse du Fronsadais et formations lacustres d'Issigeac et de Castillon.

Dans la série molassique qui affleure sur une très vaste surface depuis le nord de la Gironde jusqu'à l'Agenais et la région de Fumel, des paléoenvironnements variés se sont succédés : plaine deltaïque marécageuse alimentée par les matériaux argilo-sableux venant du nord-est, lacs à dépôts carbonatés, tels ceux d'Issigeac (Eocène) et de Castillon (Rupélien inférieur) recouvrant la totalité du secteur. Cinq formations principales ont été distinguées depuis le 19^{ème} siècle (Dubreuilh, 1987 ; Capdeville, 1987).

Molasse du Fronsadais inférieure - A la base de la Formation du Fronsadais, existe un premier membre, épais de 12 m environ où dominant les argiles carbonatées silteuses plus ou moins grumeleuses, vert-jaune, de plaine d'inondation, interstratifiées de chenaux sablo-graveleux carbonatés. Ce membre a été daté de la base du Ludien supérieur grâce à un gisement de *Palaeotherium crassum crassum* près du Fleix dans la vallée de la Dordogne (Ringead, 1987 ; Dubreuilh et al., 1994).

Calcaire d'Issigeac - Un second niveau de calcaire lacustre blanc qui s'étend largement sur les plateaux à l'est d'Eymet, affleure aussi de façon très discontinue près de Duras dans le fond des vallées affluents du Dropt (Dourdèze, Dousset, Malromé). Sa puissance maximale est de 10 m environ. Ce calcaire micritique, microbréchifié à bird-eyes, quelquefois surmonté de marnes beige-rosé, peut être localement en partie silicifié sous forme de meulière grisâtre à brune en petits rognons. Dans le secteur de Sainte-Foy-la-Grande, ce niveau renferme un riche gisement à petits mammifères ("Baby II") permettant de dater ce calcaire d'une époque comparable à celle de la zone d'Escamps (Montmartre) du Ludien supérieur récent (Ringead, 1987).

Molasse du Fronsadais moyenne - Avec une puissance de 15 m environ, le membre moyen est principalement constitué d'argiles silteuses carbonatées, vert-pâle à jaune, à marbrures ocre, surmontant localement des sables grossiers à moyens, souvent cimentés en grès. Des assises métriques de marnes, parfois de calcaire marneux rosé peuvent s'interstratifier. Les dernières assises sont toujours nettement argileuses et la plupart des tuileries du secteur de Duras - Sainte-Foy y ont extrait leur matière première. Des horizons contenant des bancs de gypse y sont interstratifiés à la limite de la Dordogne et du Lot-et-Garonne (Sainte-Sabine, Dubreuilh et al., 1983), attestant d'environnement de sabkha à la fin de l'Eocène, que l'on retrouve en sondage plus à l'ouest.

Molasse du Fronsadais supérieure - Les Molasses du Fronsadais se terminent par une assise constante de sables et de grès grossier, gris à vert foncé, riches en feldspaths et muscovite, à fréquentes stratifications obliques témoignant de la généralisation des environnements de chenaux dans la plaine deltaïque au début de l'Oligocène. Ces sables surmontent localement un conglomérat en base des chenaux avec brèche ossifère roulée (comme dans la vallée du Dropt à Verbois). Le gisement de vertébrés fossiles de Soumaille (Pardaillan) a permis d'établir l'âge de cette partie supérieure de la Molasse du Fronsadais ; un squelette entier du félin *Eusmilus bidentatus ringeadei*, de nombreuses dents de rongeurs et *Palaeotherium medium suevicum* y ont été recueillis, datant cet horizon de la base de l'Oligocène inférieur (Ringead, 1987).

Calcaire et argiles de Castillon - C'est la formation lacustre la plus étendue du nord de l'Aquitaine, définie sur la rive droite de la Dordogne dans les falaises calcaires qui dominent Castillon-la-Bataille et s'étendant en continu dans toute la Dordogne et le Lot-et-Garonne, jusqu'à la vallée du Lot. L'épaisseur totale de cette formation est de 10 m en moyenne. A la base se sont souvent déposées des argiles vertes carbonatées à nodules calcaires, mais c'est le sommet de la formation qui structure véritablement les reliefs. Souvent affecté de petites cavités de dissolution karstique, il est constitué par un calcaire lacustre micritique, blanc grisâtre à beige rosé, caractérisés par l'abondance des bird-eyes et des niveaux de microbréchification. La discontinuité sommitale peut se traduire par un niveau pédogénétique ou par une silicification en meulière.

Molasses de Lacaussade et Calcaire de Margueron - En Lot-et-Garonne, une nouvelle séquence lacustre de puissance comparable débute généralement par une assise de marnes grises à blanches, d'argiles carbonatées plastiques verdâtres ou de molasses sablo-argileuses, jauneverd (Molasse de Lacaussade). Elle se termine par un niveau plus calcaire, souvent en petits bancs, plus ou moins argileux gris-beige, qui existe aussi tout à l'est en se réduisant : le Calcaire de Jean-Blanc (Platel, 1983 ; Platel et Karnay, 1996).

Marnes à huîtres - Par endroits, les calcaires lacustres sont surmontés par un niveau discontinu de marnes vertes plus ou moins silteuses (jusqu'à 3 m), déposées en milieu marin margino-littoral. Elles contiennent des fins débris de mollusques (Pectinidés, gastéropodes), d'échinides et de foraminifères ; localement existent des lumachelles à grosses *Crassostrea longirostris* abondantes.

3.4.9. Oligocène

(Avec les contributions de L. Londeix, B. Cahuzac et J-P. Platel)

g1. Rupélien. Formations marines du Rupélien.

Aquitaine septentrionale

Au nord de ce secteur, le passage de l'Éocène à l'Oligocène est très difficile à cerner, car il se réalise au sein d'une intrication de faciès continentaux et laguno-marins. Il semble néanmoins que les plus anciennes incursions marines du Rupélien correspondent aux marnes marines à laguno-marines de Andreieff & Marionnaud (1972), voire aux marnes à anomies ou aux marnes de Bel-Air, anciennement rattachées au "Sannoisien" (Pratviel, 1972 ; Sztrákos & Steurbaut, 2017). Ces formations n'affleurent que dans le Nord-Médoc et passent latéralement vers l'est et le sud-est aux Molasses du Fronsadais, continentales, et localement au Calcaire de Castillon, lacustre.

Une transgression marine majeure vient recouvrir l'ensemble de la plate-forme nord-aquitaine qui étend considérablement son influence en direction du nord et de l'est. Trois phases successives se distinguent (Pratviel, 1972 ; Gayet, 1985), anciennement associées au "Stampien" :

- la phase inférieure est marquée par des argiles à miliolidés et faciès saumâtres dans les zones synclinales ;
- durant la phase médiane, s'élabore une zone de type plate-forme carbonatée, protégée mais plus ouverte aux influences océaniques. Ponctuellement, se développent de petits récifs coralliens et algaires (mélobésiées) ;
- la phase supérieure, plus marine, correspond au déplacement de la zone barrière vers l'est et au dépôt de faciès littoraux (Alvinerie, 1977, 1978).

Les phases les plus marines (médiane et supérieure) conduisent au dépôt du calcaire à Astéries (Delbos, 1847), caractérisé par des biocalcarénites à *Turbo parkinsoni*, *Ampullina crassatina* et localement d'abondants osselets d'astéries. Affleurant en de multiples endroits de l'Aquitaine septentrionale et particulièrement dans la région de Bourg-sur-Gironde et l'Entre-Deux-Mers, cette formation est également connue sous le nom de « calcaire de Bourg », « pierre de Bordeaux », « pierre de Frontenac » etc. La puissance totale de cette formation est de l'ordre de 50 m. Cette transgression est limitée dans le Médoc septentrional, le Libournais et l'Agenais par les dépôts continentaux des Molasses de l'Agenais (Vigneaux, 1975).

La régression de la fin de l'Oligocène (Chattien) est illustrée par l'apparition d'argiles verdâtres noduleuses fluviatiles et de calcaires lacustres.

Aquitaine méridionale

Dans le sud-aquitain, la mer rupélienne est largement transgressive vers l'est. Les affleurements correspondants s'observent sur les bordures des dômes anticlinaux déjà émergés. Les faciès sont très variés, tropicaux, partout de type littoral, et en général bien fossilifères, avec de grandes variations latérales d'hydrodynamisme et de lithologie : calcaires plus ou moins sableux, marnes, sables carbonatés, dépôts récifaux... Cet Oligocène inférieur repose fréquemment en discordance sur des termes d'âge éocène varié, dénotant une importante érosion antérieure.

Par exemple, sur le pourtour de la structure de Louer au sud de l'Adour, le Rupélien est transgressif sur l'Éocène inférieur. Du côté nord du dôme (Gousse, Cassen), le Tuc de Saumon forme une barre bien visible en topographie, constituant ici un ensemble récifal assez bien conservé. Il s'agissait d'un récif frangeant adossé à une île. L'ensemble de la coupe atteint une vingtaine de mètres (Boulanger *et al.*, 1970 ; Platel, 1990). Dans la carrière Conte (partie inférieure), sont exposés des calcaires crayeux bioclastiques, localement très riches en grosses colonies coralliennes, algues, mollusques, microfaunes marines. La séquence passe au-dessus à des faciès plus détritiques, sableux : carrières de Petit, Lemarque... Vers l'est, des calcaires plus ou moins indurés, rognonneux ou en plaquettes, et à stratifications obliques, témoignent de la disparition de l'environnement récifal et de l'augmentation des apports terrigènes. Ils sont riches en grands foraminifères comme *Nummulites fichteli*, *Halkyardia minima*, avec des lépidocyclines (*Eulepidina formosoides*). Le sommet de la coupe est formé d'une marne sableuse pétrie de petites huîtres (*Ostrea cyathula*), indiquant des conditions lagunaires.

Sur le périclinal nord-ouest du dôme d'Audignon, les « grès de Mugron » sont bien affleurants : il s'agit de calcaires sableux qui ont été largement exploités en carrières pour la construction (de maisons, ponts, monuments...) dans cette région. Les faciès y sont variés et de milieux agités : calcaires fins roux à gris-bleu à bioturbations, ou à coraux, mollusques et abondantes *Operculina complanata*, souvent à litages obliques, parfois dépôts grossiers à galets ou graviers, ou sables meubles détritiques... Entre les structures de Louer et d'Audignon, le petit synclinal du Louts fut occupé par la mer en une sorte de baie où se sont déposés des marnes à microfaunes et des calcaires (Lahosse, Lourquen) (Poignant, 1967 ; Cahuzac, 1980). Le Rupélien est aussi connu au nord de l'anticlinal d'Audignon (à Montaut : conglomérats et sables surmontant le Danien). Loin vers le nord-est, le Rupélien calcaire et de type récifal s'observe autour de l'anticlinal crétacé de Roquefort (moulin de Batan).

Vers l'ouest, entre le diapir de Dax et le dôme de Louer, la mer occupait le synclinal de Hinx-Pomarez, laissant (au-dessus de molasses continentales) des dépôts littoraux variés de calcaires, marnes ou faluns, comme au célèbre site de Gaas, très connu pour ses riches faunes de mollusques, coraux, foraminifères (*Nummulites fichteli*, *Bullalveolina bulloides*), etc : les « marnes de Cadaugade » se rattachent à cet ensemble. Les « grès de Donzacq », au sud du

diapir de Bastennes, indiquent des milieux côtiers, détritiques et agités, et un bras de mer assez étroit, reconnu en forage, se développait vers l'est.

Les structures de Dax et Tercis sont aussi bordées de Rupélien marin. Il est à noter que dans la coupe de Lesperon au nord de Tercis, les couches oligocènes, discordantes sur des marnes yprésiennes, sont affectées de pendages d'environ 40°, témoignant de la phase tectonique oligocène (Daguin, 1948 ; Gély & Sztrakos, 2000) ; des pendages de 60° à Thétieu et de 20° à Bastennes sont aussi relevés. Dans le Bas-Adour et la Côte Basque, des calcaires sableux (à « grès »), souvent indurés, très riches en nummulites (*N. fichteli*, *N. vascus*), affleurent largement, notamment entre Biarritz et Bayonne (Chambre d'Amour, Rocher de la Vierge, Port-des-Pêcheurs, Atalaye) : ils contiennent des échinides variés, dont *Eupatagus ornatus* et *Schizaster spp.* Vers la base de l'Oligocène, la sédimentation est détritique, comme dans les « Sables d'Yrieu » en Seignanx.

Plus au nord-ouest sur la façade atlantique, les forages pétroliers ont traversé des séries de faciès bathyaux, fortement subsidentes. La base de l'Oligocène peut s'enfoncer jusqu'à près de - 1 200 m, et les puissances de marnes pélagiques atteignent 800 m dans le bassin de Léon-Frouas. Sur la plate-forme centre-aquitaine, les épaisseurs sont moindres, de l'ordre de 100 à 200 m localement, mais variables en fonction des rides profondes affectant le substratum.

g1-2c. Rupélien supérieur à Chattien indifférencié (31 - 23 Ma). Formations fluviatiles, Molasses de l'Agenais et calcaires lacustres.

Au nord-est, plusieurs séquences fluviatiles pouvant représenter plus de 30 m de dépôts se sont ensuite superposées dans la plaine deltaïque, correspondant aux membres moyen et supérieur de la Formation de Boisbreteau, au nord-ouest de la Dordogne, aux Formations de Saint-Jean-de-Côle et de La Garde, au sud-ouest de Thiviers et de la Bessède. Elles sont constituées de dépôts grossiers à galets de quartz et de quartzites blanc laiteux emballés dans une matrice argilo-feldspathique, vert pâle. Les séquences passent progressivement vers le sommet à des argiles smectitiques compactes vertes, qui deviennent prépondérantes dans le plateau de la Bessède. Cette partie supérieure de la Formation de Boisbreteau a été attribuée au Rupélien et au Chattien, par suite de son interstratification dans le nord de la Gironde et en Bergeracois avec les formations des domaines fluvio-lacustre et marin (Molasses du Fronsadais et de l'Agenais, Calcaire de Castillon, Calcaire à Astéries - Dubreuilh, 1982a, 1987).

Plus au centre du bassin, la sédimentation continentale fluvio-lacustre s'est poursuivie sur tout le nord de l'Aquitaine avec le dépôt de la puissante Formation des Molasses de l'Agenais, découpées en deux membres d'égale épaisseur par la Formation du Calcaire de Monbazillac et de celui de Nérac.

Molasse de l'Agenais inférieure - Ce membre (épaisseur de 15 à 30 m) est constitué d'argiles vertes, plus ou moins carbonatées (prenant souvent une teinte d'altération ocre à brune), dans lesquelles s'intercalent des chenaux métriques de sables feldspathiques, gris-vert, parfois gréseux. Cette molasse représente la majeure partie de la surface affleurante des séries molassiques, dont dérivent des sols limono-sableux bruns lessivés qui colluvionnent largement sur les pentes. L'âge rupélien de la partie inférieure de ces molasses a été donné par le gisement de mammifères et de charophytes de Villebramar, en Lot-et-Garonne (Ringade, 1987).

Calcaires de Monbazillac et de Nérac - Intercalées au milieu des Molasses de l'Agenais, ces petites étendues lacustres discontinues, existant surtout entre Bergerac et Duras et entre Agen et Casteljaloux, ont été le siège d'une sédimentation de calcaire micritique blanc à microbréchifications et bird-eyes, qui peut prendre localement des couleurs beiges à roses. On

n'y trouve que quelques gastéropodes (*Helix cadurcensis*, *H. corduensis*) d'âge rupélien supérieur (Capdeville, 1991).

Molasse de l'Agenais supérieure - Au-dessus de ce calcaire, se développe une dernière puissante série de molasses silteuses jaunâtres à verdâtres (30 à 40 m), interstratifiée, près de Duras, par des niveaux de marnes lagunaires à petites huîtres attestant de courtes incursions de la mer. Des chenaux de grès vert sont fréquents localement. L'âge chattien de ces molasses a été établi à partir du gisement de mammifères de La Milloque (Hauteffage), au sud de Penne-d'Agenais (Ringeade, 1987).

g2. Chattien. Formations marines du Chattien.

Dans le sud de l'Aquitaine, le domaine marin du Chattien est nettement moins étendu qu'au Rupélien. La période de transition Rupélien-Chattien est en effet marquée par une régression de très grande ampleur, qui ramène le rivage marin à proximité de la côte atlantique dans le seul domaine landais ; à cette époque, se creuse le canyon de Saubrigues-Peyrehorade. Puis la mer revient dans le sud-ouest des Landes, laissant des dépôts richement fossilifères, avec les espèces typiques de l'étage Chattien qui ont récemment permis de bien caractériser cet intervalle. Le climat est subtropical, comme en témoignent de nombreux mollusques thermophiles, les abondants grands foraminifères benthiques et une association diversifiée de coraux (> 150 espèces au total). La ligne de rivage n'a pas dépassé l'Adour vers le sud (en Pays Basque et Seignaux), et a contourné par l'ouest les structures de Saint-Lon, Tercis, Dax, Thétieu, puis celles de Villenave et de Brocas en centre-aquitain, la limite des influences marines se trouvant probablement à la longitude de Brocas.

Sur la façade atlantique, l'Oligocène supérieur montre des marnes pélagiques sous des épaisseurs variables selon les paléoreliefs sous-marins, de 20 à 50 m sur les rides, jusqu'à 250 m dans les zones les plus profondes, dont la subsidence continue activement (à Léon-Frouas, avec un milieu mésobathyal) (Cahuzac, 1980).

En affleurement dans le domaine de plate-forme, on observe le Chattien dans divers secteurs en bordure ouest d'anticlinaux et diapirs. Les marqueurs communs et abondants parmi les foraminifères sont des miogypsines (*Miogypsinoidea complanatus*, *M. formosensis*, *M. bantamensis*), des lépidocyclines (*Eulepidina dilatata*, *Nephrolepidina praemarginata*, *N. morgani*), des nummulitidés (dont *Nummulites bouillei*, *Operculina complanata*, *Heterostegina assilinoidea*, *Cycloclypeus eidae*) et le groupe des *Almaena*, en plus de micro-organismes planctoniques (zones P22 Blow, NP25 Martini) (Cahuzac, 1984 ; Cahuzac *et al.*, 1995 ; Cahuzac & Poignant, 1997). Au nord-ouest de la ride de Tercis (à Saint-Geours-de-Mareme : Escornebeou), des milieux d'algueraies et de vasières abritées ont vu se développer le microbenthos, avec quelques coraux, des algues calcaires, oursins, mollusques dont des pectinidés diversifiés (*Cristatopecten benoisti*, *Amussium praeobliteratum*, *Aequipecten deletus*, *A. saccoi*, *Pecten arcuatus*...) (Cahuzac & Roman, 1994 ; Bongrain & Cahuzac, 2004) ; les marnes sont majoritaires ici, avec aussi des calcaires et sables fossilifères.

C'est dans le secteur de Saint-Paul-lès-Dax que les gisements ont été les plus nombreux (vallon de Poustagnac, sites d'Abesse, Estoti, Christus, Anguiaou, Plumet...). Des faciès carbonatés périrécifaux y sont présents, avec de riches faunes de mollusques, oursins, bryozoaires, coraux, au sein de milieux littoraux agités. Vers le nord-est, la zone de Dax-Hippodrome, subsidente à cette époque, a vu le dépôt de près de 200 m de dépôts de type deltaïque.

À Pontonx et Thétieu, dans quelques affleurements (Mineur, Haillets), des marnes et sables se sont avérés fossilifères, avec une part de la malacofaune de type euryhalin, correspondant à des faciès localement à tendance lagunaire. L'Oligocène supérieur marin a été atteint dans plusieurs

forages au nord de l'Adour, sous des faciès littoraux en général assez détritiques (puissance de 80 m à Villenave, 2,90 m à Garein, 140 m à Lesgor, plus de 70 m à Pontonx, environ 50 m à Brocas F1).

Dans le sud-ouest de la région, notons la présence d'un paléocanyon dirigé ouest-est, de Saint-Étienne-d'Orthe à Peyrehorade, rempli de marnes fossilifères chattiennes de milieu circalittoral à infralittoral (« faluns bleus »), où mollusques, coraux, micro-benthos et petits brachiopodes sont nombreux (Cahuzac, 1980 ; Bitner *et al.*, 2013). La partie aval du sillon (Saubrigues) sera remblayée par le Miocène marin. On pense que ce canyon, creusé lors de la forte baisse eustatique intra-oligocène, constituerait l'ancêtre de l'actuel « gouf de Capbreton ».

3.4.10. Miocène

(Avec les contributions de L. Londeix, B. Cahuzac et G. Karnay)

m1-2c. Aquitanien - Burdigalien. Molasse de l'Armagnac, calcaires lacustres et Marnes de l'Armagnac.

Les molasses de l'Armagnac forment sur les calcaires gris de l'Agenais une épaisse série de 40 à 60 m d'argiles carbonatées, gris verdâtre, ponctuées par des récurrences calcaires ou marneuses blanchâtres à planorbes, limnées et *Helix* : les Calcaires de l'Armagnac.

m1-2. Aquitanien - Burdigalien. Formations du Miocène inférieur marin.

Le Miocène inférieur est marqué par deux phases majeures d'incursions marines (Aquitanien et Burdigalien) qui ont abondamment déposé des marnes, grès et faluns renfermant une faune laguno-marine à littorale. La richesse paléontologique, particulièrement en mollusques, a amené les géologues du XIX^{ème} siècle à définir au sud de Bordeaux les stratotypes d'étage de l'Aquitanien (Mayer-Eymar, 1858) et du Burdigalien pro-parte (Depéret, 1892). Le regroupement de ces entités stratigraphiques sous un seul étage, le Girondien (Vigneaux *et al.*, 1954, 1966 ; Vigneaux, 1971), n'a jamais été retenu par la communauté internationale des stratigraphes.

En général, le Miocène inférieur marin repose directement sur les argiles continentales du Chattien, verdâtres, azoïques, à nodules calcaires, ou sur le Calcaire blanc de l'Agenais, lacustre à planorbes et limnées.

Aquitaine septentrionale

Trois principaux domaines géographiques s'y distinguent par leur lithostratigraphie et les conditions d'affleurement.

Dans les landes girondines, entre la Leyre et la Garonne, et le sud Médoc, le Miocène inférieur marin n'apparaît que sporadiquement le long des talwegs creusés par les petits affluents de la Garonne (e.g. l'eau Bourde, le Saucats, l'Eau-blanche, le Ciron, et les Jalles plus au nord). L'Aquitanien est représenté par des argiles bleutées à verdâtres, des calcarénites gréseuses et faluns majoritairement à caractère laguno-marin. Le falun de Lariey (Saucats) s'en distingue toutefois en ayant fourni une faune marine très riche et diversifiée de mollusques et de coraux (Londeix, 2014). Un calcaire lacustre à planorbes et limnées, assimilé au calcaire gris de l'Agenais, sépare cet étage du suivant. Le Burdigalien, à faciès plus homogènes, présente un caractère marin plus accusé, sans intercalations lagunaires, avec par endroits un caractère péri-récifal bien-marqué (Péloua à Saucats ou Noès à Pessac). Les calcarénites gréseuses ("mollasses" de Léognan et du Haillan) puis les faluns à *Turritella terebralis* ou à *Glycymeris cor* de Saucats, Léognan, Martillac, Mérignac etc. illustrent particulièrement bien cet étage.

L'essentiel de cette série est visible dans la Réserve naturelle géologique de Saucats-La Brède. La puissance cumulée de cet ensemble du Miocène inférieur marin est de l'ordre de 60 m et se biseaute aux abords de l'anticlinal de Villagrains-Landiras.

Sur le littoral médocain, au sud de Montalivet, la mer rejette des blocs d'un calcaire verdâtre riche en *Operculina complanata* et d'âge burdigalien (datation par dinokystes, L. Londeix, inédit). Ce sont les témoins les plus septentrionaux du Miocène inférieur marin qui, dans ce secteur, n'est connu qu'en forage. Selon Vigneaux *et al.* (1954), le Miocène inférieur est représenté par un ensemble de « couches vertes » stratigraphiquement indifférencié. Sa puissance peut y atteindre 80 m.

Dans l'Entre-Deux-Mers les plateaux de calcaire oligocène, recouverts par les molasses de l'Agenais, sont surmontés par quelques buttes résiduelles (e.g. Sainte-Croix-du-Mont, Mourens, Gornac, Castelviel) derniers témoins des transgressions du Miocène inférieur dans ce secteur. Reposant sur le calcaire blanc de l'Agenais, lacustre, l'Aquitaniens laguno-marin y est représenté par un niveau métrique à pluri-métrique d'argiles ou de marnes à *Ostrea aginensis* et un mince calcaire à *Granulolabium plicatum* (environ 50 cm). Il est recouvert par un horizon décimétrique de calcaire marneux, clair, assimilable au calcaire gris de l'Agenais, lui-même surmonté par plusieurs mètres de calcarénites gréseuses, rousses, à stratifications obliques, contenant quelques tests de *Parascutella bonali* et *Amphiope bioculata*. Les microfossiles présents dans ces calcarénites, dont *Miogypsina globulina* et de rares *Miolepidocyclina burdigalensis* permettent de lui attribuer un âge burdigalien (Cahuzac & Chartier, 2006). À Sainte-Croix-du-Mont, ces calcarénites sont surmontées par un spectaculaire récif d'huîtres (biostrome à *Hyothissa aquitanica*), puissant de 3 à 4 m, sur plusieurs hectares.

Ces calcarénites gréseuses sont également bien représentées (8 à 10 m d'épaisseur) dans le Bazadais, sous le nom de « grès et calcaires de Bazas » (Daguin, 1948 ; Capdeville, 1992).

Dans le Marmandais et l'Agenais, les affleurements de Miocène inférieur sont exposés en lisière des plateaux calcaires entaillés par le réseau hydrographique (e.g. Arnaud-Guillem, Pech de Berre, Cornier, Pagnagues, vallon de Vérone). La séquence typique est exprimée par la « trilogie agenaise » de l'Aquitaniens : calcaire blanc de l'Agenais, lacustre ; molasses continentales et marnes à *Ostrea aginensis* ; calcaire gris de l'Agenais. Les marnes et argiles à *Ostrea aginensis* forment une série d'environ 20 à 35 m, recoupée par des niveaux lenticulaires de calcaires lacustres blanchâtres. Les incursions marines aquitaniennes y sont représentées par des lentilles de marnes sableuses à huîtres. À Estrepouy (Gazaupouy) ou à l'ancien moulin de la Muguette (Saumont), quelques niveaux à huîtres, semblables, situés au toit du calcaire gris de l'Agenais, ont été attribués au Burdigalien inférieur, grâce notamment à la présence de *Miogypsina globulina* (Cavaillé, 1962 ; Gourinard *et al.*, 1987 ; Karnay & Turq, 1996). L'ensemble de ces niveaux constitue les témoins les plus orientaux des transgressions marines du Miocène.

Aquitaine méridionale

Les formations marines du Miocène inférieur sont bien représentées et souvent bien fossilifères.

À l'Aquitaniens, le domaine marin landais occupe presque la même étendue que durant le Chattien ; notons toutefois qu'un promontoire (seuil transverse) émergé occupe maintenant l'alignement structural (nord-sud) des dômes - nouvellement soulevés lors de la phase tectonique oligocène - de Magescq, Sébastopol, Dax, Tercis, contournés au nord par la mer aquitaniens. Les faunes rencontrées sont de type subtropical, avec des coraux diversifiés, des mollusques thermophiles, des grands foraminifères benthiques, dont les miogypsines typiques de cet étage : *Miogypsina gunteri* et *M. tani*, et aussi des lépidocyclines (*Nephrolepidina morgani*) qui semblent par ailleurs totalement absentes du Miocène nord-aquitain.

Souvent, la séquence aquitanienne débute par des horizons fortement détritiques, parfois conglomératiques (forages de Laluque, Soustons 2, Capcosle 1, coupe de Poustagnac..., cf. Cahuzac, 1980), témoignant de l'érosion des reliefs ravivés antérieurement. Un petit golfe se forme à l'ouest du dôme de Sébastopol (à Ardy), avec des environnements lagunaires marneux à *Ostrea fimbriata*, charophytes, lits de lignite. Au nord du diapir de Dax, le golfe marin qui existait au Chattien se poursuit à l'Aquitaniens, sous des faciès intertidaux à périrécifaux (Maïnot, Castetcrabe à Saint-Paul-lès-Dax), tandis qu'à Dax-Hippodrome, le milieu prodeltaïque disparaît au profit de conditions infralittorales avec arrivées détritiques, sur 35 m d'épaisseur. D'autres dépôts marins affleurent en bordure nord de l'anticlinal d'Audignon, comme à Toulouzet et Saint-Sever : ce sont des sables coquilliers côtiers et des marnes lagunaires ; ils furent étudiés par les anciens auteurs au XIX^{ème} siècle. Plus au sud, la Chalosse paraît émergée en totalité à cette époque, et était le siège d'épaisses molasses continentales.

Au nord de l'Adour, des sédiments de l'Aquitaniens, littoraux et détritiques, ont été reconnus dans plusieurs coupes de forages, comme à Laluque (sur près de 40 m, avec faciès en partie prodeltaïques), à Saint-Vincent-de-Paul et Pontonx (sur 50 m), à Tartas-Cellulose (sur 130 m), à Arjuzanx (sur 115 m). Le golfe marin (dont un jalon existe en surface à Saint-Martin-d'Oney) atteint vers l'est la vallée de la Douze, où les parties inférieures des « faluns de Saint-Avit », souvent marquées par des influences lagunaires, se rattachent à l'Aquitaniens. Puis se développent vers l'est-aquitain des marnes à grosses huîtres, notamment dans le Gers et l'Agenais.

Vers la façade atlantique, le bassin de Frouas est toujours le siège d'environnements mésobathyaux (dépôt de 150 m de marnes), avec une subsidence notable ; la base du Miocène descendant jusqu'à - 500 m dans les sillons profonds du domaine pélagique (Léon). Sur la ride de Soustons, s'observent 50 m de marnes épibathyales. Vers le sud, des sédiments aquitaniens sont aussi présents en surface dans la partie centrale du canyon de Saubrigues, comme à Saint-Martin-de-Hinx (Haut-Bernet), sous forme de marnes circalittorales à riches microfaunes (zones N4 Blow et NN1 Martini), où vivait le pectinidé *Amussiopecten praehaueri* (Bongrain et al., 1994). Dans ce canyon subsident, on a relevé, en forage, jusqu'à 150 m de marnes aquitaniennes (Cahuzac et al., 1995).

La limite Aquitaniens-Burdigalien est marquée par une tendance régressive en de nombreux points : présence de débris ligniteux, augmentation des apports détritiques, comme à Pontonx, Saint-Vincent-de-Paul, Arjuzanx ou à la base de plusieurs affleurements ; et banc de calcaire lacustre en vallée de la Douze.

Le Burdigalien est transgressif en Aquitaine méridionale. C'est le Burdigalien inférieur qui est le plus fréquemment rencontré : les séquences montrent des faciès marins francs, subtropicaux, souvent coralliens et richement fossilifères ; globalement en Aquitaine, on a recensé près de 140 espèces de Scléactiniaires. Parmi les marqueurs stratigraphiques, citons les miogypsines bispiralées (*Miogypsina globulina* et *M. intermedia*), ainsi que *Miolepidocyclina burdigalensis*, la présence localement de petites néphrolépidines (*Nephrolepidina morgani*) comme à Mimbaste, d'*Operculina complanata* et de plancton (zones N5 Blow, NN2 Martini). La mer contourne par le nord la péninsule émergée de Magescq-Dax ; dans le golfe de Saint-Paul-lès-Dax, des affleurements récifaux (> 50 espèces de coraux) exposent des sables calcaires coquilliers (Cabanes, Mandillot) ; la partie supérieure de la série passe à des environnements lagunaires à malacofaune saumâtre et apports terrigènes. Vers le sud, la mer franchit l'Adour entre les diapirs de Dax et Thétieu et développe un golfe dans la zone synclinale de Hinx-Pomarez, où les dépôts - littoraux - sont formés de sables carbonatés, faluns, marnes silteuses et calcaires indurés, en général riches en mollusques, coraux, balanes, microfaunes (à Mimbaste, Saugnac, Clermont, Poyartin ; cf. Cahuzac, 1995). Le Burdigalien est ici en partie transgressif sur le Trias supérieur, et des quartz bipyramidés s'observent dans les sédiments.

On retrouve ce type de dépôts dans le domaine marin landais plus au nord, en affleurement à Pontonx, et en forages sur le « plateau landais » (30 m à Pontonx, 55 m à Laluque, 60 m à Tartas, 65 m à Arjuzanx...). Vers l'est, la transgression marine s'étend largement, recouvrant le Marsan et la région de la Douze, avec des faluns et sables fossilifères (partie supérieure de la formation de Saint-Avit). On note une succession d'oscillations entraînant l'existence de faciès alternants marins côtiers et continentaux. À Brocas, en bordure d'une ride anticlinale, affleurent des sables fins coquilliers, puis des faluns (Cahuzac, 2001). À Saint-Martin-d'Oney, le Miocène inférieur comporte, vers le haut, une épaisse série de calcaires gréseux jaune foncé, en plaquettes, et sables plus ou moins indurés, de milieu littoral soumis aux courants, et d'âge burdigalien, se rapprochant du faciès « grès de Bazas », observé en Gironde.

Vers la façade atlantique, l'étendue du bassin de Léon se réduit progressivement, tandis qu'à Frouas, l'environnement devient épibathyal inférieur (marnes sur 150 m d'épaisseur). À Soustons, la série burdigalienne comporte 50 m de marnes de milieux proches de la limite talus - plate-forme. C'est dans ce secteur qu'avait été défini le « Girondien », « super-étage » représentant tout le Miocène inférieur, mais basé sur les échantillons en cuttings d'un forage d'eau ancien, donc sans coupe-type accessible.

Plus au sud, le canyon de Saubrigues est en partie remblayé par des marnes néritiques grises, sur près de 150 m de puissance. L'abondance du plancton a permis d'y reconnaître un Burdigalien assez complet (inférieur : zone NN2, et moyen-supérieur : zones NN3-4) (Cahuzac *et al.*, 1995). Le microbenthos est aussi fréquent et a pu être étudié dans de nombreux affleurements, avec plus de 370 taxons de foraminifères (Cahuzac & Poignant, 2004).

m3-4. Langhien - Serravallien. Formations du Miocène moyen marin.

Aquitaine septentrionale

A l'affleurement, le Miocène moyen marin est représenté par des dépôts fossilifères peu profonds, anciennement rapportés à l'"Helvétien" (Delbos, 1848 ; Benoist, 1887 ; Fallot, 1893 ; Daguin, 1948).

Au nord de l'Aquitaine, il est représenté par deux phases marines d'extensions géographiques très différentes. Reconnus uniquement à Captieux, des faciès laguno-marins plus ou moins coquilliers représentent l'avancée la plus septentrionale de la transgression langhienne. Présentant une répartition géographique plus large, le Serravallien n'est toutefois représenté que par des affleurements ponctuels et disparates (e.g. Captieux, Saucats, Martignas, Pessac) et plus continus seulement à Salles et à Mios. Il s'agit de faluns plus ou moins argileux, souvent glauconieux, et parfois très riches en coquilles de mollusques caractérisés par la présence de *Megacardita jouanneti*. La puissance de cette séquence est très réduite et ne dépasse pas 10 m à l'affleurement.

Les dépôts du Serravallien reposent sur une lacune stratigraphique importante, estimée à plus de 6 Ma à Saucats (Lassime) (Cahuzac *et al.*, 1996), où elle intègre le sommet de l'étage burdigalien, le Langhien et la base du Serravallien. Ces dépôts constituent les derniers témoins de submersion par les mers néogènes au nord de l'Aquitaine. Des affleurements, extrêmement limités mais importants d'un point de vue paléogéographique, ont été signalés au nord-ouest du Médoc (Fabre, 1939) et dans des remplissages karstiques au nord de l'estuaire de la Gironde (Mennecart *et al.*, 2012).

Il est intéressant de noter que le Langhien correspond au plus haut niveau marin eustatique du Néogène. Son absence au nord de l'Aquitaine témoigne d'une phase tectonique significative probablement située au Burdigalien supérieur.

Aquitaine méridionale

Le Miocène moyen en Aquitaine méridionale, révisé récemment, a pu être clairement daté et l'on y distingue, sous faciès marins, d'une part le Langhien, d'autre part le Serravallien (voir des Sr-datations *in Cahuzac et al.*, 1997).

Au Langhien (zones N8 et N9 Blow à Préorbulines, zone NN5 Martini), deux grands ensembles géographiques peuvent s'observer. Une mer peu profonde recouvre encore assez largement l'Aquitaine centrale (« golfe de Manciet ») jusqu'à l'ouest de la rivière Baïse (affluent de la Garonne), déposant essentiellement des faluns et sables coquilliers (Manciet, Baudignan...). Toutefois, la ligne de rivage passe nettement au nord des structures de Magescq, Villenave - Mont-de-Marsan, Labrit et Roquefort / Créon-d'Armagnac / Barbotan, le domaine marin étant sensiblement plus restreint qu'au Burdigalien. Divers gisements fossilifères jalonnent cette extension marine, comme les coupes du Houga, Lelin, Manciet, Parleboscq, Escalans, Rimbez, Baudignan, Arx... Plus au nord, la limite de la mer reste au sud du Bazadais (alors émergé), passe dans le secteur de Captieux, et semble suivre au nord-ouest le tracé de la faille de Lugos et du dôme de Mano (sur l'ancienne flexure celtaquitaine). Les séquences langhiennes sont partout très littorales, riches en mollusques, microfaunes et relativement en coraux : globalement en Aquitaine, le Langhien comporte encore 44 espèces de coraux, dont 25 récifales, ce qui traduit une diminution sensible par rapport au Burdigalien, mais dénote un climat encore chaud dans les eaux de surface du golfe. Par ailleurs, le microbenthos de foraminifères a livré des associations diversifiées comportant plus de 250 taxons (Cahuzac & Poignant, 2000). Il est à noter la présence dans le centre aquitain de plusieurs horizons de marnes lagunaires à *Crassostrea*, ostracofaune et foraminifères saumâtres, au sein des séquences marines côtières.

Le deuxième domaine marin affleurant au Langhien est l'extrémité occidentale du canyon de Saubrigues, qui finit de se combler à cette époque. On y trouve des marnes grises de faciès océanique ouvert, à mollusques très dispersés, mais riches en micro-organismes. L'ostracofaune indique des milieux circa- à infralittoraux. Sur la façade atlantique, zone de permanence marine, le Langhien a été traversé dans les forages de Soustons (sur 30 m d'épaisseur, en faciès circalittoral), Frouas (sur 110 m de marnes épibathyales), Léon, et dans des puits off shore (Sextant, Castor et sur le plateau continental basque...). À l'est - nord-est de Frouas, les forages de Morcenx ont également traversé le Langhien marin.

Au Serravallien (zones N11-N13 Blow à Orbulines, zones NN6-8 Martini), une forte transgression affecte l'Aquitaine méridionale, mais toujours sous des faciès néritiques internes, et assez détritiques. Une certaine dégradation climatique a fait chuter les faunes de grands foraminifères (deux espèces seulement), et les coraux ne comportent plus que 9 taxons hermatypiques (souvent rares et très localisés) sur 33 taxons au total en Aquitaine. Des associations de 150 foraminifères et de 160 ostracodes ont été recensées (Cahuzac & Poignant, 1996). Dans le sud-ouest aquitain, la mer restait au nord du paléogolfe (remblayé) de Saubrigues, occupant le secteur de Soustons (marnes coquillières) dans des environnements de plate-forme externe. Puis elle contournait à nouveau par le nord le promontoire de Magescq-Dax, et s'étendait transgressivement dans le synclinal de Hinx-Pomarez-Amou, loin vers le sud jusqu'à Orthez, Sallespisse, Salies-de-Béarn, avec des dépôts littoraux de marnes, sables fossilifères, calcaires, et parfois des horizons pétris de rhodolithes alguaires. Ce synclinal, de type « périadiapirique », semble avoir alors connu une phase de subsidence liée au soulèvement des dômes lors d'une tectonique tardive au Miocène. Dans le golfe de Chalosse, la mer laisse des dépôts souvent qualifiés de molasses marines et faluns à *Megacardita jouanneti* : c'est le cas à Narrosse (avec des restes de sélaciens, de cétacés et des oursins et pectinidés de grande taille), à Sort, Poyartin, Garrey, Donzacq, Montfort..., tandis que les bordures du diapir de Gaujacq montrent des sables coquilliers bitumineux.

Au nord de la Chalosse, sur les bordures des rides anticlinales émergées, précédemment érodées (Louer, Audignon), s'observent des niveaux serravalliens marins, comme à Saint-Geours-d'Auribat (transgressifs sur l'Éocène). Des sables fins et marnes grises de milieu bien ouvert (infralittoral externe) sédimentent dans le golfe de la Midouze (Audon, Laurède, Carcarès, Campet-et-Lamolère), surmontés de calcaires sablo-gréseux à Bivalves, vers Tartas puis à Saint-Sever. Vers le nord, la mer est présente partout, comme dans les pays du Marsan, de Roquefort, de Brocas, de la Douze. Vers l'est, le vaste golfe de l'Armagnac atteint le Gers occidental jusqu'à Lectoure, avec, au-dessus de molasses continentales, des sables calcaires ferrugineux (« Sables fauves marins ») détritiques, très côtiers et de faciès agités, et des niveaux marneux à *Crassostrea crassissima*.

En centre-aquitain, les épaisseurs de la série serravallienne actuellement représentée en forages sont assez faibles, de l'ordre de 5 à 20 m, et variables en fonction du cadre structural, et elles augmentent vers l'ouest, par exemple de l'ordre de 40 m à Soustons ou 65 m à Biscarrosse.

Le Serravallien marque la dernière incursion marine importante en sud-aquitain. Le remplissage du bassin est réalisé dans sa majeure partie. Ce n'est que sur l'extrême frange atlantique du sud-ouest des Landes que des dépôts marins littoraux attribués au Pliocène ont été mentionnés, par exemple à Seignosse et Soustons (Kieken & Thibault, 1975).

m3-5c. Langhien - Tortonien. Formation des Sables verts, des Sables fauves et des Glaises bigarrées.

Sables verts et Sables fauves

La base de la série est constituée de quelques décimètres à 1 m de Faluns et Marnes à *Ostrea* et *Arca* (m3) riches en lamellibranches (ostréidés, pectinidés *Arca*, *Chama*) échinides, stellérides, coraux, bryozoaires et de nombreux foraminifères benthiques.

Au-dessus, ou directement sur les Molasses de l'Armagnac, un épandage fluvial en nappe, d'épaisseur variable : la Formation des Sables Fauves (m4SF). Ce sont des sables moyens à grossiers, souvent feldspathiques, à petits gravillons mal roulés, généralement argileux et ferruginisés, donnant une teinte allant du jaune crème à l'ocre. Localement, ils représentent la partie altérée de la Formation des Sables Verts.

Glaises bigarrées

Elles sont formées d'argiles plastiques grises à bleu-vert, à illite dominante, à nombreuses grandes marmorisations ocre, rougeâtre ou violettes et deviennent brunes à l'affleurement. On y trouve parfois des niveaux de silt ou de sables argileux verts, à feuilles fossiles et débris ligneux, ou localement des lits de graviers et nodules ferrugineux. A Arjuzanx, les couches de lignite situées vers la base de la Formation des Glaises bigarrées ont une puissance de 6 m et reposent sur une couche d'argile grise à blanchâtre, d'environ 2 m. Des dépôts ligniteux de même âge existent aussi à Hostens et Lalouque, sur des épaisseurs et étendues plus faibles.

3.4.11. Pliocène et Quaternaire

(Avec les contributions de P. Bertran et G. Karnay)

Remarque préalable :

Les terrasses fluviales du paléo-Adour et des paléo-Gaves montrent une rotation antihoraire progressive de leur réseau, depuis le Günz jusqu'au Würm.

La Garonne a bifurqué vers l'est, repoussée par le dépôt du complexe du Lannemezan, pour suivre son cours passant par Toulouse. Les terrasses successives se sont creusées progressivement en se décalant vers l'est au fur et à mesure du creusement des vallées.

Au Günz et Mindel, l'Adour et son affluent la Midouze se jettent dans l'Atlantique au niveau de l'étang de Soustons. Au Riss, ils se dirigent directement vers le gouf de Capbreton par Saubrigues et Orx. Durant le Würm, l'Adour est capté vers le sud par un affluent du gave de Pau et longe Bayonne puis remonte vers le nord pour se jeter dans l'océan à Capbreton. L'embouchure artificielle actuelle du Boucau, a été réalisée sous Henri IV, en 1578.

Après cette défluviation, certains dépôts ont été recouverts par une pellicule plus ou moins importante de sable éolien. Ces niveaux ont été cartographiés en sables des Landes (NF, cf. §. 3.4.12). Toutefois des éléments de surcharge graphiques ont été affectés pour chacun de ces niveaux afin de permettre une lecture de ces événements qui tiennent une importance dans la compréhension de la dynamique sédimentaire régionale au Plioquaternaire.

p1-2(Ar). Pliocène (Brunssumien - Reuvérien). Formations d'Arengosse, Oriolles et Passirac.

La formation d'Arengosse est constituée de deux séquences de dépôt, de lithologie très similaire, progradantes d'est en ouest :

- À la base, la séquence de Solférino (Brunssumien) est constituée par une quinzaine de mètres de sables kaoliniques blanchâtres et graviers de quartz hyalins, avec localement quelques mètres ou décimètres d'argile sableuse à gris bleuté, à taches rouilles silteuses, compactes, à débris de matière organique ou même à des accumulations de lignite comme c'est le cas vers Solférino ou Labouheyre (Dubreuilh, 1991) ;
- Au sommet, la séquence de Mézos (Reuvérien) est un ensemble détritique de quelques mètres à 20 m de puissance, semblable à la séquence de Solférino avec 10 à 20 % de graviers.

Les minéraux lourds mettent en évidence la prépondérance des apports issus du Massif Central, auxquels se mêlent des dépôts venant des Pyrénées et localement de la Montagne Noire.

Les dernières séquences détritiques du Tertiaire affleurent également en lambeaux disséqués sur le sommet des plus hauts interfluves du secteur de Mussidan. Ce sont les Formations d'Oriolles et de Passirac, rapportées au Pliocène. Sur 5 à 10 m d'épaisseur, ce sont des sables grossiers, petits graviers et galets de toutes natures (quartz, quartzite, granites, grès, etc.) dans une matrice argilo-feldspathique, surmontés localement par un ultime épandage à gros galets.

On retrouve des niveaux p1-2(Ar) le long du paléo-Adour avant la défluviation, sous recouvrement du sable des Landes. Dans ces secteurs, ils sont donc cartographiés (NF, voir formations éoliennes), avec une surcharge pour les identifier.

p1-2(L). Pliocène (Brunssumien - Reuvérien). Nappe fluviatile du piedmont pyrénéen (niveaux inférieur à moyen).

Le système du Lannemezan est cône de déjection complexe et très étendu situé au débouché des vallées de la Garonne de l'Aure et de l'Adour.

La nappe inférieure (Brunssumien, 20 à 45 mètres d'épaisseur) est constituée par deux séquences positives granodécroissantes avec à la base un cailloutis et des graviers généralement altérés emballés dans une matrice argilo-sableuse gris-vert à bleuté claire et blanchâtre à grandes rubéfections rouges vers le sommet des séquences, et jaunâtre à ocre dans les parties altérées. Les éléments de taille ne dépassant que rarement 5 cm, sont représentés par des quartzites, du quartz, des lydienes, des schistes, des grès-quartziques pourris et de rares calcaires. Les cailloutis de la séquence sommitale sont souvent agglomérés par un ciment grésio-ferrugineux brun-roux soulignée par de nombreuses sources temporaires.

La nappe moyenne (Reuvérien, 30 à 45 mètres d'épaisseur) est représentée par deux séquences positives marquées par un cailloutis basal de quartzites et quartz bien roulés de taille 4 à 5 cm, pouvant atteindre parfois 7 à 8 cm, emballés dans une matrice sablo-graveleuse vers la base puis sablo-argileuse et silto-argileuse jaunâtre crème. Son épaisseur diminue graduellement vers le nord-ouest.

On retrouve des dépôts contemporains rattachés à ce système au niveau des gaves et de la Nive. Il s'agit d'un cailloutis présent sporadiquement de façon lenticulaire à l'interface des Cailloutis de Silhouette et du substratum constitué par les altérites des Marnes de Bidart et les altérites des Marno-calcaires de Loya. Ces dépôts ont été observés dans deux endroits sur la carte géologique de Bayonne (1001), le premier à la faveur de travaux de terrassements près du lieu-dit Le Pouy (route d'Arbonne) ; le second lors de l'exécution d'un sondage à la tarière près du lieu-dit Manchulas où son épaisseur atteint 6 m.

Ft(On). Pléistocène inférieur (Prétiglien). Formation d'Onesse et de Beliet.

D'une épaisseur de 20 m en moyenne, la formation d'Onesse atteint plus de 40 m dans la partie Ouest des Landes (Parentis, Sabres). Elle est constituée à la base par quelques mètres de sables ± grossiers à graviers (10 à 15 mm) roulés, blanchâtres à très nombreux quartz hyalins. Viennent ensuite des sables ± argileux, micacés gris-bleu, qui supportent au sommet des argiles silteuses micacées gris-bleu sombres parfois organiques. Au toit de la formation, les lignites de Mézos ont été découverts à la faveur du lever de la carte géologique de Lit et Mixe (923), reconnus sur 35 km de long pour un volume estimé de 165 millions de m³.

Dans la vallée de la Leyre (Pissos), les graviers disparaissent peu à peu et le sommet de la série passe à 12 m de sables fins peu argileux, blanc-vert à grisâtres : cette évolution de faciès a été distingué sous la dénomination de Formation de Beliet (Platel, 1992) lors du levé de la carte géologique de Belin (850).

On retrouve des niveaux Ft(On) le long du paléo-Adour avant la défluviation sous recouvrement du sable des Landes. Dans ces secteurs, ils sont donc cartographiés (NF, voir formations éoliennes), avec une surcharge pour les identifier.

Ft(Bn). Pléistocène inférieur (Tiglien). Formation de Belin, Argiles de Brach, Nappes alluviales de Sadirac et Coste-Rouge.

La Formation de Belin s'étend depuis les environs de Nérac jusqu'à la pointe du Médoc avec une limite méridionale passant par Bazas, Belin, Salles et Arcachon. Nettement discordante à l'échelle

régionale, la formation repose dans les environs de Casteljaloux sur les molasses aquitaniennes et burdigaliennes et vers le nord-ouest, sur toute la série mio-pliocène et la formation d'Onesse. Dans le Médoc, elle surmonte les calcaires oligocènes (Naujac). Elle est principalement constituée de graviers blancs à grisâtres, bien roulés emballés dans une matrice d'argile kaolinique ± abondante (5 à 20 %).

Au sommet, la formation des Argiles de Brach, affleurante dans le Sud du Médoc et au Sud de Bordeaux, est formée par des intercalations de lentilles de sables argileux gris à noirs et d'argiles silteuses, plastiques, gris-bleuâtre à blanches (kaolinite 70-80 % et illite). Les Argiles de Brach ont été recoupées en forage, et s'organisent suivant de larges flaques de décantation. La formation montre un creusement net de la formation d'Onesse dans les Landes, et une tendance à un infléchissement de sa direction vers le nord-ouest.

Dans l'Entre-Deux-Mers, la nappe de Sadirac d'une épaisseur allant de quelques mètres à 15 m, est formée d'un matériau très rubéfié, localement déferruginisé. Ce sont des sables grossiers rougeâtres à jaunâtres et graviers (1 à 2 cm) à passées légèrement argileuses, parfois en stratifications obliques. A la base on observe parfois la présence d'un grès ferrugineux, dur, brun-rougeâtre à graviers blancs et jaunes (0,6 à 1,8 cm).

A Coste-Rouge (carte géologique de Nérac 901, G. Karnay, 1996), elle est constituée par 5 m de sables moyens de plus en plus argileux vers le sommet, de couleur jaune-ocre, à passées rouge brique foncé à lie de vin.

Ces nappes montrent un léger surcreusement sur les dépôts antérieurs.

Ft(L). Pléistocène inférieur (Tiglien). Nappe alluviale supérieure du Lannemezan, Cailloutis et argiles de Silhouette.

La Nappe alluviale supérieure du Lannemezan, d'une puissance pouvant atteindre 25 m, est constituée de galets allongés à surface rugueuse, de taille moyenne 10 cm mais allant jusqu'à 20 ou 30 cm, de grès quartzique (68,3 %), schistes métamorphiques (18,1 %), quartz (13,6 %) mais pas de lydiennes, et sont fortement altérés : les granites sont totalement arénisés. La matrice peu abondante est formée d'argile jaunâtre à rougeâtre saumon, à débris de roches diverses.

La formation des Cailloutis de Silhouette est un cailloutis grossier à galets polygéniques de taille 8 à 10 cm, avec quelques éléments allant jusqu'à 15 cm, dans une matrice sablo-argileuse assez fortement altérée, de couleur brun-rougeâtre à ocre. Sa partie supérieure passe progressivement à des sables de plus en plus fins, puis à des silts. Ces cailloutis sont synchrones et représentent un équivalent de la formation de Belin du nord des Landes et du Médoc et de la nappe supérieure du Lannemezan. Le Cailloutis de Silhouette montre une granulométrie moins grossière que ce dernier et correspond à un dépôt plus distal que celui du cône du Lannemezan situé directement au débouché de la zone amont. La base du dépôt est très faiblement érosive et confirme son âge Tiglien (interglaciaire Biber-Donau). Ces dépôts ce sont mis en place sous la forme d'un épandage fluvial en nappe. Les témoins les plus septentrionaux sont visibles au sud de Ondres, près du château d'eau, où un sondage à la tarière effectué en septembre 2007 indique une épaisseur de 16,5 m, soit une cote de base situé à +24 m NGF. On ne retrouve plus trace de ce cailloutis au nord de cette zone, car les "proto-Adour et Gaves" ont fortement creusé les terrains au Günz, Mindel et surtout Riss, lorsque ces vallées trouvaient leur débouché aux environs du gouf de Capbreton.

Les Argiles de Silhouette sont une argile finement silteuse, de couleur gris acier légèrement bleuté, avec des passées fortement altérée d'un rouge carmin à lie de vin. Ce faciès a été vu à la

faveur de travaux dans une propriété privée au Sud de la gare d'Anglet, et affleure également sur la côte à la Plage du Centre. Ailleurs, le faciès le plus courant est gris clair à jaunâtre avec parfois de grandes marbrures ocre. Ces argiles représentent le dépôt ultime des Cailloutis de Silhouette et correspondent à un équivalent des argiles de Brach du Médoc.

NF2/NF. Pléistocène (Eburonien à Waal). Sables de Castets et de Marcheprime (sous recouvrement du sable des Landes).

Définies dans les coupes des tranchées de route près de Castets (Karnay & al., 1991), les sables surmontent les sables argileux et argiles lignitifères de la Formation d'Onesse. Elles recouvrent en discordance toutes les formations antérieures dans l'Est des Landes et celle de Belin au Nord de l'Eyre et dans le Médoc. Avec une puissance très variable mais atteignant souvent 30 à 40 m, la formation de Castets est constituée de sables moyens blancs à grisâtre (250 à 300 μ), bien classés, très peu argileux et presque uniquement quartzeux avec quelques grains de feldspath et peu de minéraux lourds (tourmaline, andalousite, staurotide, zircon et épidote). Les grains émoussés-luisants dominants attestent un dépôt fluvial. Au sommet, se sont déposés des couches minces de lignite très sableux, des strates argilo-organiques centimétriques entrecoupées par des lits de sable blanc bien classé ou des couches d'argiles gris-bleuté silteuses comme à Argelouse (Karnay, 1993).

A l'ouest/nord-ouest de Nérac, les sablières de Durance exploitent des sables fins, très purs (98,5 % de silice), fluviaux, blanc laiteux, à petits quartz hyalins et porcelanés avec quelques minéraux lourds. La base peut renfermer quelques graviers de quartz blanc, bien roulés, ne dépassant pas 5 mm. Lors du lever cartographique de la feuille Nérac (901), un sondage de reconnaissance a recoupé ces sables sur 29,50 m.

Ces sables fluviaux NF2 sont exclusivement rencontrés sous couverture de sables éoliens qui atteignent localement une épaisseur importante lorsqu'ils comblent des vallons. Ils sont donc cartographiés de la même manière que les Sables des Landes, avec une surcharge en hachures pour les identifier (NF, voir formations éoliennes).

Fu(CE). Pléistocène inférieur (Eburonien). Nappes alluviales de Cénac et Montgaillard (anciennement attribuées au Donau).

La nappe alluviale de Cénac de l'Entre-Deux-Mers montre un surcreusement de 22 m en amont et 12 m en aval dans la vallée de la Garonne. Son épaisseur varie de 3 à 8 m. Sur la feuille Podensac (804, J.P. Capdeville, 1996). Elle est constituée d'un sable grossier jaunâtre à rougeâtre à graviers et cailloutis de quartz subarrondis généralement blancs, roses, de taille 0,5 à 5 cm. Des croûtes ferrugineuses cimentent les cailloutis et graviers, avec parfois des stratifications obliques. La phase argileuse est composée de kaolinite et illite ayant une très bonne cristallinité.

Sur la feuille Nérac (901, G. Karnay, 1996), la nappe alluviale de Montgaillard forme des croupes rougeâtres dans la morphologie le plus souvent plantées de vignes. A Pradère, le dépôt est constitué par 5 m de graviers et cailloutis polygéniques emballés dans une matrice sablo-argileuse gris bleuté à flammes rouges, coiffés par un limon argilo-sableux verdâtre à taches ocre. Dans les gravières abandonnées de Bernadots ce sont des graviers et cailloutis \varnothing 4 à 5 cm en moyenne et pouvant atteindre jusqu'à 10 cm, noyés dans une matrice sablo-argileuse rouge, à plages argileuses bleutées partiellement ou entièrement rubéfiées. Les éléments sont composés de quartz et silex rouges et roses, lydiennes, grès altérés, parfois agglomérés en plaquettes ou en dalles ferrugineuses.

Fu-v. Pléistocène inférieur (Waalien). Nappes alluviales de Listrac-Léognan et de Camelot (anciennement attribuées à l'interglaciaire Donau-Günz).

Légèrement érosif à la base, la nappe alluviale de Listrac est constituée par des sables et graviers grossiers à galets avec des intercalations de sable éolien dans les sables fluviaux anguleux à grains fracturés.

A Camelot (carte géologique de Nérac, 901) ce sont 5 à 8 m de galets polygéniques allongés (5 à 15 cm) avec une forte proportion de quartz blanc, de cailloutis rouges ou rosés emballés dans une matrice argilo-silteuse à sableuse gris bleuté très clair à grandes flammes de couleur rouge sang.

Fv. Pléistocène inférieur à moyen (Ménapien - Cromérien). Alluvions des hautes et très hautes terrasses (anciennement attribuées au Günz et interglaciaire Günz-Mindel).

En réponse à l'abaissement du niveau marin au début des époques quaternaires, on assiste aux premiers encaissements notables conduisant à un réseau fluvial structuré. C'est l'épisode majeur de structuration des vallées et du premier creusement significatif de celles-ci. Le surcreusement atteint 33 m dans les molasses de la vallée de la Dordogne et de 25 m dans la vallée de la Garonne.

Terrasses alluviales d'Arsac et Martillac (Pléistocène inférieur terminal, Günz) - Cette terrasse est caractérisée par la présence de gros galets de quartzite blanc laiteux issus de la base de l'Oligocène. Ce faciès particulier constitue le substratum des meilleurs crus des vallées de la Garonne (le Sauternais, les Graves et le Médoc), et de la vallée de la Dordogne (Pomerol), et même de la vallée de la Baïse à Buzet. A Pomerol, la terrasse est constituée de sables, graviers et de galets à patine rubéfiée, ocre, de forme allongée, de 4 à 6 cm en moyenne, formés en grande partie de quartz blonds et de silex noirs et blonds et de gros galets de quartzite blanc laiteux.

Plus au sud, en rive gauche de l'Adour, le niveau de creusement maximum inscrit dans les Sables fauves atteint la cote + 70 m NGF. La base de cette terrasse est composée de sables grossiers à petits graviers enrobant des galets arrondis de 10 à 12 cm de diamètre, comportant des quartz et quartzites gris et noirâtres. Parmi les graviers se distinguent de rares feldspaths et lydienes. Sur tous les éléments constitutifs s'est appliquée une rubéfaction importante. La partie supérieure de cet épandage montre une granulométrie plus fine, composée de sable argileux jaune, lité horizontalement, à marbrures bleuâtres. Plusieurs diverticules (Philondenx, Serres-Gaston) et raccordements (lande d'Agès) sont observables, montrant que dans cette partie du cours le transport s'effectuait encore selon un réseau en tresses.

En rive droite de l'Adour, les affleurements sont beaucoup plus discrets. Les sables grossiers argileux, qui enrobe les gros éléments, peut présenter des stratifications obliques. A la base, le contact avec les Sables fauves (+ 49 m NGF) s'opère par l'intermédiaire d'une croûte ferrugineuse dure.

Des dépôts de fin de séquence alluviale sont également regroupés dans ces terrasses. Il s'agit notamment de la formation des Argiles de Bruges. Ce sont des argiles gris-bleuâtres, finement silteuses à reste de mammifères : *Cervus elaphus*, *Equus sp.*, *Lynx*, *Ursus thibetanus*, *Ursus sp.*, *Goldfuss*, *Castor fiber*, *Trongontherium boivillei* Langel et *Elephas antiquus*. Cette faune permet d'attribuer cette formation au Cromérien.

On retrouve des niveaux Fv le long du paléo-Adour avant la défluviation sous recouvrement du sable des Landes. Dans ces secteurs, ils sont donc cartographiés (NF, voir formations éoliennes), avec une surcharge pour les identifier.

Fw. Pléistocène moyen (Elstérien - Hosteinien). Terrasse alluviale de moyen niveau, Terrasse de Saint-Selve-Jau (anciennement attribuée au Mindel).

Dans la vallée de la Garonne, le surcreusement est de 22 m en amont et 12 m en aval. Dans la vallée de la Dordogne, près d'Arveyres, au lieu-dit Pey de Vaux, la terrasse mindélienne débute par 80 cm de cailloutis à galets polygéniques (\varnothing_{\max} 10cm) noyés dans une matrice sableuse, puis 20 cm de sable argileux gris clair à marbrures et rares graviers, 10c m d'argile plastique gris clair à taches oxydées, 70 cm d'argiles silteuses à sableuses gris-verdâtre à grandes marbrures ocre, un niveau de concrétions ferrugineuses de 10 cm, 40 cm de galets à ciment ferrugineux rubéfié, 1 m de sables à lentilles de graviers polygéniques de plus en plus fines vers le haut à dominante de quartz, 1 m de sables argileux gris-beige à marbrures rouille, un niveau décimétrique de concrétions d'oxydes et enfin 1,30 m de limons brunâtres. Les limons brunâtres sont probablement bien plus récents, car on ne les retrouve pas en aval au lieu-dit Maleret, commune de Saint-Loubès (J. Dubreuilh, 1976).

Les Argiles du Gulp, argiles bleues à galets sur le littoral médocain ont été datées de l'Holstenien (SIM 11) par O'Brien et Jones (2003) d'après leur cortège pollinique. Un âge de 348 ± 37 ka a été obtenu récemment par ESR et IR-RF pour les sables qui recouvrent les argiles (Kreutzer et al., 2018). Cet âge est en accord avec une attribution à l'Holstenien (vers 400 ka) des argiles sous-jacentes. Malgré leur extension très limitée, les zones d'affleurement de ces argiles sont signalées sur la carte de l'Aquitaine au 1/250 000. Ces argiles reposent sur les sables et graviers de la Négade également attribués par O'Brien et Jones (2003) d'après leur cortège pollinique (*Tsuga* et *Pterocarya*) soit au Tiglien (SIM 79-63 : 1,8-2,1 Ma), soit au Waalien (SIM 49-37 : 1,5-1,2 Ma) soit encore au Bavelien (SIM 31-22 : 1,1-0,9 Ma). Ces niveaux ne sont pas cartographiés.

Près de Bayonne, à la limite de la plage, au pied du château d'Illbarritz, des argiles noirâtres affleurent sous les galets des alluvions d'âge Riss de la vallée d'exutoire du lac de Mouriscot. Dans le Médoc, on les trouve sous un faciès équivalent au Gulp.

On retrouve des niveaux Fw le long du paléo-Adour avant la défluviation sous recouvrement du sable des Landes. Dans ces secteurs, ils sont donc cartographiés (NF, voir formations éoliennes), avec une surcharge pour les identifier.

Fx. Pléistocène moyen (Saalien). Terrasse alluviale de bas niveau (anciennement attribuée au Riss).

Dans la vallée de la Garonne, le surcreusement est de 15 m en amont et 13 m en aval. Ce sont 4 à 5 m de graviers et galets de quartz et silex bruns à noirs, des gneiss, des schistes et des granites, emballés dans une matrice sablo-argileuse, avec une puissante altération dans le sommet. L. Moisan (1978) a recueilli de nombreuses industries rapportées à l'Acheuléen.

Dans la vallée de la Dordogne, il est représenté par des sables peu argileux, graviers et galets, en particulier vers la base.

Sur la carte géologique de Saint-Vincent de Tyrosse (1976), les alluvions rissiens, de l'ancienne Adour, débouchaient directement au niveau du gouf de Capbreton.

Ces niveaux sont rencontrés sous recouvrement du sable des Landes, ils sont donc cartographiés de la même manière que les Sables des Landes, avec une surcharge pour les identifier (NF, voir formations éoliennes).

Fy. Pléistocène supérieur (Weischélien). Terrasses et alluvions sous-flandriens (anciennement attribuées au Würm).

Les terrasses weichseliennes ne sont présentes que dans les zones moyennes et amont des vallées : à l'est de Castillon-la-Bataille pour la vallée de la Dordogne, et en amont de Marmande pour la vallée de la Garonne. Dans la vallée de la Garonne, elle est recouverte par les atterrissements fluvio-marins et fluviaux d'âge flandrien.

Quand ils affleurent, ce sont des dépôts sablo-graveleux à très gros galets supérieur à 20 cm à la base, polygéniques (quartz, quartzites, silex, granites, gneiss, schistes). Sur les feuilles Libourne (804) et Sainte-Foy-la Grande (805), ces alluvions sont parcourues par des chenaux anastomosés à remplissage argilo-tourbeux à bois flottés holocène.

Fy3-z. Holocène. Alluvions fluviales des basses terrasses à actuelles.

Ces terrasses de rivières (galets, sables, limons) se sont déposées après la dernière période glaciaire : Pléistocène final et Holocène.

MFy3-z. Holocène. Alluvions fluvio-marines récentes à actuelles.

Ces alluvions s'étendent de part et d'autre de l'estuaire de la Gironde, où elles forment les marais plus ou moins asséchés. Leur partie inférieure, qui constitue une première phase de remplissage consécutive à une importante érosion est essentiellement formée de sables, de sables argileux et « d'Argiles à Scrobiculaires », nom lié à la présence de nombreuses coquilles marines actuelles, parmi lesquelles domine *Scrobicularia piperata*, petit lamellibranche lisse, à test mince. L'existence de ces dépôts, mis en évidence par J. Welsch, a été vérifiée en quelques points par sondages. La partie supérieure, seule visible, correspond à un second stade du remplissage. On distingue trois faciès qui s'ordonnent schématiquement en une séquence régressive :

- Formations fluviales : faciès localement appelés « mattes » typiquement représentés par des argiles brunes, compactes, à *Helix* et *Cyclostoma*. La composition de ces dépôts, à dominance argileuse, paraît assez constante. Ils admettent toutefois de fines passées sableuses et des lentilles ou des lisérés de petits graviers, notamment en bordure des formations quaternaires qui leur sont antérieures et qui les ont alimentés ;
- Formations fluvio-marines : terme qui regroupe des faciès mixtes, à caractère alternativement marin et fluvial, qui marquent le déplacement de l'estuaire vers son emplacement actuel. Elles regroupent la partie estuarienne des Argiles des mattes qui sont entrecoupées de niveaux centimétriques, jaunâtres, à débris coquilliers ;
- Formations marines : les Argiles à Scrobiculaires apparaissent à la faveur de canaux de drainage, de part et d'autre de l'estuaire, sous un faible recouvrement de matrice actuelle. Leur faciès est celui des « Argiles à Scrobiculaires », déjà évoquées ci-dessus.

Dans ces niveaux sont également inclus des cordons littoraux (Myb1 carte géologique de Saint-Vivien, 730) et slikkes marines. L'évolution des marges de l'estuaire jusqu'à nos jours s'est déroulée de manière discontinue ; à certains moments le fleuve a « stationné », formant sur ses bords des cordons littoraux. Le plus intéressant est sans doute, en Médoc, le cordon coquillier de Richard, qui a joué un rôle historique ; connu sous le nom de « passe castillonnaise », il reliait déjà au Moyen Âge le village de Saint-Christoly (fort de Castillon) situé sur la feuille Lesparre, à

la région de Soulac, traversant une région non encore gagnée sur les eaux, au milieu de laquelle il constituait une levée naturelle.

Ces dépôts d'âge post-Weichselien à actuel, constituent l'essentiel du remplissage des vallées creusées pendant la dernière glaciation. On retrouve les alluvions weichseliennes à leur base, jamais à l'affleurement. N'oublions pas que le niveau marin au Weichselien avoisinait les -120 m NGF. Un forage tarière effectué dans la ZI de Tarnos s'est arrêté à 64,5 m de profondeur, dans un horizon proche de la base de ces dépôts ; les alluvions du Weichselien n'ont pas été atteintes. L'interface entre ces dépôts et les argiles grises à bois flottés, lorsqu'ils sont présents au sommet de ces derniers, marque le maximum d'expansion marine du Flandrien, vers 6400 BP.

E-C. Pléistocène indifférencié. Formations de pente : éboulis, colluvions.

Dépôts mal triés provenant du remaniement de formations plus anciennes par des processus de versant. Dans les auréoles calcaires du bassin aquitain, des éboulis jalonnent le pied des parois rocheuses. Ce sont des dépôts caillouteux à stratification rudimentaire, parfois bien stratifiés (alternance de lits caillouteux sans matrice et de lits riches en matrice fine à support clastique ou matriciel). Ils proviennent de la redistribution sur le talus des débris tombés de la paroi par différents processus de versant (coulées de débris, coulées sèches, avalanches, solifluxion), principalement au cours des périodes glaciaires du Pléistocène. Ailleurs, les formations de pente correspondent à des colluvions de formations fluviatiles cénozoïques ou d'altérites et sont souvent enrichies en limons éoliens, notamment en périphérie du Sable des Landes.

Gy-z. Pléistocène supérieur à Holocène (Weischélien à postglaciaire). Dépôts glaciaires.

Moraines variées. Dans les principales vallées pyrénéennes, il est possible de distinguer plusieurs cordons morainiques étagés, représentant diverses phases dans l'évolution des glaciers après le maximum d'extension weichselien. Ces moraines, ainsi que les roches moutonnées associées, ont parfois été datées, notamment par ^{10}Be cosmogonique, renseignant sur la déprise glaciaire entre 22-24 ka BP et 15-17 ka BP. L'épaisseur de glace des vallées principales devait atteindre 500-1 000 m.

FJ. Quaternaire indifférencié. Cônes de déjection.

Cônes de matériaux transportés par des écoulements torrentiels et des coulées de débris au débouché de petits vallons, notamment au pied des reliefs dans l'avant-pays pyrénéen. Plusieurs générations de cônes sont parfois emboîtées. Ils se présentent en coupe comme des dépôts mal triés, à stratification rudimentaire, composés de galets et de blocs plus ou moins altérés, jointifs ou dispersés dans une matrice fine.

3.4.12. Formations éoliennes

(Avec la contribution de P. Bertran)

NF2. Pléistocène. Sable des Landes.

Sables moyens éoliens à litage subhorizontal (épandages en nappe), avec des petits niveaux tourbeux intercalés, souvent cryoturbés. Ces sables, d'une puissance maximale de 20 m, forment une couverture d'épaisseur décroissante d'ouest en est dans le triangle délimité par l'océan Atlantique, la vallée de l'Adour et celle de la Garonne. Seules les zones où ces épandages atteignent une épaisseur significative ont été figurées sur la carte. Les âges numériques obtenus par Luminescence Stimulée optiquement (OSL) et Résonance de Spin Electronique (ESR) sont compris entre 400 ka et 14 ka et indiquent une mise en place au cours des phases glaciaires du

Pléistocène moyen et supérieur. Ils sont associés en surface à des rides éoliennes transverses ou barkhanoïdes de hauteur infra-métrique. Ces sables ont essentiellement été alimentés par la déflation sur le plateau continental lors des périodes de bas niveau marin.

D-pi. Pléistocène à Holocène. Dunes paraboliques de l'intérieur.

Dunes paraboliques plus ou moins allongées, parfois coalescentes, de hauteur généralement faible (5 à 15 m), concentrées le long des vallées notamment dans la partie sud et est des Landes. En coupe, le faciès observé est celui de sables moyens à larges stratifications obliques ou entrecroisées à pendage variable, pouvant atteindre 32° (dunes à face d'avalanche). Pour la majorité des édifices, les âges numériques obtenus indiquent une mise en place au cours du Dryas récent, autour de 12-13 ka. Un horizon organique Allerød est parfois préservé à la base des dunes. Quelques édifices localisés à proximité de cours d'eau ont livré un âge historique, compris entre 0,9 et 0,25 ka. Ces dunes, qui marquent une réactivation de la dynamique éolienne pendant le Petit Age Glaciaire, présentent un faciès différent de celui des dunes pléistocènes. Des lits massifs décimétriques ou des lits convolutes liés à la bioturbation et au passage du bétail et des niveaux riches en charbons de bois sont fréquemment intercalés dans les dépôts.

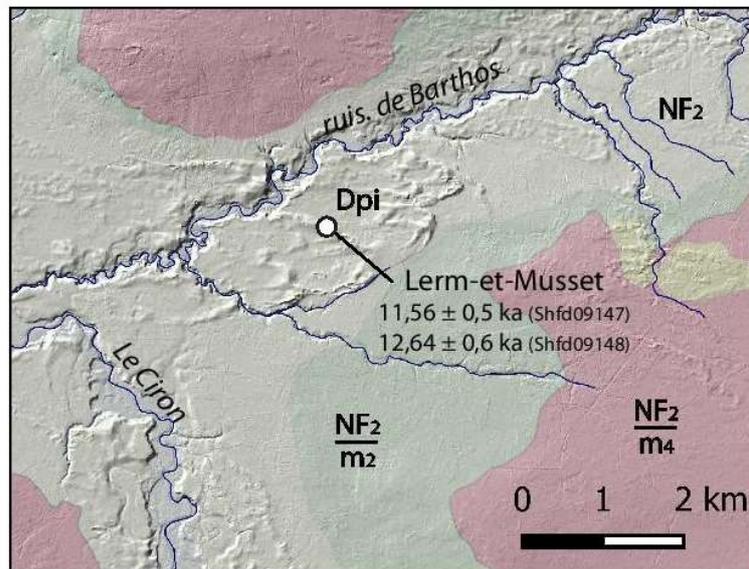


Figure 5 - Dunes paraboliques de Lerm-et-Musset (modèle numérique de terrain RGEALTI 5 m, IGN, drapé sur la carte géologique à 1/250 000). Les âges OSL sont tirés de Bertran et al. (2011).

Dz-b / Dz-p. Holocène. Dunes barkhanoïdes côtières / Dunes paraboliques côtières.

Du littoral vers l'intérieur, le massif dunaire côtier fixé par des plantations de pins maritimes à partir du XIXe siècle présente avec quelques variantes la séquence suivante, déterminée par la vitesse du vent, la quantité de sable disponible et les obstacles à la déflation (nappe phréatique affleurant, végétation) : protodunes (sans face d'avalanche) ou barkhanes isolées, rides barkhanoïdes isolées ou composées (chevauchantes), dunes paraboliques coalescentes (associées aux zones les plus végétalisées), saupoudrage de sable et épandage en nappes peu épaisses (Figure 6). Les dunes, souvent séparées par des zones humides (« lettres »), atteignent une cinquantaine de mètres de hauteur. Les âges OSL et IRSL montre que l'ensemble des dunes barkhanoïdes et paraboliques (« dunes modernes » de Tastet, 1998) a été édifiée simultanément au cours du petit âge glaciaire, entre 0,2 et 0,6 ka, vraisemblablement en raison d'un accroissement de la fréquence des tempêtes (Clarke et al., 2002). Cette phase de progression rapide des dunes vers l'intérieur est bien documentée dans les textes anciens et a provoqué

l'ensablement de plusieurs villages, notamment dans la région du Médoc. Quelques âges plus anciens (1,0-1,5 ka) ont néanmoins été obtenus sur des dunes paraboliques dans certains secteurs et à la base de dunes barkhanoïdes. Elles suggèrent une avancée similaire du massif dunaire pendant une période historique antérieure (« dunes primaires » de Tastet, 1998). La face au vent de la Dune du Pilat, située à l'entrée du bassin d'Arcachon, soumise à l'érosion marine à son pied et à la déflation, montre en superposition les différents éléments de cette séquence dunaire, avec des niveaux à litage horizontal à la base (épandages en nappe) séparés par des paléosols tourbeux, puis les larges stratifications entrecroisées d'une dune parabolique, enfin celles de la ride barkhanoïde actuelle qui chevauche la précédente. Les niveaux éoliens les plus anciens ont été datés entre 3,7 et 3,0 ka.

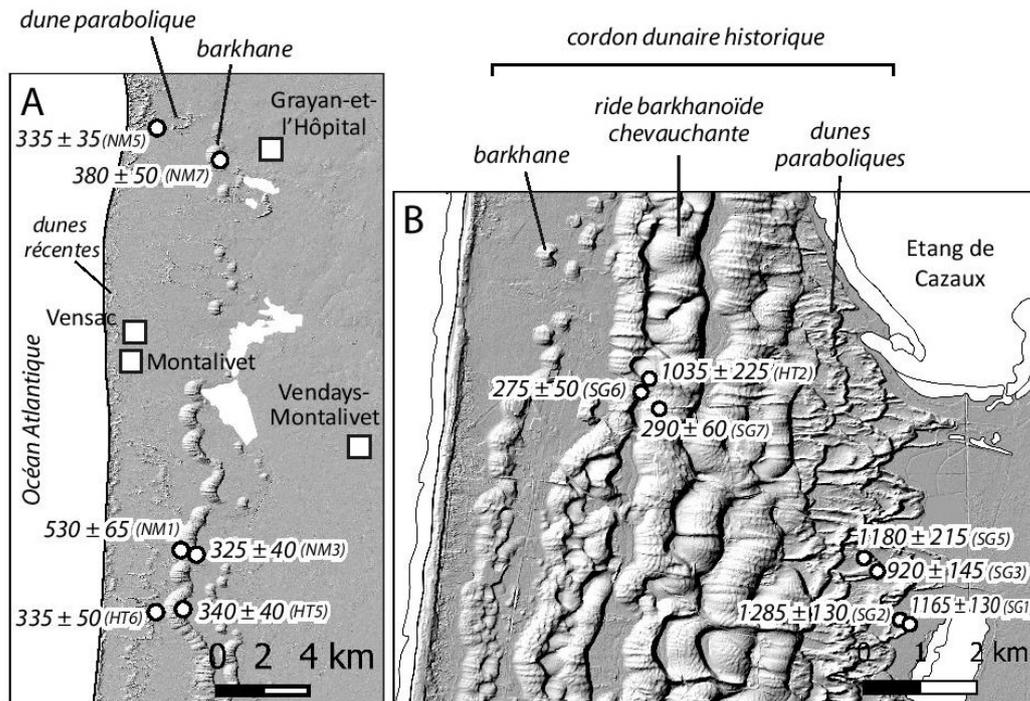


Figure 6 - Détail du cordon dunaire côtier (RGEALTI 5 m, IGN) dans le secteur de Montalivet (A) et Biscarosse (B). Les âges IRSL sont tirés de Clarke et al. (1999, 2002).

Dz. Dunes et plages récentes (XX^e-XXI^e siècle).

La tendance générale de la côte aquitaine est au recul depuis au minimum le début du XX^e siècle, d'après différents observateurs (Buffault, 1942 ; Aubié et al., 2011), qui peut aller de 0,3 m à 6 m par an en moyenne. Quelques secteurs sont cependant en quasi-équilibre, notamment dans la partie sud, et les apports sédimentaires y compensent l'érosion. A l'échelle décennale, les plages subissent des phases de démaigrissement et d'engraissement répétées suite à la migration des bancs de sable sous l'influence de la dérive littorale et à l'occasion des tempêtes. En raison du recul de la côte, les dunes historiques sont le plus souvent entaillées en falaise en arrière de la plage. A l'exception de la Dune du Pilat, les dunes récentes remodelées dans les années 1970-1980 sont peu développées et masquent périodiquement la falaise littorale ou forment des drapages sur les édifices anciens et des petites dunes paraboliques sous le vent de cuvettes de déflation (« caoudeyres »).

4. L'histoire géologique

4.1. AVANT LE CYCLE VARISQUE DANS LE PAYS BASQUE

(Avec les contributions d'E. Nardin et M. Aretz)

4.1.1. Le Néoprotérozoïque

La présence de roches précambriennes (a1ζ et a2ζ) dans le Pays Basque est indéniable dans le massif d'Ursuya, bien que leurs protolithes ne soient pas datés. L'attribution de ces séries métasédimentaires repose sur des critères stratigraphiques locaux et régionaux par comparaison avec d'autres niveaux précambriens des Pyrénées d'Occitanie Ouest. A cause de l'importance du métamorphisme et de la déformation varisque, la connaissance sur les conditions de dépôt des protolithes de ces niveaux sont rares. De ce fait, leur interprétation en termes de paléoenvironnement est impossible à l'heure actuelle.

4.1.2. Évolutions sédimentaire et paléoenvironnementale au début du Paléozoïque

a) Cambro-Ordovicien inférieur, plate-forme principalement détritique en zone de moyenne latitude (hémisphère sud)

La série cambro-ordovicienne des Pyrénées occidentales et du Pays Basque est constituée principalement de roches détritiques, de type quartzites et schistes micacés à ardoisiers (k1-5), avec quelques intercalations calcaires (C) dans le Cambrien du massif d'Ursuya. Ces dernières suggèrent que la rampe cambrienne du Pays Basque était mixte, sans récifs à archéocyathes et avec des apports terrigènes plus importants, alors que les niveaux équivalents dans les Pyrénées occidentales et en Montagne Noire indiquent l'établissement d'une plate-forme carbonatée récifale. La suite de la série cambrienne, de par sa nature micaschisteuse et gréseuse, suggère l'installation d'une rampe silicoclastique qui perdurera durant l'Ordovicien inférieur dans les Pyrénées occidentales et dans le Pays Basque. La série la plus complète (schistes des Aldudes, o1-4) montre une évolution de quartzites à bilobites vers des schistes à helminthoïdes, puis des alternances de quartzites argileux et de schistes ardoisiers à graptolites (indiquant un âge probable de fin de dépôt au Floien terminal). L'organisation de ces dépôts témoigne d'une rampe silicoclastique, modérément profonde et relativement calme (shoreface à offshore supérieur), peu subsidente, qui s'approfondit progressivement durant l'Ordovicien inférieur. Les séries détritiques de granulométrie plus fine dans le pays d'Oloron pourraient s'être déposées sur une rampe plus distale que dans le Pays Basque.

Dans le Pays Basque, un hiatus sédimentaire entre l'Ordovicien inférieur et l'Ordovicien supérieur existe malgré la concordance des différents niveaux, contrairement à la discordance angulaire observées dans les Pyrénées orientales et centrales (événement sarde ; García-Sanseguendo et al., 2004). Ce hiatus pourrait être dû à un épisode régressif majeur, enregistré du Massif Armoricaux aux régions gondwaniennes, plutôt qu'à un événement tectonique régional qui affecte les Pyrénées orientales et centrales.

b) Ordovicien supérieur, plate-forme mixte en zone subpolaire sud

L'Ordovicien supérieur (o5-6) s'exprime par des schistes phylliteux, à horizons de grès uniquement détritiques, au Sandbien ou carbonatés, au Sandbien terminal et Katien. Ces niveaux sont les témoins de la vaste rampe détritique, relativement peu profonde, localisée sur la marge subpolaire du Gondwana. Les niveaux lenticulaires de la base de la série suggéreraient la présence de chenaux au sein d'une rampe vaseuse à silteuse, sur laquelle s'épanouissent localement les organismes benthiques (brachiopodes, bivalves, gastéropodes, trilobites). La rareté des faunes pourrait cependant indiquer des environnements peu favorables au développement de la vie benthique. Dans le massif du Baygoura, le renouvellement des faunes au Katien marque l'expression locale d'un événement paléocéanographique plus global (événement Boda ; Fortey et Cocks, 2005). Le détritisme majoritaire, parfois grossier, indiquerait la présence de zones émergées locales en plus des apports provenant des aires émergées gondwaniennes. À ce jour, les dépôts de l'Ordovicien supérieur n'ont pas révélé l'enregistrement de l'épisode glaciaire fini-ordovicien.

c) Silurien, transition d'une rampe dysoxique vers une plate-forme carbonatée tropicale

Le Silurien inférieur et moyen (s1-4) est principalement exprimé par des schistes foncés ampéliteux à graphiteux à graptolites, dans le Pays Basque et dans les Pyrénées occidentales. L'abondance des graptolites planctoniques et les fins niveaux gréseux lenticulaires plus tardifs suggèrent une rampe d'abord relativement profonde (offshore inférieur) puis affectée par des tempêtes distales (offshore supérieur) au Silurien moyen et supérieur. La nature des sédiments ainsi que l'absence supposée de faunes benthiques suggèrent des conditions d'oxygénation pauvre au moins dans la partie inférieure de la colonne d'eau. À partir du Silurien terminal, les dépôts carbonatés au sein des pélites de la vallée d'Ossau ou de l'Adarza montrent l'installation d'une rampe mixte avec le développement de faunes benthiques dans le Pays Basque et dans les Pyrénées occidentales alors que la rampe reste détritique avec une bathymétrie équivalente dans le massif du Baygoura.

4.2. LE CYCLE VARISQUE

La carte géologique de la région Aquitaine intéresse deux régions éloignées de la chaîne Varisque. La partie sud de la carte concerne la partie occidentale du domaine varisque des Pyrénées, alors que la partie nord concerne le domaine varisque de l'ouest du Massif Central français. Ces deux domaines présentent des caractéristiques très différentes ils seront donc traités séparément (cf. §. 4.2.2).

4.2.1. L'orogène varisque dans l'ouest du Massif Central

(Avec la contribution de M. Faure)

La partie nord-est de la carte géologique de la région Aquitaine intéresse la bordure ouest du Massif Central français, et plus particulièrement le domaine sud-Limousin (ou Bas Limousin), qui représente une pièce importante de la chaîne varisque.

Du point de vue géographique, la partie occidentale du Massif Central concernée par la carte de la région Aquitaine affleure dans le département de la Dordogne. Les travaux essentiels de cartographie, pétrologie et géologie structurale, ont été réalisés par N. Santallier, P-L. Guillot, et J-P. Floc'h, dans le cadre de leurs thèses d'Etat et des publications associées.

Ce territoire permet d'illustrer plusieurs domaines lithotectoniques de ce segment varisque, cependant la faible superficie de la chaîne représentée sur la carte ne permet pas de détailler complètement la géométrie finie de l'édifice de nappes, son évolution tectono-métamorphique polyphasée du Dévonien au Carbonifère inférieur, sa reprise par les événements plutoniques au Carbonifère moyen (Serpukhovien à Moscovien) et finalement son démantèlement dans les bassins houillers du Carbonifère supérieur (Gzhélien), puis du Permien inférieur. Afin de permettre une meilleure compréhension des ensembles observés sur la feuille, ceux-ci sont replacés dans le cadre plus général du Massif Central (Figure 7).

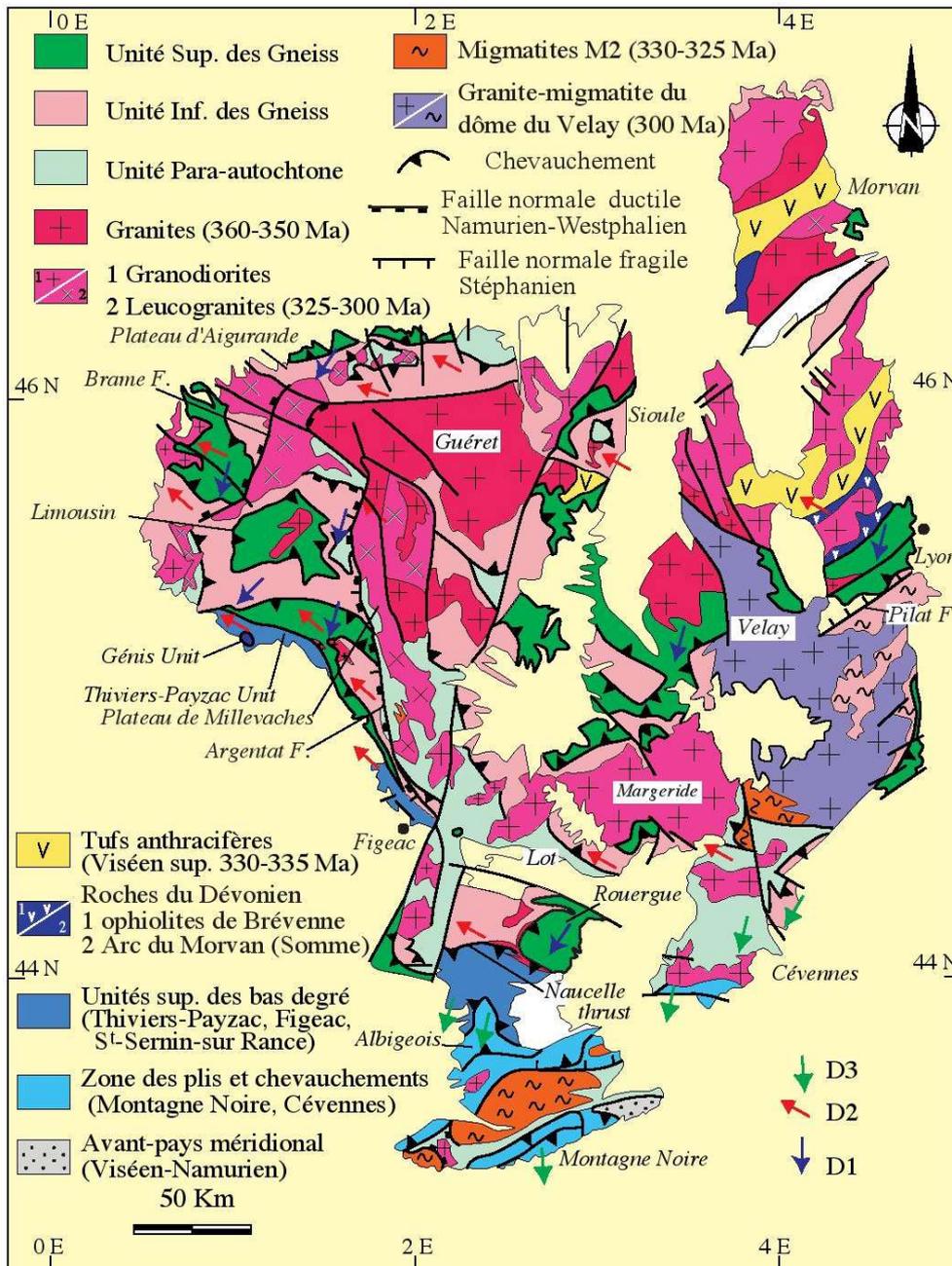


Figure 7 - Schéma structural de la chaîne varisque dans le Massif Central (d'après Faure et al., 2009)

a) L'édifice de nappes

Il est maintenant bien accepté que l'architecture du Massif Central résulte d'un empilement de nappes ductiles et synmétamorphes (Faure et al., 2009 et références incluses). Les contacts anormaux, formés avec une géométrie à faible pendage, sont replissés en antiformes et synformes (Figure 7 et Figure 8). Dans la partie est de la carte de la région Aquitaine, les plis plurikilométriques de la foliation sont orientés NW-SE, on observe ainsi du nord vers le sud, les terminaisons occidentales d'une succession d'antiformes et de synformes : Meuzac, Uzerche, Saint-Cyr-les-Champagnes, Puy des Ages, Saint-Mesmin, Génis, Fougeyrollas, Cubas. A l'ouest de la feuille, les directions structurales deviennent subméridiennes. La structure plurikilométrique majeure correspond au brachyanticlinal, ou « dôme » de Saint-Mathieu, dont le cœur est occupé par des plutons leucogranitiques et monzogranitiques. A l'est de cette structure, la foliation pend globalement vers l'est, alors qu'elle pend vers l'ouest, à l'ouest des plutons granitiques. Du haut en bas de l'édifice de nappes du Massif Central, on distingue les unités suivantes (Figure 7) :

1. L'Unité de Génis

Elle est formée de roches sédimentaires faiblement métamorphiques (séricitoschistes datés de l'Ordovicien, par des acritarches), arkoses et conglomérats, ainsi qu'un bloc métrique de calcaire contenant des conodontes du Silurien supérieur-Dévonien inférieur (Guillot et Lefebvre, 1975). La partie supérieure de l'Unité de Génis est un complexe magmatique (volcanique et plutonique) et sédimentaire. La présence de gabbros, pillow-lavas, tufs basiques et radiolarites suggère que cet ensemble est un fragment d'une série ophiolitique démembrée. Les relations stratigraphiques ou tectoniques entre cette unité et l'unité sous-jacente de Thiviers-Payzac, ainsi que sa signification dans la chaîne varisque du Massif Central, ne sont pas établies.

2. L'Unité de Thiviers-Payzac

Elle est constituée de roches sédimentaires métamorphisées dans les faciès des schistes verts ou des amphibolites. Cette unité forme une ceinture discontinue depuis le sud du Limousin (Unité de Thiviers-Payzac sensu-stricto) définie sur le territoire de la carte de la région Aquitaine, le Quercy (Unité de Leyme) et l'Albigeois (nappe de Saint-Sernin-sur-Rance). Cette unité est très bien représentée sur la carte de la région Aquitaine, puisque les localités de référence s'y trouvent. L'Unité de Thiviers-Payzac est proche de l'Unité Para-autochtone, par son contenu lithologique, formé de grès et de rhyolites et de matériel volcano-sédimentaire acide d'âge cambrien, puis de quartzite blanc et de schistes noirs d'âge ordovicien. Toutefois, elle s'en distingue par sa position géométrique, au-dessus de l'Unité Supérieure des Gneiss et par la présence de l'événement tectono-métamorphique D2 (voir ci-dessous), absent dans l'Unité Para-autochtone du sud du Massif Central. Cette unité est en position élevée dans l'édifice de nappes, mais cette architecture résulte de la superposition des événements tectono-métamorphiques D1 et D2. Le chevauchement entre les Unités de Thiviers-Payzac et Supérieure des Gneiss est exposé dans la vallée de la Côte, sur la feuille de Thiviers (1/50 000) ; ailleurs, la limite verticale correspond au décrochement sud-Limousin (voir plus bas).

3. L'Unité Supérieure des Gneiss (USG)

Elle est formée de paragneiss à biotite-sillimanite, d'orthogneiss et d'alternances centimétriques à métriques de gneiss acides (leptynites) et d'amphibolites (métabasites ou roches volcano-clastiques basiques), classiquement appelé « complexe leptyno-amphibolique ». Sur la carte de la région Aquitaine, le massif du Suquet correspond à cet ensemble. Certaines amphibolites à grenat sont des éclogites rétro-morphosées, dans lesquelles on retrouve parfois des textures magmatiques (gabbroïques ou doléritiques) indiquant une origine orthodérivée des protolithes (Santallier et Floc'h, 1978). On connaît également des masses hectométriques à kilométriques

de péridotites serpentinisées ; la plus importante se trouve au Puy de Voll, près de Decazeville. La partie supérieure de l'USG est constituée de migmatites (migmatites M1, voir ci-dessous), d'âge dévonien, résultant de l'anatexie des séries gneissiques ortho- et paradérivées. D'une façon générale, l'USG se rencontre sous forme de klippes : Limousin central, synforme d'Uzerche (partiellement représenté sur la carte de la région Aquitaine), Haut Allier, Marvejols, Lézou, etc.

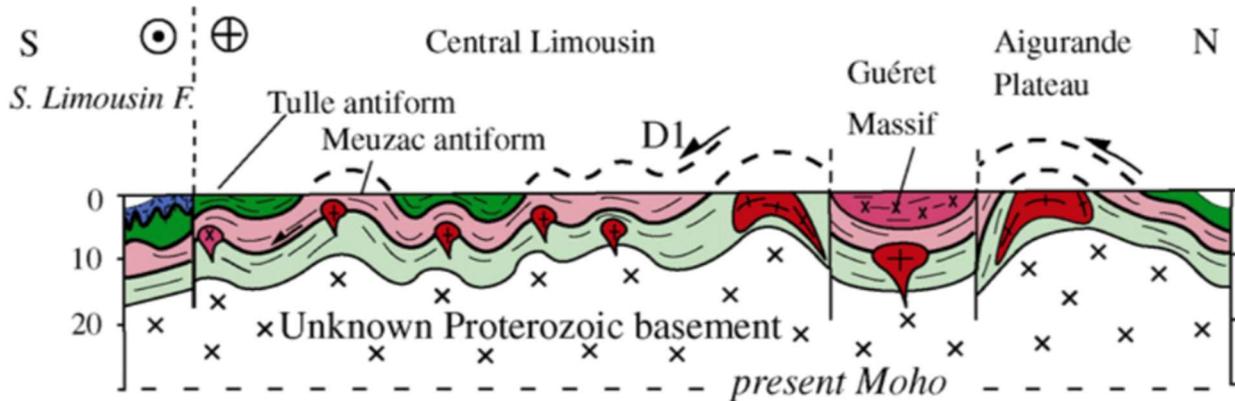


Figure 8 - Coupe générale subméridienne du Limousin montrant la pile de nappes, replissée en antiformes et synformes, recoupée par des intrusions granitiques (Faure et al., 2009)

4. L'Unité Inférieure des Gneiss (UIG)

Elle est composée de micaschistes et de paragneiss métamorphisés dans le faciès amphibolite (biotite, grenat, staurotide sont des minéraux très communs, Floc'h, 1977, 1983). Ces roches métamorphiques constituent l'encaissant de nombreux plutons de granites alcalins à calco-alcalins, transformés en orthogneiss : par exemple l'orthogneiss de Saint-Yrieix-Sarlande, de la Dronne, de Meuzac ou du Thaurion. Dans ce dernier pluton, les zircons donnent un l'âge de 457 ± 23 Ma, interprété comme celui du granite initial (Alexandre, 2007). Sur le territoire de la carte, l'UIG affleure bien à l'est du massif granitique de Saint-Mathieu. Contrairement à l'USG, les séries volcano-sédimentaires bimodales (leptyno-amphiboliques) et les roches de haute pression y sont rares, voire absentes.

5. L'Unité Para-autochtone

Elle est formée de micaschistes, métagrauwackes et de quartzites métamorphisés dans le faciès schiste vert supérieur ou amphibolite inférieur. A l'échelle de tout le Massif Central, l'Unité Para-autochtone est reconnue dans la Châtaigneraie et les Cévennes. Dans cette région, des passées volcano-sédimentaires acides contiennent des zircons ayant livré des âges de l'Ordovicien inférieur. Des niveaux volcano-sédimentaires basiques sont également présents. Sur la carte de la région Aquitaine, elle affleure à l'est du pluton de Saint-Mathieu-Piégut, où elle constitue la série de la Dronne. Dans le Limousin, cette série s'observe à l'est, le long de la faille d'Argentat ou au nord, dans le plateau d'Aigurande (Figure 7).

Il faut aussi mentionner l'existence de deux ensembles reconnus à l'échelle de l'ensemble du Massif Central, mais qui n'existent pas sur la carte de la région Aquitaine.

6. L'Unité Paléozoïque « externe »

L'Unité Paléozoïque « externe » non-métamorphique des plis-et-chevauchements est formée de séries terrigènes et carbonatées fossilifères, allant du Cambrien inférieur au Serpukhovien, plissées et écaillées vers le sud. Elle se rencontre uniquement dans le sud du Massif Central où elle forme la nappe de Saint-Salvi de Carcavès, le Viganais, et les versants nord et sud de la Montagne Noire. Dans le versant sud de la Montagne Noire, cet ensemble litho-tectonique est constitué de plis couchés kilométriques déversés vers le sud.

7. Le bassin viséen d'avant-pays

Le bassin viséen d'avant-pays affleure de façon limitée dans le sud du Massif Central, en Montagne Noire. Ce bassin est formé par des dépôts chaotiques (turbidites et olistostrome) traduisant une sédimentation gravitaire syn-tectonique. Il peut être considéré comme un bassin flexural dans lequel se mettent en place, dans des conditions superficielles, les unités les plus externes de la chaîne varisque.

b) La déformation ductile et symmétamorphe polyphasée

Outre les multiples jeux fragiles, du Permien au Tertiaire, de failles qui ont contribué à former la structure compartimentée du Massif Central, l'architecture ante-permienne du Massif Central résulte de plusieurs phases de déformation ductile, accompagnées de cristallisations métamorphiques. On distingue six événements (D_0 à D_5) enregistrés par les chronomètres isotopiques au cours d'une évolution tectono-métamorphique continue entre 450 et 300 Ma (Faure et al., 2005; 2009; Figure 7 et Figure 8). Cette nomenclature est reconnue à l'échelle de tout le Massif Central. Les quatre premiers événements correspondent à des phases de déformation compressives, c'est à dire ayant épaissi la croûte, et les deux derniers à des phases extensives, ayant aminci, ou "désépaissi" la croûte. Sur la carte de la région Aquitaine, seuls les événements D_0 , D_1 , D_2 et D_4 sont observables.

1. Événement D_0

C'est le plus ancien et le moins bien connu. Il est contemporain du métamorphisme de haute pression. Des conditions de 1,5-2 GPa et 650-750°C sont estimées pour D_0 (Santallier et al., 1978, Santallier et Floc'h, 1978, Santallier, 1983). Les datations radiométriques des roches de haute pression indiquent des âges entre 415 et 390 Ma (Pin et Lancelot, 1982; Paquette et al., 1995; Berger et al., 2010); des âges plus récents à 386 ± 2 Ma et 377 ± 3 Ma sont aussi mesurés dans le Rouergue (Lautout et al., 2018). Une foliation mylonitique, reconnue dans certaines éclogites du Rouergue ou du Limousin, est associée à cet événement de haute pression, mais ces structures exceptionnelles ne sont pas systématiquement cartographiées ni analysées en terme de cinématique.

2. Événement D_1

Cet événement, contemporain de la fusion crustale de haute à moyenne pression qui affecte l'USG et l'UIG, est daté du Dévonien moyen à supérieur, dans le Limousin, entre 385 Ma et 375 Ma (Faure et al., 2007). Ces migmatites M1 se développent à partir des granitoïdes d'âge cambrien ou ordovicien, déjà orthogneissifiés pendant l'événement D_0 et de leur encaissant. Elles peuvent contenir des blocs non fondus (ou restites) d'amphibolite et même plus rarement d'éclogite. Dans le Limousin, les estimations thermobarométriques indiquent des valeurs comprises entre 4,5 et 0,8 GPa et 575 et 650°C (Santallier, et al., 1978; Santallier, 1983). Structuralement, la foliation migmatitique plate porte une linéation minérale NE-SW, associée à un cisaillement de la partie supérieure vers le sud-ouest (Girardeau et al., 1986). Ces structures

sont formées pendant l'événement D₁. A l'échelle de toute la chaîne varisque française, la fusion crustale dévonienne est synchrone de l'exhumation des roches de haute pression de l'USG. Dans le Morvan, les roches de l'USG affectées par les phases D₀ et D₁ sont recouvertes par la série de la Somme qui, elle, ne présente pas ces événements. Ceci suggère une exhumation rapide de l'USG au Dévonien moyen, au moins dans le nord du Massif Central.

3. Événement D₂

Dans l'UG, certaines Unités para-autochtones ou l'Unité de Thiviers-Payzac, l'élément structural prédominant est une linéation d'allongement NW-SE, associée à un métamorphisme prograde de MP/MT à biotite-grenat-staurotide (\pm disthène), correspondant à des pressions de 0,7-1 GPa et des températures de 500-600°C (Bellot et Roig, 2007). Dans la région de Figeac, les conditions du pic métamorphique sont comprises entre 6,6 et 9.0 GPa et 615-655 °C (Duguet et al., 2007). Le métamorphisme D₂ est daté vers 360 Ma, dans le Limousin central (Melleton et al., 2009). La cinématique contemporaine des minéraux métamorphiques indique des mouvements vers le nord-ouest. Du fait des deux phases de déformation : D₁ vers le sud-ouest, puis D₂ vers le nord-ouest, la géométrie détaillée des structures est parfois très complexe. Ainsi, dans le sud-Limousin, lors de l'événement D₂, l'Unité de Thiviers-Payzac chevauche l'USG au nord-ouest dans la vallée de la Côte. Le contact NW-SE entre l'Unité de Thiviers-Payzac et l'Unité Supérieure des Gneiss est un décrochement ductile, appelé « décrochement Sud-Limousin » (Roig et al., 1996). Cette faille a un jeu sénestre contemporain de la mise en place du granite syncinématique d'Estivaux, daté à 346 ± 3 Ma (Ar/Ar sur biotite), puis un jeu dextre plus froid, stable dans les conditions du faciès des schistes verts (chlorite stable), sans doute d'âge carbonifère supérieur. Malgré un âge un peu plus jeune que celui du métamorphisme D₂, la tectonique décrochante est aussi attribuée à l'événement D₂.

La linéation D₂, d'âge carbonifère inférieur, ne doit pas être confondue avec une autre linéation NW-SE contemporaine de la mise en place de plutons syntectoniques, d'âge carbonifère supérieur (Namurien à Westphalien), associés à l'extension syn-orogénique attribuée à l'événement D₄ (cf. infra).

4. Événement D₃

Reconnu uniquement dans le sud du Massif Central français, en tant que phase de déformation compressive, il traduit la migration du front orogénique vers le sud. Dans l'Unité Para-autochtone (par ex. Cévennes), il correspond à la première déformation ductile et syn-métamorphe enregistrée par ces unités au Viséen (340-335 Ma), avec développement d'une foliation plate portant une linéation subméridienne à NE-SW, associée à des cisaillements vers le sud. Dans le sud-est du Massif Central, c'est le premier événement identifié dans l'Unité Para-autochtone et l'Unité des Plis-et-Chevauchements des versants nord et sud de la Montagne Noire et du Viganais. Dans le versant sud de la Montagne Noire, l'événement D₃ est daté du Viséen supérieur-Serpukhovien par les sédiments syn-orogéniques du bassin d'avant-pays.

Dans le nord du Massif Central, il n'existe pas de chevauchement ductile d'âge viséen, attribuable à la phase D₃. L'événement D₃ est contemporain du magmatisme des « tufs anthracifères ». Il se traduit par une déformation fragile extensive et coulissante. L'étirement NW-SE est associé à la mise en place de filons, qui correspondent au début de l'extension syn-orogénique culminant lors de l'événement D₄. Dans le Limousin méridional, le décrochement sud-Limousin, initialement actif dans le faciès amphibolite entre 350 et 345 Ma, est réactivé en décrochement dextre pendant l'événement D₃ (Roig et al., 1996).

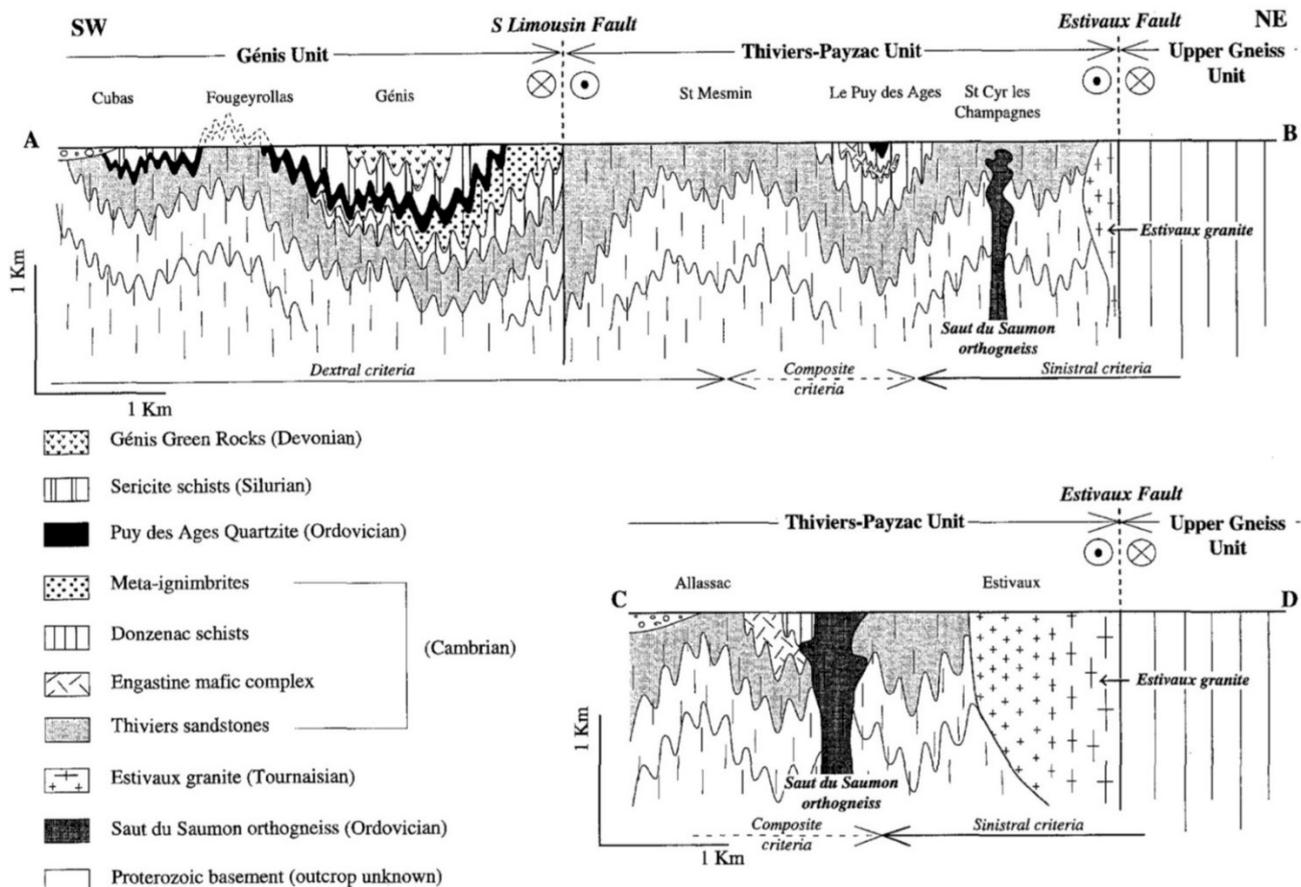


Figure 9 - Coupe du Limousin méridional (d'après Roig et al., 1996)

5. Événement D₄

Largement répandu dans tout le Massif Central (Figure 9), il présente la particularité d'être géographiquement et chronologiquement associé aux granitoïdes mis en place au début du Carbonifère supérieur, entre 325 et 310 Ma (Serpukhovien à Bashkirien). Autour de nombreux plutons, les minéraux du métamorphisme de contact (biotite, andalousite) sont orientés ou déformés, ce qui indique un synchronisme entre la déformation régionale et la mise en place des granitoïdes. La plupart des plutons de leucogranite du Limousin ou du Millevaches ou de monzogranite (Margeride, Rouergue, Mont-Lozère, Aigoual) possèdent des orientations préférentielles minérales acquises lors de leur cristallisation. Elles sont souvent difficiles à observer directement sur le terrain, grâce à l'orientation des mégacristaux de feldspath potassique ou d'enclaves basiques, mais des études indirectes, par exemple l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) montre clairement cette fabrique. En particulier, on reconnaît dans les plutons monzogranitiques une linéation d'étirement NW-SE parallèle à la linéation d'étirement de l'andalousite ou de la biotite cristallisés lors du métamorphisme de contact.

Dans l'ouest-Limousin, les plutons de leucogranite de Saint-Mathieu-Saint-Saud-Roussines-Champniers-Reilhac, et de monzogranite de Piégut-Pluvier n'ont pas fait l'objet d'études pétrostructurales détaillées, mais des observations préliminaires indiquent que ces plutons possèdent des bordures mylonitiques avec une géométrie en faille normale (Faure, 1989). L'étirement NW-SE s'accompagne d'un raccourcissement vertical. Ce champ de déformation reflète une tectonique extensive caractérisée par un étirement NW-SE et un raccourcissement vertical contemporain de la mise en place des plutons, donc d'âge serpukhovien à bashkirien (Faure, 1995).

6. Événement D_5

Cette dernière étape de l'évolution tectonique du Massif Central est également une phase extensive, qui diffère de la précédente, car la direction d'étirement maximum devient NNE-SSW. Les bassins houillers du Carbonifère supérieur (Gzhélien) de Saint-Etienne, Graissessac, Decazeville, Figeac sont des bassins intramontagneux tardi-orogéniques. Le contexte structural d'ouverture de ces bassins: en demi-graben ou en pull-apart, selon l'orientation de la faille bordière, s'accorde avec cette direction subméridienne. La faille NNE-SSW du Sillon houiller a un jeu stéphanien, senestre, fragile pendant l'événement D_5 . Les bassins houillers ouverts le long du Sillon houiller sont des pull-aparts, témoignant d'un épisode tectonique transtensif. La direction d'allongement maximum lors de l'ouverture des bassins, orientée NNE-SSW, s'accorde bien avec la direction d'extension de l'événement D_5 .

Dans le sud-Limousin, les formations houillères du Carbonifère supérieur du bassin de Brive sont limitées à la bordure nord du bassin. A l'ouest de Juillac, ou vers Terrasson, les conglomérats et grès du Gzhélien sont discordants sur le Paléozoïque plissé de l'Unité de Thiviers-Payzac, ce qui suggère que la faille bordière du bassin houiller se trouve plus au sud, masquée sous les sédiments mésozoïques. Ces dépôts houillers ne permettent donc pas de documenter le cadre tectonique du remplissage du bassin.

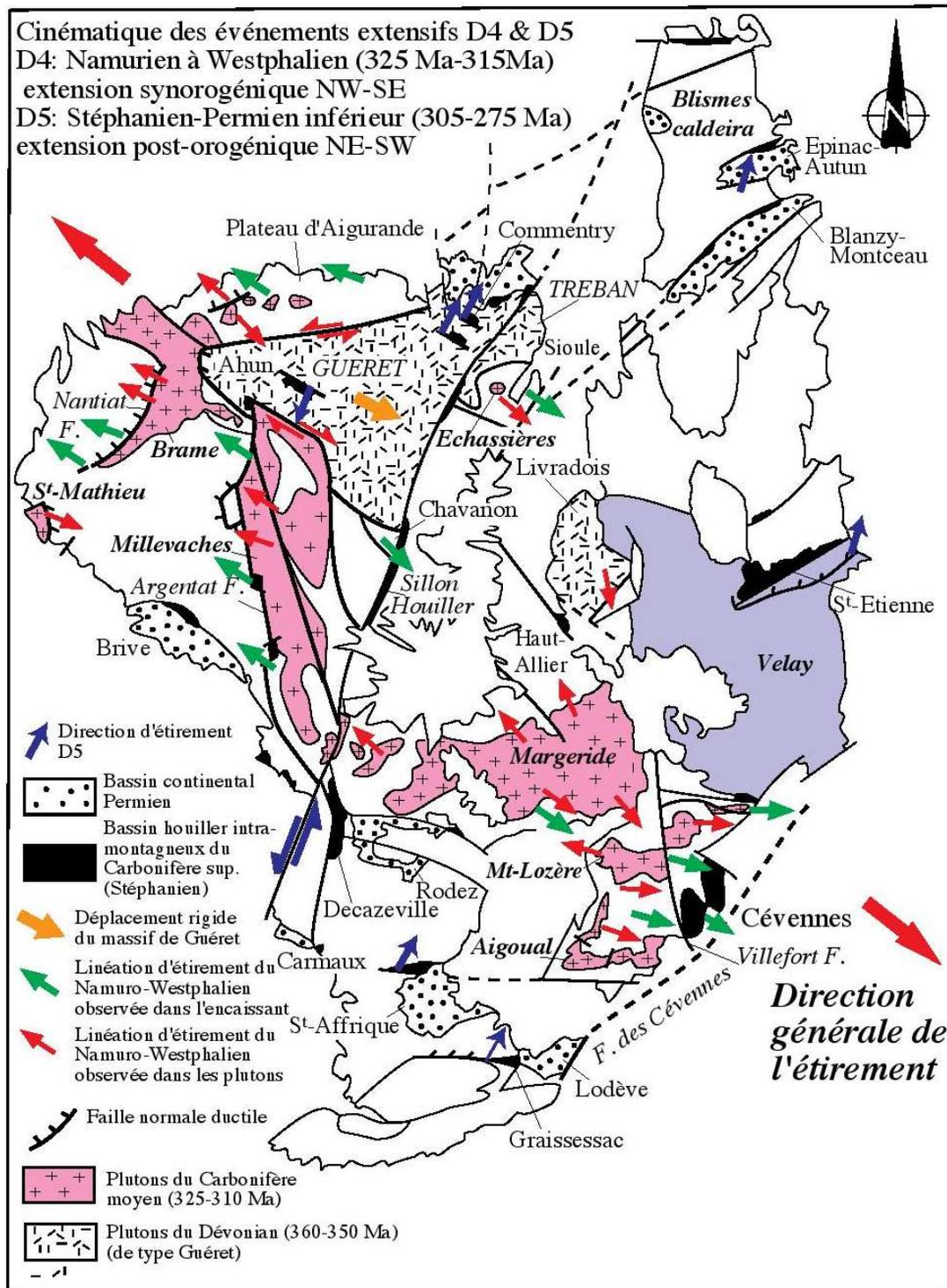


Figure 10 - Carte structurale et cinématique des événements extensifs syn- à post-orogéniques (D4 et D5) d'âge carbonifère supérieur (d'après Faure et al., 2009)

c) Les événements magmatiques

Sur la bordure ouest du Massif Central, les événements plutoniques ou volcaniques, souvent contemporains de déformation, sont bien représentés. Les plus anciennes manifestations magmatiques, comme les coulées rhyolitiques ou les orthogneiss, sont déformées avec leur encaissant. Les plus récentes, bien qu'apparemment exemptes de déformations, sont souvent structurées à l'état magmatique lors de leur mise en place. Les événements magmatiques sont présentés par ordre chronologique et leur implication dans la tectonique est également mentionnée.

1. Événements volcano-plutoniques pré-orogéniques

Cambrien

On connaît depuis longtemps l'existence de coulées rhyolitiques, de tufs et d'ignimbrites interstratifiées dans la série gréso-grauwackeuse du Cambrien inférieur, dans l'Unité de Thiviers-Payzac, la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, et certaines sous-unités de l'Unité Paléozoïque non-métamorphique des plis-et-chevauchements (nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, écaille du Mendic du versant nord de la Montagne Noire). Ces formations sont connues sous le nom de "porphyroïdes" (de Génis, de Requista, etc...).

Dans l'Unité de Thiviers-Payzac, le magmatisme basique, représenté par des filons de diabase, des plutons gabbroïques ou des formations volcanoclastiques, est également bien développé. Bien que non daté, on considère souvent qu'il s'agit d'un événement d'âge cambrien. Les plutons d'âge néoproterozoïque terminal - cambrien, sont relativement rares : on en connaît dans le Rouergue (granite des Palanges et granodiorite de Caplongue), dans la Montagne Noire (Mendic, Cammazes, orthogneiss anatectiques de la zone axiale). Certains de ces plutons, associés aux metarhyolites, correspondent possiblement à des plutons hypovolcaniques. Cet événement magmatique est interprété comme la marque d'un rifting avorté.

Ordovicien inférieur

Le magmatisme ordovicien est diversifié. Dans l'UIG, les granitoïdes ordoviciens sont très abondants. Il s'agit de granites alcalins, parfois porphyriques, transformés en orthogneiss : massifs de la Dronne, de Saint-Yrieix. Le magmatisme acide est également reconnu dans l'USG, où, associé à des roches basiques, il représente un magmatisme bimodal caractéristique des complexes leptyno-amphiboliques. Dans l'Unité de Thiviers-Payzac, le magmatisme acide est responsable de la mise en place des plutons de Cognac et du Saut-du-Saumon. Le magmatisme basique est aussi présent dans l'Unité Para-autochtone, dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et dans l'Unité des plis-et-chevauchements.

La signification géodynamique du magmatisme ordovicien la plus généralement acceptée est celle d'un rifting continental, qui affecte la bordure septentrionale du Gondwana. La croûte continentale, de plus en plus amincie, depuis l'Unité Para-autochtone jusqu'à l'USG, est intrudée par des magmas acides et basiques. Ces ensembles magmatiques généralement alcalins, ne représentent pas des ophiolites, même si certaines masses kilométriques présentes dans l'UIG ou l'USG pourraient être interprétées comme des écailles tectoniques issues d'une série ophiolitique (Girardeau et al., 1986). Le seul ensemble ophiolitique conséquent se rencontre dans le Massif Armoricaïn, au sommet de la nappe de Champtoceaux.

2. Événement syn-D₁ - Dévonien : la migmatisation éo-varisque M1

Les unités supérieures et inférieures des gneiss montrent de nombreuses traces d'un métamorphisme de haute température à sillimanite, muscovite, biotite, grenat, feldspath potassique. Des leucosomes synfoliaux et des masses plurimétriques de granitoïdes indiquent que ces séries métamorphiques ont subi une anatexie contemporaine de la phase D₁. Dans le Limousin, les zircons des leucosomes indiquent un âge dévonien, entre 385 et 375 Ma (Faure et al., 2008).

3. Événements post-D₁ et pre-D₂ - Dévonien moyen à supérieur : "diorites et tonalites"

À l'échelle de tout le Massif Central, ce magmatisme est peu représenté. Il est absent sur la feuille de la région Aquitaine, mais est bien connu dans le Limousin. On reconnaît plusieurs massifs de gabbros, diorites, tonalites et granodiorites de chimisme calco-alcalin, rassemblées sous le nom de "ligne tonalitique du Limousin". L'âge de ce magmatisme est compris entre 380 et 370 Ma (Bernard-Griffith et al., 1985).

4. Événements d'âge Carbonifère moyen à supérieur (post-D₃)

L'anatexie M2 du Viséen supérieur

Immédiatement après l'événement D₃, l'édifice de nappes a connu un épisode important de fusion crustale, appelé "migmatisation M2". Cette anatexie M2 est bien développée dans la zone axiale de la Montagne Noire et de façon plus limitée au sud du massif de Millevaches ou au nord du massif du Mont-Lozère. Les datations ponctuelles, par la méthode chimique U-Th-Pb sur monazite, indiquent que l'anatexie M2 se déroule vers 330 Ma à partir des protolithes orthogneissiques datés à 550 Ma par la même méthode (Faure et al., 2009b).

Le plutonisme du Serpukhovien-Bashkirien syn-D₄

La fusion crustale se poursuit par la mise en place de plusieurs générations de plutons granitiques. Il est classique de distinguer des leucogranites et des monzogranites porphyriques (Didier et Lameyre, 1969 ; Duthou et Dutreuil, 1978). Sur la carte de la région Aquitaine, il s'agit des massifs de Saint-Mathieu, Piégut-Pluviers, le Bourneix. Dans le sud du Massif Central, les plutons de monzogranite porphyrique sont de loin les plus représentés : Margeride, Pont-de-Montvert-Borne, Aigoual-Saint-Guiral-Liron). L'âge de ces plutons est compris entre 325 et 310 Ma. Des études pétro-structurales et d'anisotropie de susceptibilité magnétique mettent en évidence la présence de structures internes développées à l'état sub-solidus, pendant la cristallisation du magma. En particulier, une linéation minérale NW-SE, acquise pendant la cristallisation du magma, et parallèle à la linéation minérale et d'allongement des micaschistes de l'auréole de contact, indique un contexte tectonique régional extensif qui correspond à celui du désépaississement crustal de la chaîne varisque pendant l'événement D₄.

La fusion crustale du Carbonifère supérieur (Westphalien-Gzhélien)

Dans le sud-est du Massif Central, on reconnaît un troisième épisode de fusion crustale (migmatites M3) limité au dôme granito-migmatitique du Velay. Son âge carbonifère supérieur (Gzhélien) indique que cette anatexie est contemporaine du jeu de la faille normale du Pilat et du remplissage du bassin houiller de Saint-Etienne, entre 320 et 290 Ma.

Un magmatisme alcalin, représenté par des tufs acides, des pyroclastites et des coulées basaltiques, est reconnu dans de nombreux bassins houillers. Il traduit aussi un phénomène de fusion crustale tardi-orogénique. Les filons de lamprophyre d'âge carbonifère supérieur, volumétriquement limités, mais assez répandus dans toutes les séries métamorphiques du Massif Central, indiquent une contribution du manteau comme source d'une petite partie des magmas et source de chaleur responsable de la fusion crustale.

d) Conclusion

L'ensemble des événements tectoniques, sédimentaires, métamorphiques et plutoniques sont synthétisés dans le tableau ci-dessous et interprétés dans le cadre géodynamique de l'évolution de la chaîne varisque (Figure 11).

Synoptic table of the tectonic-metamorphic-magmatic sedimentary events in the Massif Central

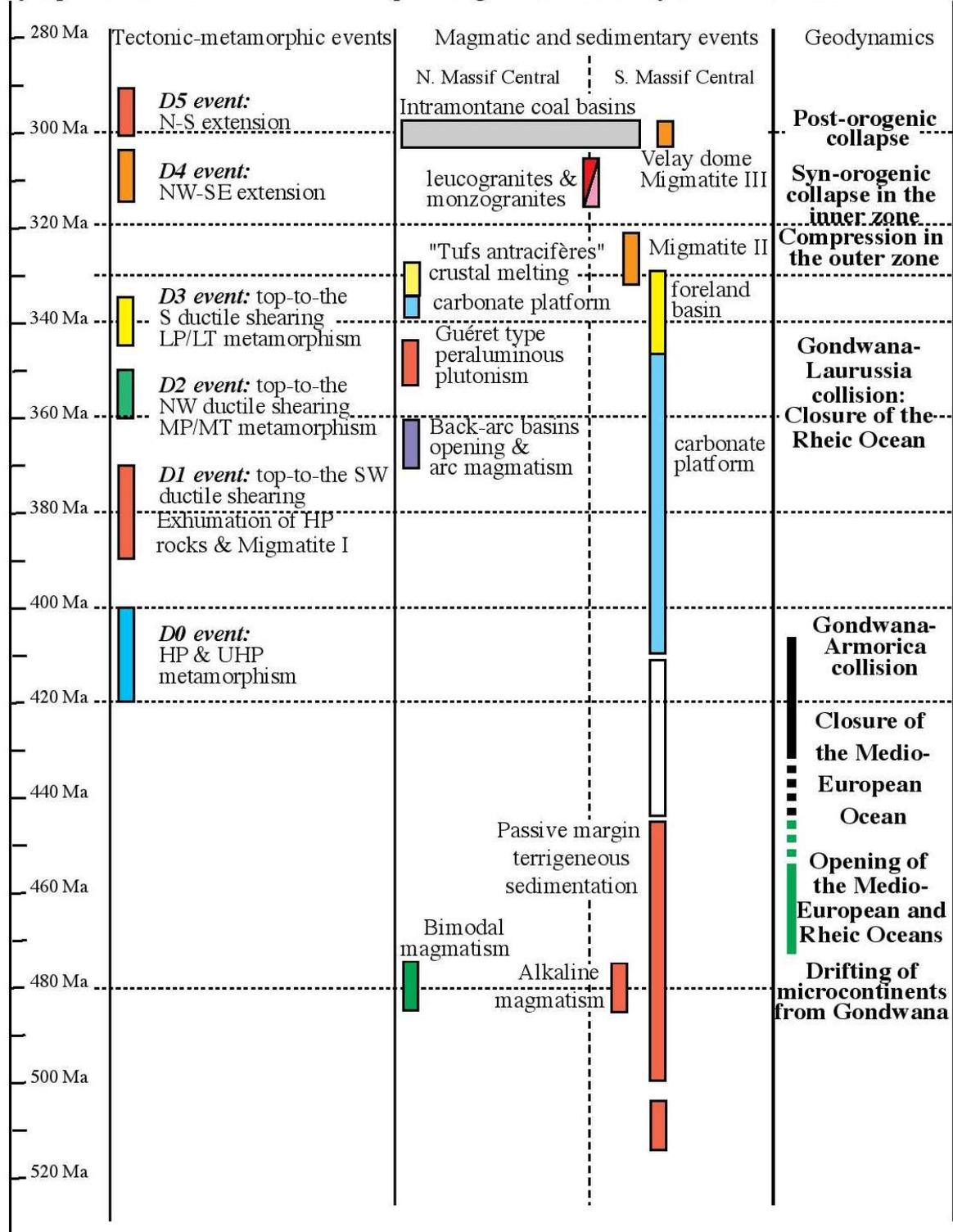


Figure 11 - Tableau synoptique des événements sédimentaires, tectoniques, métamorphiques et magmatiques du Massif Central français (d'après Faure et al., 2009)

4.2.2. Le cycle varisque dans les Pyrénées et le Pays Basque

(Avec les contributions d'E. Nardin et M. Aretz)

a) Évolutions sédimentaire et paléoenvironnementale

Dévonien inférieur et moyen, sédimentation de bassins individualisés sous contrôle tectonique en zone équatoriale

Au Dévonien, les Pyrénées se trouvent en zone équatoriale. Malgré cette position paléogéographique favorable pour la formation des carbonates, l'influence d'un apport silicoclastique est souvent bien marqué dans la région au Dévonien inférieur et moyen. La répartition des faciès laisse apparaître une structuration grossièrement SSO-NNE, avec un approfondissement du bassin vers le NNE. De ce fait, les sources des sédiments détritiques bien que très mal connues, sont souvent associées à des zones émergées potentiellement localisés dans la haute vallée de l'Èbre. Dans cette configuration, les dépôts du Pays Basque se déposent dans une zone plus proximale que ceux de la Haute chaîne primaire occidentale.

Sur la carte, les séries détritiques du Lochkovien au Givétien présentent une évolution générale en séquences positives du pôle déritique vers le pôle carbonaté (Majesté-Menjoulas et Rios, 1996). Les séries du Pays Basque se développent vers des carbonates à macrofaune peu abondante ou absente. Elles comportent d'épaisses séries de quartzites et de dolomies. Les faciès détritiques à termes silto-carbonatés de la Haute chaîne primaire occidentale vont évoluer vers des carbonates de plate-forme carbonatée interne, à faciès très zoogènes, mais localement (p. ex. sud-est d'Argelès-Gazost, gave de Pau) vers des faciès de carbonates pélagiques.

Le Dévonien inférieur du Pays Basque contient localement (Adarza, Château Pignon) des constructions récifales à stromatopores et coraux (tabulés, tétracoralliaires) ; ce qui n'est pas seulement exceptionnel pour les Pyrénées, mais aussi à l'échelle européenne. Dans la Haute chaîne primaire occidentale, les formations récifales sont plus jeunes. Pendant l'Eifelien et Givétien, elles se localisent dans une zone qui s'étend entre les montagnes de la région de Gavarnie jusqu'au voisinage du pic d'Anie.

Dévonien supérieur-Carbonifère, sédimentation homogène de bassin profond influencé par l'orogénèse varisque

Au Givétien supérieur-Frasnien inférieur, la diversité des faciès atteint son maximum de complexité. Cette complexité laisse penser que le bassin pyrénéen était divisé en plusieurs sous-bassins. Le fait marquant du Givétien supérieur-Frasnien est la présence des puissantes séries détritiques : e.g. les grès verts au Pays Basque, les séries de Sia et de la Lariste dans l'axe médian de la Haute chaîne. La série de Sia est souvent associée à des turbidites distales ou proximales. La série de Lariste est plus carbonatée et se développe dans une position proximale à des carbonates récifaux. La présence des turbidites, le caractère flyschöide d'une série comme celle de Sia et la distribution complexe des faciès avec des variations latérales rapides (e.g. Majesté-Menjoulas et Rios, 1996) laissent penser à une tectonique active pendant une phase précoce de l'orogénèse varisque ; ce qui supporte l'hypothèse des sous-bassins, montrée par la répartition spatiale complexe des dépôts. Par contre, la disposition des faciès carbonatés ceinturant ces séries détritiques complexifie l'interprétation de la source et des directions de transport de des sédiments. De plus, la différenciation des faciès s'accuse avec l'émergence progressive des hautes vallées d'Aspe et de Brousset (Clin et Mirouse, 1963). Cette émergence pourrait avoir partiellement alimenté les épaisses séries détritiques de la Haute Chaîne. Au cours du Frasnien, les différences de faciès se désamorcent graduellement et des faciès carbonatés dominant.

À partir du Frasnien supérieur, une plate-forme carbonatée profonde s'installe quasiment sur l'ensemble de la Haute chaîne primaire et du Pays Basque et les faciès contemporains deviennent assez homogènes (Perret, 1993). La distribution presque ubiquiste des calcaires rouges noduleux, localement riches en céphalopodes (connus sous le nom 'griottes') au Faménien inférieur en est un témoin. Les 'griottes' sont rares, voire absentes, des hautes vallées d'Aspe et du Brouset, du fait du paléorélief développé au Frasnien. Les 'griottes' laissent place à des carbonates gris, formés dans un milieu similaire, qui marquent la transition vers le Carbonifère. Seuls les derniers mètres de ces calcaires ont un âge carbonifère (Tournaisien inférieur ; Crilat, 1981 ; Perret, 1993).

Au Tournaisien moyen, le bassin s'approfondit et les carbonates sont remplacés par surtout des jaspes noirs, parfois riches en nodules phosphatés (souvent appelés lydiennes) et des argilites. La couleur foncée et la faible épaisseur de ces couches montrent que ces sédiments siliceux s'accumulaient très lentement dans un milieu peu oxygéné. Les lydiennes sont, dans quelques parties de la Haute chaîne primaire occidentale, transgressives sur un paléorélief dévonien (e.g. vallée d'Aspe vers le col de Somport). Dans d'autres localités, la sédimentation siliceuse est remplacée par des pélites. Autour de la limite Tournaisien-Viséen, la formation de la première calotte glaciaire sur la Gondwana engendre une forte chute du niveau marin global, qui se matérialise dans les Pyrénées par un retour d'une sédimentation carbonatée style 'griotte' (Aretz, 2016).

Les jaspes clairs du Viséen inférieur et moyen indiquent une remontée du niveau marin et une meilleure oxygénation du fond marin. Ces roches sont graduellement remplacées par des carbonates micritiques, amygdalaires, parfois laminés. La faune de ces calcaires : des céphalopodes, des radiolaires, des conodontes et des algues et ostracodes planctoniques, suggère un milieu de dépôt, loin des zones côtières (Perret et al., 1994). Ce type de faciès est connu sur l'ensemble de la carte, mais les épaisseurs et les âges peuvent varier. Au cours du Serpukhovien inférieur-Bashkirien, ce faciès homogène, épais d'une centaine de mètres, va progressivement disparaître d'est en ouest avec le dépôt de plusieurs centaines de mètres d'argilites, siltites, grès et conglomérats (Delvolvé et al., 1993, 1996), qui sont des témoignages de la phase syn-orogénique. Les calcaires d'Iraty dans le Pays Basque (massifs de Mendibelza et Igounce) représentent la formation carbonatée la plus jeune du Carbonifère pyrénéen.

Ce faciès détritique marin, appelé 'Culm', représente, dans les Pyrénées, le remplissage du bassin varisque par des turbidites, débris-flows et tempestites. Ce changement de faciès, mais aussi de la dynamique sédimentaire, est un bon indicateur de la phase syn-orogénique. La diachronie de la base du flysch entre l'est et l'ouest de la carte, montre la progression vers l'ouest du front orogénique. Les blocs de carbonates inclus dans le 'Culm' témoignent de l'existence de plates-formes carbonatées, probablement proches, complètement détruites lors de l'orogénèse varisque. Ces carbonates, dont les plus connus sont ceux d'Ardengost (Hautes-Pyrénées ; Perret, 1971), contiennent une faune proximale, d'aspect récifal, qui contraste avec la faune plus profonde des roches détritiques contemporaines. Avec le remplissage du bassin pyrénéen, la ligne côtière progresse et des environnements de moins en moins profonds s'installent (Delvolvé et Perret, 1989). L'âge maximal de la fin de sédimentation sous condition syn-orogénique est donné par la découverte de fusulines et d'algues sur le versant espagnol du massif des Cinco Villas au Kachirien/Bolsovien (Moscovien inférieur) (Delvolvé et al., 1987).

Carbonifère terminal-Permien basal : les témoignages de la destruction de la chaîne varisque.

Le Carbonifère terminal caractérise la transition de la phase tardi-orogénique vers le post-orogénique. Très peu de témoignages de cette période sont connus sur la carte. La sédimentation se faisait dans de petits bassins continentaux, souvent avec des taux de sédimentation

accentués. Le remplissage de ces bassins montre une origine locale. Les sens du transport de sédiments sont très variables, impliquant de nombreux changements de faciès sur des courtes distances. Des niveaux charbonneux peuvent se former dans ces bassins en fonction du taux de sédimentation et de la préservation de la matière organique. Les paléoflores, indiquant un âge Gzhélien moyen, sont diversifiées dans les bassins du Pays Basque (e.g. Haute Bidouze). Aucun bassin Gzhélien n'est connu dans la partie occidentale de la Haute chaîne primaire. Dans cette région, des dépôts continentaux fluviaux sont intercalés entre les différentes coulées du complexe volcanique du pic de Midi d'Ossau. Ces sédiments contiennent une paléoflore diverse, qui était initialement datée du Stéphaniens (Bixel, 1984). Cependant, les datations absolues des roches volcaniques indiquent qu'elles auraient plutôt un âge Assélien. L'écologie de ces flores suggèrent qu'il réside périodiquement des conditions suffisamment humides localement dans cette région malgré une tendance globale à l'aridification.

b) Evolutions tectono-magmatiques lors de l'orogénèse varisque

Dans la partie sud-ouest de la carte géologique de la région Aquitaine, les séries sédimentaires paléozoïques et les structures magmatiques et tectoniques associées du Pays Basque et de la partie occidentale de la Haute chaîne primaire sont les témoins de l'orogène varisque.

Dévonien supérieur, phase extensive localisée

Les vallées d'Ossau et d'Aspe montrent une structuration en blocs basculés synsédimentaires au Dévonien supérieur, témoignant d'un épisode extensif. Cette structuration distensive est également révélée par le partitionnement des dépôts calcaires récifaux et des séries silicoclastiques de Sia et du pic Lariste et l'absence des dépôts fameniens de type 'griotte' sur les haut-fonds constitués par les têtes de bloc givétiens-frasnien (Clin et Mirouse, 1963 ; Raymond et Weyant, 1982 ; Joseph et al., 1984 ; Majesté-Menjoulas et Rios, 1996 ; Daudignon, 2002). Les développements du faciès 'griotte' jusqu'aux séries bashkiriennes suggèrent une accalmie tectonique dans la Haute chaîne primaire occidentale et dans le Pays Basque.

Carbonifère supérieur-Permien inférieur, l'expression paroxysmale de l'orogénèse varisque

Les témoins de l'orogénèse varisque montrent une évolution polyphasée durant le Carbonifère supérieur et le Permien (Muller et Roger, 1977 ; Cochelin et al., 2017). L'ensemble varisque des Pyrénées est composé de la croûte supérieure / moyenne, constituée de séries pré-permiennes métamorphisées, des dômes migmatitiques et gneissiques et de leurs enveloppes métasédimentaires précambriennes (p. ex. gneiss du Labourd), affectées par un métamorphisme haute température / basse pression (HT-BP) et des plutons intrusifs dans la croûte supérieure. Ces trois ensembles sont marqués par deux grandes phases de déformations carbonifères :

La première phase est caractérisée par des mouvements compressifs à vergence sud-ouest et un épaissement crustal modéré. La deuxième phase, liée à un régime transpressif, est marquée par un métamorphisme haute température / basse pression et par la mise en place de plutons ou sills granitiques peralumineux. Cette dernière phase est également associée à la formation des dômes gneissiques et à la mise en place des plutons calco-alcalins. La déformation transpressive régionale est partitionnée entre la croûte supérieure illustrant un épaissement par raccourcissement nord-sud et la croûte moyenne à inférieure, par fluage latéral horizontal. Les détails de la dénomination et des caractéristiques de ces phases ainsi que leur nombre varient en fonction des auteurs (p. ex. Denèle et al., 2014 ; Laumonier et al., 2010).

La deuxième phase orogénique est caractérisée par un magmatisme intense, matérialisé par la mise en place de produits de fusion crustale (granites peralumineux) puis de magmas hybrides

ou mantelliques (granitoïdes calco-alcalins) (Debon et al., 1996 ; Cochelin, 2016 ; Lemirre, 2018). A l'échelle de l'avant-pays méridional de la chaîne varisque, la migration du magmatisme depuis la partie nord du Massif Central français vers le sud et les Pyrénées, a été interprétée comme révélatrice de la délamination du panneau plongeant de la subduction gondwanienne (Cochelin et al., 2017). Cet événement marque la transition entre les deux phases de déformation. Dans le secteur de la carte, les massifs granitiques de Cauterets occidental, d'Arcizettes et des Eaux-Chaudes peuvent être considérés comme des intrusions plutoniques tardi-orogéniques (environ 300 Ma, Gzhélien). Ils recourent les structures varisques majeures (Mirouse, 1962 ; Debon, 1975, 1996). Leur nature calco-alcaline à basique, d'origine hybride ou mantellique, révèle une probable advection d'asthénosphère chaude, lors de la deuxième phase orogénique. Les auréoles de métamorphisme de ces plutons sont relativement peu développées. Les diorites associées au dôme gneissique d'Ursuya se sont également mises en place au Gzhélien (291 ± 1 Ma ; Lemirre, 2018). Les ultimes manifestations tardi-varisques sont marquées par le volcanisme stéphano-autunien du pic du Midi d'Ossau (278 ± 5 Ma et 272 ± 3 Ma) ainsi que la mise en place du pluton d'Aya en Espagne (267 ± 1 Ma) (Bixel, 1984 ; Briqueu et Innocent, 1993 ; Denèle et al., 2012). Dans le pic du Midi d'Ossau, les deux cycles volcaniques successifs témoignent d'une évolution d'un pôle acide vers un pôle calco-alcalin à basique. Le pic du Midi d'Ossau fait partie d'un paléovolcan dont la caldeira pourrait avoir atteint 7 km de diamètre (Bixel, 1984). Les formations volcaniques du pic d'Anayet et du pic de Peyreguet suggèrent que les manifestations du volcan auraient pu s'exprimer jusqu'à 8 km du centre émissif (Leterrier et al., 1982).

Sur toute l'étendue cartographique des Pyrénées occidentales et du Pays Basque de la région Aquitaine, les roches sédimentaires précambriennes à carbonifères (à l'exception du faciès 'Culm') des Pyrénées sont affectées par un métamorphisme de haute température / basse pression (HT/BP), caractérisé par l'apparition progressive de la biotite, de l'andalousite, de la sillimanite. L'âge de ce métamorphisme HT/BP reste encore mal contraint. Dans les Pyrénées et le Pays Basque, il semble s'être développé entre 315 et 290 Ma, voire 280 Ma, selon les âges obtenus par datation U/Pb in-situ sur zircons, dans des faciès magmatiques supposés cogénétiques des migmatites (Aguilar et al., 2014 ; Esteban et al., 2015 ; Kilzi et al., 2016 ; Lemirre, 2018).

4.3. LE CYCLE ALPIN : LA CHAÎNE PYRENEENNE

(Avec les contributions d'Y. Hervouët, pour le cadre géologique des Pyrénées occidentales, de P. Razin pour les détails tectosédimentaires des Pyrénées occidentales et notamment le Pays Basques¹, de J. Canérot pour les détails tectosédimentaires des Pyrénées centrales et notamment le Béarn et le Bigorre occidental¹)

4.3.1. Traits structuraux majeurs

L'histoire géologique de la région Aquitaine pendant le cycle alpin, c'est-à-dire depuis environ 250 Ma, est étroitement liée aux déplacements relatifs entre l'Ibérie et l'Europe, régis par les différents épisodes de l'ouverture de l'océan Atlantique et du golfe de Gascogne.

¹ Texte issu de la synthèse géophysique et géologique des Pyrénées vol.3 : Phénomènes Alpains (AGSO, BRGM)

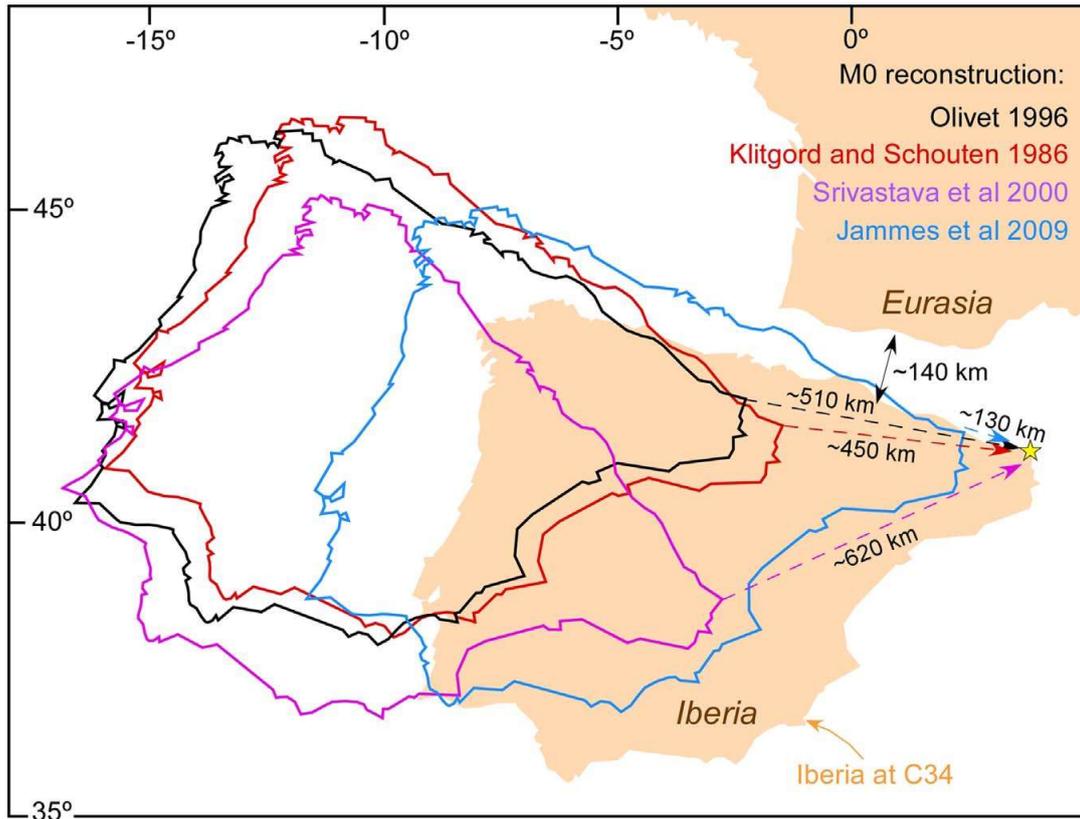


Figure 12 - Situation de l'Ibérie et de l'Europe au temps M0 (Aptien, - 121-125 Ma) en accord avec différents modèles (in Barnett-Moore et al., 2016)

Ces modèles diffèrent sur la valeur de la rotation et du déplacement latéral de l'Ibérie à partir de différentes interprétations de la position de la transition océan-continent et de la signification de l'anomalie magnétique J de l'Atlantique Nord. La partie orangée montre la position de l'Ibérie au Campanien basal (C34, - 83-84 Ma), proche du début de la convergence. Cette position est peu controversée.

Les Pyrénées se sont édifiées à la frontière de ces deux plaques. L'ouverture de l'Atlantique central, puis de l'Atlantique sud respectivement au cours du Jurassique et du Crétacé, a provoqué la rupture de la Pangée, donnant naissance entre autre au Gondwana et à la Laurasia. Ibérie et Europe faisaient partie, au Trias, de la Laurasia. Au cours du Crétacé inférieur, l'ouverture de l'Atlantique nord entre l'Ibérie et Terre Neuve conduit à la séparation de l'Ibérie et de l'Europe (Srivastava et al., 1990a ; Olivet, 1996 ; Sibuet et al., 2004). Le golfe de Gascogne s'ouvre alors, provoquant une rotation antihoraire d'environ 35° de l'Ibérie (Van der Voo, 1969 ; Choukroune et al., 1973 ; Sibuet et al., 2004).

La rotation et le mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Europe sont décrits par différents modèles concurrents (Figure 12).

Dans la région Aquitaine, comme dans le reste de la chaîne, les Pyrénées sont classiquement décrites suivant une zonation structurale parallèle à l'allongement de la chaîne (Figure 13).

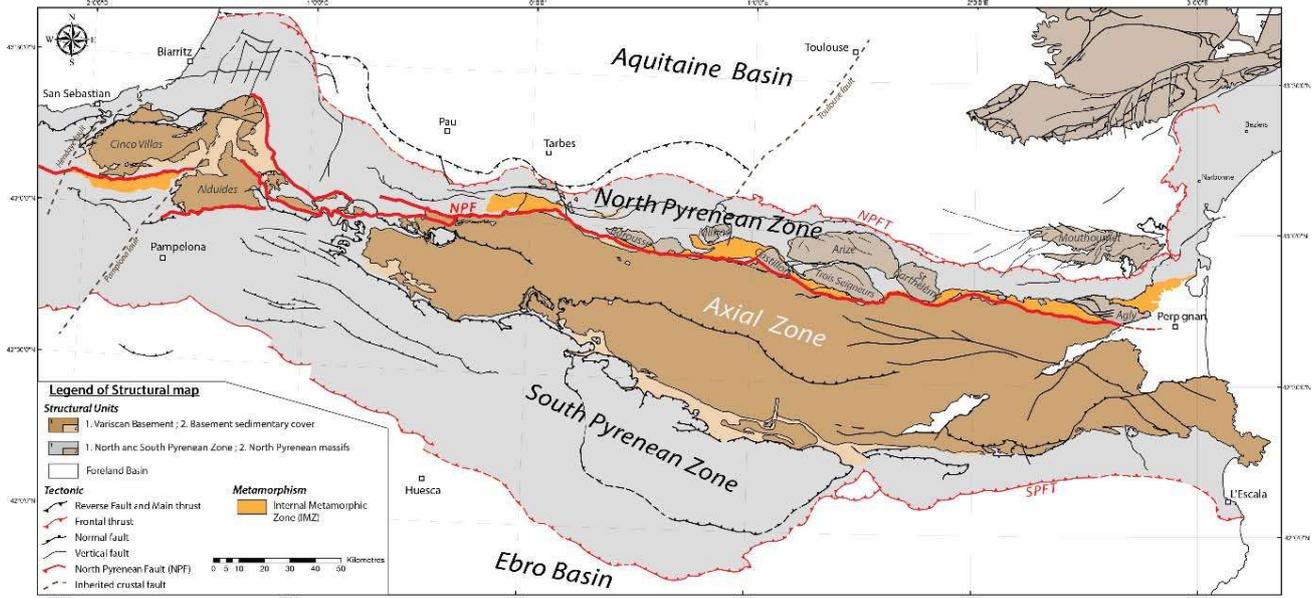


Figure 13 - Carte simplifiée des Pyrénées (d'après Ducoux, 2017)

La Zone interne métamorphique (ZIM, en orange) est séparée de la Zone axiale, ainsi que des Massifs basques (en marron) par la Faille nord-pyrénéenne (FNP) et ses éventuels prolongements (en rouge) dans la partie occidentale. Remarque : si la Faille nord-pyrénéenne passe au nord des Massifs basques, ceux-ci appartiennent alors à la Zone axiale. Si la FNP passe au sud, ils appartiennent à la Zone nord-pyrénéenne.

Du nord vers le sud, en Aquitaine, on distingue :

1. le bassin d'avant-pays molassique nord-pyrénéen (partie sud du bassin d'Aquitaine) (Serrano *et al.*, 2006).

2. la Zone nord-pyrénéenne (ZNP) chevauche le bassin d'avant-pays vers le nord par l'intermédiaire du Chevauchement frontal nord-pyrénéen (CFNP). Elle contient des roches sédimentaires d'origine variée (continentales, de plate-forme marine ou de bassin profond) mésozoïques et cénozoïques. Dans la partie nord de la zone, un bassin turbiditique s'ouvre à partir de l'Albien (Boirie et Souquet, 1981, Debroas, 1976, 1978, 1990 ; Debroas et Souquet, 1976). Ce sillon est continu depuis la région Midi-Pyrénées jusqu'à la Côte basque (Razin, 1989). Au début du Crétacé supérieur, des épanchements magmatiques lui sont associées dans la région Oloron-Arudy (Azambre et Rossy, 1976 ; Montigny *et al.*, 1982). Dans la partie méridionale (Béarn et Soule), les Chaînes calcaires forment les contreforts du relief actuel. Ces chaînes sont constituées de formations continentales à lagunaires (Trias), et magmatiques (Bossière, 1968 ; Thiébaud *et al.*, 1988 ; Béziat *et al.*, 1991 ; Rossi *et al.*, 2003), ou de plate-forme marine peu profonde (Jurassique-Crétacé inférieur) (Canérot, 1964). Ces terrains sont affectés par un métamorphisme de basse pression datant du passage Crétacé inférieur - Crétacé supérieur (- 110 à - 85 Ma) (Albarède et Michard-Vitrac, 1978 ; Azambre *et al.*, 1991 ; Goldberg et Leyreloup, 1990 ; Goldberg et Maluski, 1988 ; Lagabrielle *et al.*, 2016 ; Corre, 2017 ; Ducoux, 2017), qui fait suite vers l'ouest à la Zone interne métamorphique (ZIM). Comme dans les Pyrénées centrales, le métamorphisme est associé à quelques lambeaux de roches provenant du manteau (Iherzolite de Moncau, Turon de la Tecouère, Sarrailhé, Urdach). Plus à l'ouest (Basse Navarre et Labourd), les chaînes font place aux massifs paléozoïques basques (Ursuya, Baïgoura, Aldudes, Labourd, Cinco Villas), formés de terrains métamorphiques et sédimentaires,

recouverts parfois par du Trias, semblable à celui des chaînons béarnais, et souvent directement par du flysch d'âge crétacé supérieur.

Des travaux de terrain récents, reprenant une idée plus ancienne (Ducasse *et al.*, 1986 a et b Vélasque et Ducasse, 1986,1987 ; Roure *et al.*, 1989), montreraient que la ZNP est associée à une phase d'amincissement extrême de la croûte continentale associée à une exhumation partielle du manteau sous-jacent (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes, 2009, ; Jammes *et al.*, 2009; Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Clerc *et al.*, 2012 ; Corre *et al.*, 2016 ; Teixell *et al.*, 2016, 2018). La compréhension de l'ouverture du sillon turbiditique à l'Albo-Cénomaniens est un point clé pour la compréhension de la formation de la chaîne.

3. la Faille nord-pyrénéenne (FNP) forme la frontière sud de la Zone nord-pyrénéenne (ZNP) dans la partie orientale et centrale des Pyrénées (Occitanie). Son importance, son histoire et sa géométrie ont été et font toujours l'objet de controverses. Il est généralement admis, qu'au Crétacé, elle faisait partie des failles transformantes senestres liées à l'ouverture du golfe de Gascogne. C'est une faille héritée de la fin des temps hercyniens, où un jeu dextre lui est attribué (Arthaud et Matte, 1975 ; Saint-Blanquat, 1993). En Occitanie, elle est quasi-verticale d'un bout à l'autre de la région (Daignières, 1978). Les données du profil Ecors-Pyrénées montre qu'elle a été déformée lors de la collision Ibérie - Europe (Choukroune *et al.*, 1990) et qu'elle n'est sans doute pas verticale en profondeur (Muñoz, 1992).

En région Aquitaine, elle est beaucoup plus difficile à cerner, se manifestant en Béarn par une suite de relais se décalant vers le sud en progressant vers l'ouest. En Pays Basque, plusieurs hypothèses sont émises quant à son prolongement occidental (Ducoux, 2017) (cf. Figure 13). De plus, de Souquet *et al.* (1977) à Canérot *et al.* (2001, 2004), un certain nombre d'auteurs remet en question son rôle de limite lithosphérique entre l'Ibérie et l'Europe ; les zones paléogéographiques de part et d'autre des Pyrénées étant insuffisamment décalées. Ainsi, Canérot (2016) propose que le coulissement entre les deux ensembles s'effectue au cours du Crétacé, non pas le long d'une zone transformante étroite, limitée à une partie de la ZNP, mais sur une large zone de déformation entre la partie nord-est de la Meseta espagnole et le sud-ouest du Massif Central. Dans ce cas, l'Ibérie ne correspondrait pas une plaque individualisée, mais à une partie morcellée de la plaque européenne, dont la ZNP en constituerait un large rift avorté (dénudation locale du manteau, anomalie thermique, subsidence importante...).

4. la Zone axiale. Elle est située au sud de la Faille nord-pyrénéenne et elle s'ennoie vers l'ouest, à la limite Béarn-Pays Basque, sous la couverture sédimentaire d'âge crétacé. Elle est constituée de séries métasédimentaires paléozoïques, déformées lors de l'orogénèse hercynienne et redéformées à l'alpin par une tectonique chevauchante vers le sud (Ternet, 1965 ; Séguret, 1972 ; Déramond *et al.*, 1985 ; Muñoz *et al.*, 1986, Majesté-Menjoulas, 1968, 1979, 1981 ; Ternet *et al.*, 2004). Aux Eaux-Chaudes ces formations sont traversées par un pluton granodioritique d'âge westphalien (- 301 Ma ; Debon, 1996 ; Ternet *et al.*, 2004), et par l'ensemble volcanique Ossau - Anayet (Bixel, 1984 ; Bixel *et al.*, 1983 a et b, 1985) d'âge permien (-278 à -272 Ma, Briquieu et Innocenti, 1993).

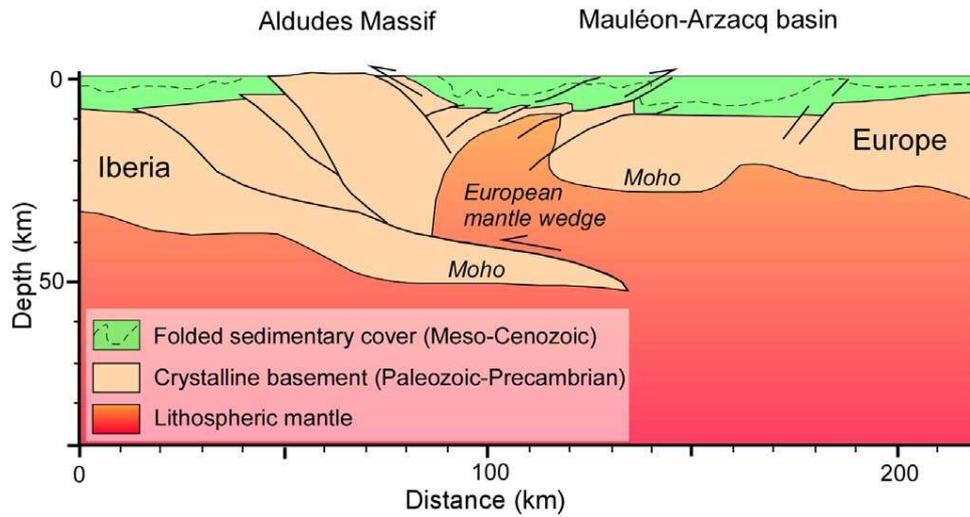


Figure 14 - Coupe géologique schématique à l'échelle lithosphérique interprétée grâce à la tomographie (d'après Wang et al. 2016, in Teixell et al., 2018)
Une partie du manteau est clairement localisée à 10 km de profondeur sous le bassin de Mauléon (profil Pyrope W).

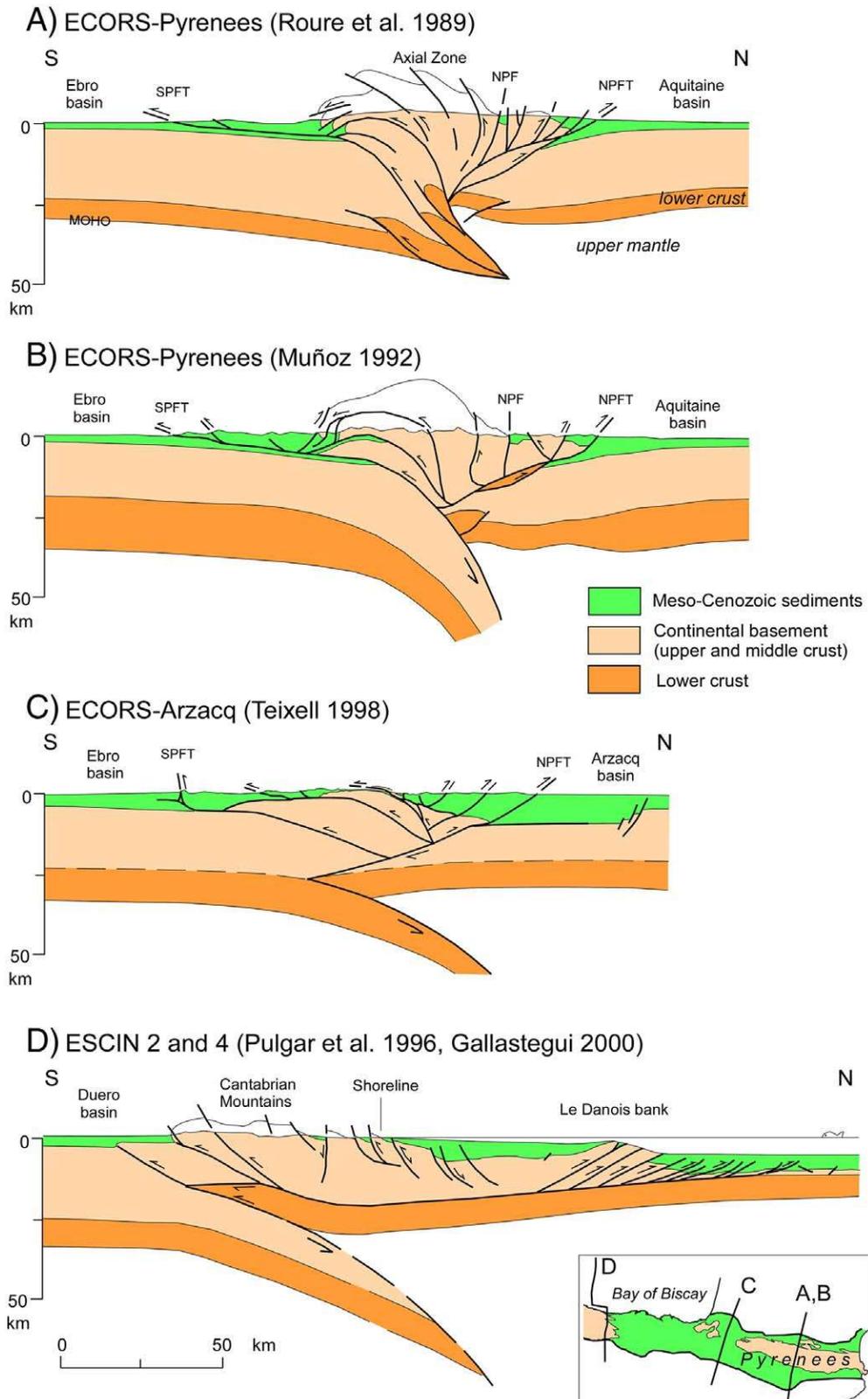


Figure 15 - Coupes géologiques des Pyrénées, à l'échelle crustale, interprétés à partir des profils ECORS et ESCIN (d'après Roure et al., 1989; Muñoz, 1992; Teixell, 1998; Pulgar et al., 1996; Gallastegui, 2000, in Teixell et al., 2018)

SPFT : Chevauchement frontal sud-pyrénéen ; NPFT: Chevauchement frontal nord-pyrénéen ; NPF: Faille nord-pyrénéenne.

4.3.2. Cadre géodynamique

a) Ouverture de l'Atlantique central et de la Téthys alpine

Le cadre géodynamique du Trias pyrénéen est essentiellement hérité de la structuration fini-varisque, où il est possible de distinguer deux provinces aux caractéristiques géométriques et magmatiques différentes. La « province atlantique », qui concerne la région Aquitaine, est caractérisée par les injections ophitiques (Azambre et al., 1987) et par les téphras rhétangiens (Ternet et al., 2004) ; la « province Catalano-Alpine » connaît dans le même temps un magmatisme différent avec des basaltes alcalins. La dynamique crustale responsable de l'ouverture des branches NE-SW, en extension NW-SE, des bassins de la province occidentale doit correspondre à un régime de décrochement senestre sub-parallèle à l'actuel axe de la chaîne pyrénéenne. Cette tectonique est imputable au début du rifting de l'Atlantique central qui se manifeste à la limite Trias/Lias par des épanchements volcaniques (ophites). Comme dans la Téthys alpine, il s'agit d'une structuration en blocs basculés, en période transgressive, pendant le Rhétien et l'Hettangien inférieur, et remplissage des grabens avec très fortes accumulations sédimentaires.

Cette distension durant l'Hettangien est visible dans des grabens d'orientation N30-N40°E en Aquitaine, dans le Sud-Est de la France, dans le bassin de Paris et au nord de l'Espagne. Du Sinémurien au Bathonien moyen, les Pyrénées, à l'image de la Téthys alpine, connaissent encore 2 cycles transgressif-régressif liés à de nouvelles pulsions extensives en horsts et grabens. La jonction entre la Téthys alpine et l'Atlantique central est alors réalisée à l'emplacement de l'actuel détroit de Gibraltar.

La limite callovo-oxfordien se caractérise par un brusque approfondissement des faciès, marquant probablement une subsidence thermique des marges de la Téthys alpine à l'est. Peu après, à l'Oxfordien moyen, la paléogéographie change radicalement, passant d'une organisation nord-sud (la plate-forme occitane) à un système est-ouest (sillon Béarn-Causse-Diois). Ce changement est attribué à l'ouverture de l'Atlantique moyen et aux premiers jeux de distension (Kimméridgien inférieur) qui préfigurent l'ouverture du golfe de Gascogne. Le passage oxfordien-kimméridgien voit le retour de la mer sur la quasi-totalité du domaine pyrénéen, avec des érosions sur les plates-formes (amplifiées par des mouvements tectoniques extensifs ou cisailants).

Les grandes lignes de l'histoire géodynamique de la chaîne pyrénéenne, jusqu'alors identiques à celles relevées sur la marge ardéchoise, la plate-forme languedocienne et dans le bassin de Paris, divergent dans les Pyrénées à partir du Kimméridgien, date du début de l'individualisation du micro-bloc ibérique.

Au Tithonien, les dépôts témoignent d'une importante régression qui provoque la progradation vers le bassin.

Au cours de cette période, la tectonique salifère se met en place. Elle sera particulièrement active pendant le Crétacé inférieur et le début du Crétacé supérieur, lors des épisodes d'extension liés au déplacement de l'Ibérie par rapport à l'Europe. Elle est responsable des nombreuses discordances cartographiques, ainsi que de la formation de brèches intercalées dans la sédimentation de plate-forme (Canérot, 1988, 1989 ; Canérot et Lenoble, 1989, 1993 ; James, 1998 ; James et Canérot, 1999) des Chaînon calcaires du Béarn et de Soule.

b) Bombement anté-rift

Dans les Pyrénées, l'une des caractéristiques principales de la période Jurassique terminal-Barrémien est l'absence générale de faciès marins francs et l'existence d'émergence au sud du bassin aquitain : ce dernier ne devient distal et subsident que dans le bassin de Parentis.

La période Malm-Barrémien est uniquement représentée par des bauxites, localisées dans la Zone nord-pyrénéenne. La zone axiale, quant à elle, est soumise à une érosion jusqu'à la fin du Crétacé inférieur.

Le niveau marin le plus bas de tout le Crétacé se situe au Valanginien moyen, mais ceci explique en partie seulement cette phase de continentalisation du Crétacé inférieur sur l'axe pyrénéen. Il faut dès lors admettre l'existence d'un bombement thermique qui précède l'ouverture du golfe de Gascogne. La formation de ce bassin, par le jeu de failles normales, favorise le diapirisme et la transgression des formations aptiennes sur ses marges dont le faciès urgonien, diachrone, en jalonne les limites.

c) Dépôts syn-rift golfe de Gascogne (Barrémien-Aptien)

L'événement majeur de la période Barrémien-Aptien tient dans la création de deux marges stables, ibérique au sud et européenne au nord, séparées par un large bassin axial pyrénéen (sillon nord-pyrénéen), induit par la transtension bédoulienne. Les reconstitutions palinspatiques de ces deux marges à l'Aptien-Albien supposent leur découpage en blocs plus ou moins basculés limités par des failles synsédimentaires, normales et coulissantes senestres qui prolongent la structure du golfe de Gascogne. C'est à partir du Bédoulien (Aptien inférieur) qu'apparaissent les épaisses et monotones accumulations terrigènes (Marnes de Sainte-Suzanne) qui emplissent le bassin axial pyrénéen. Ce bassin étroit s'ouvre vers la Téthys à l'est et vers l'océan nord-atlantique à l'ouest. Les deux marges stables, européenne au nord et ibérique au sud, sont recouvertes du Gargasien (Aptien moyen) à l'Albien inférieur par des prismes urgoniens, diachrones et centrifuges, d'âge de plus en plus récent vers la périphérie du domaine. Ces calcaires urgoniens surmontent un substratum jurassique de plus en plus ancien, lequel présente fréquemment des figures d'altérations (bauxites) reflétant le littoral de l'époque.

d) Amincissement crustal et exhumation du manteau (fin Aptien-Santonien)

L'Albo-Aptien marque un tournant capital de l'évolution géodynamique des Pyrénées : c'est le moment de l'océanisation de l'Atlantique nord (entre Ibérie et Terre Neuve) qui accélère la dérive de l'Ibérie. Le fossé nord-pyrénéen, qui constitue la limite entre les 2 plaques, fonctionnerait, comme une faille transformante senestre engendrant un détachement crustal. La marge sud européenne émergée, alignée sur un axe Carcassonne-Bordeaux, ainsi que la marge nord ibérique, correspondant à la Zone axiale pyrénéenne, constituaient alors les épaulements du rift et étaient soumises à une forte érosion.

Dans le sillon nord-pyrénéen (et le sud du bassin aquitain), cet événement albien se signale par des phénomènes :

- Tectoniques : quelle que soit l'hypothèse considérée, il y a dénudation partielle (i) de la croûte continentale (la kinzigite de l'Ursuya, massif ancien le plus au nord des Massifs basques, est un témoin exhumé de croûte inférieure) et (ii) du manteau (lambeaux de lherzolite des Chaînons calcaires). Les phénomènes d'extension favorisent la montée des diapirs à matériels triasiques qui déforment les couches sédimentaires sus-jacentes ;

- Sédimentologiques : la sédimentation turbiditique (qui comprend les « poudingues de Mendibelza », Boirie et Souquet, 1981) débute dans le sillon nord-pyrénéen dès la fin de l'Albien inférieur (- 110 Ma) et s'accumule sur des épaisseurs considérables (Debroas et Souquet, 1976 ; Debroas, 1978, Souquet *et al.*, 1985) : les turbidites créacées du bassin de Mauléon dépassent 6 000 m d'épaisseur. Cette sédimentation se généralise sur toute la longueur de la chaîne pyrénéo-cantabrique à l'Albien supérieur (à partir de - 102 Ma) ;
- Métamorphiques : la dénudation du manteau favorise une remontée des isothermes ainsi que la circulation de fluides hydrothermaux (Thiébaud *et al.*, 1988). La base de la pile sédimentaire va en être affectée. En Béarn, dans les Chaînon calcaires, des températures supérieures à 400° C sont enregistrées, en particulier près de Sarrance (Corre, 2017) ;
- Magmatiques : le volcanisme sous-marin alcalin envahit le fond du bassin de flysch, au début du Crétacé supérieur dans la région d'Oloron (Buzy, Le Herrère) (Azambre et Rossy, 1976 ; Montigny *et al.*, 1982).

L'ouverture du bassin est dissymétrique (Figure 16). Cette dissymétrie du sillon nord-pyrénéen jouera un rôle décisif lors de la compression Crétacé-Tertiaire, puisqu'elle va favoriser la subduction vers le nord de la plaque ibérique sous la plaque européenne, avec une concentration des déformations sur la marge sud (Zones axiale et sud-pyrénéenne).

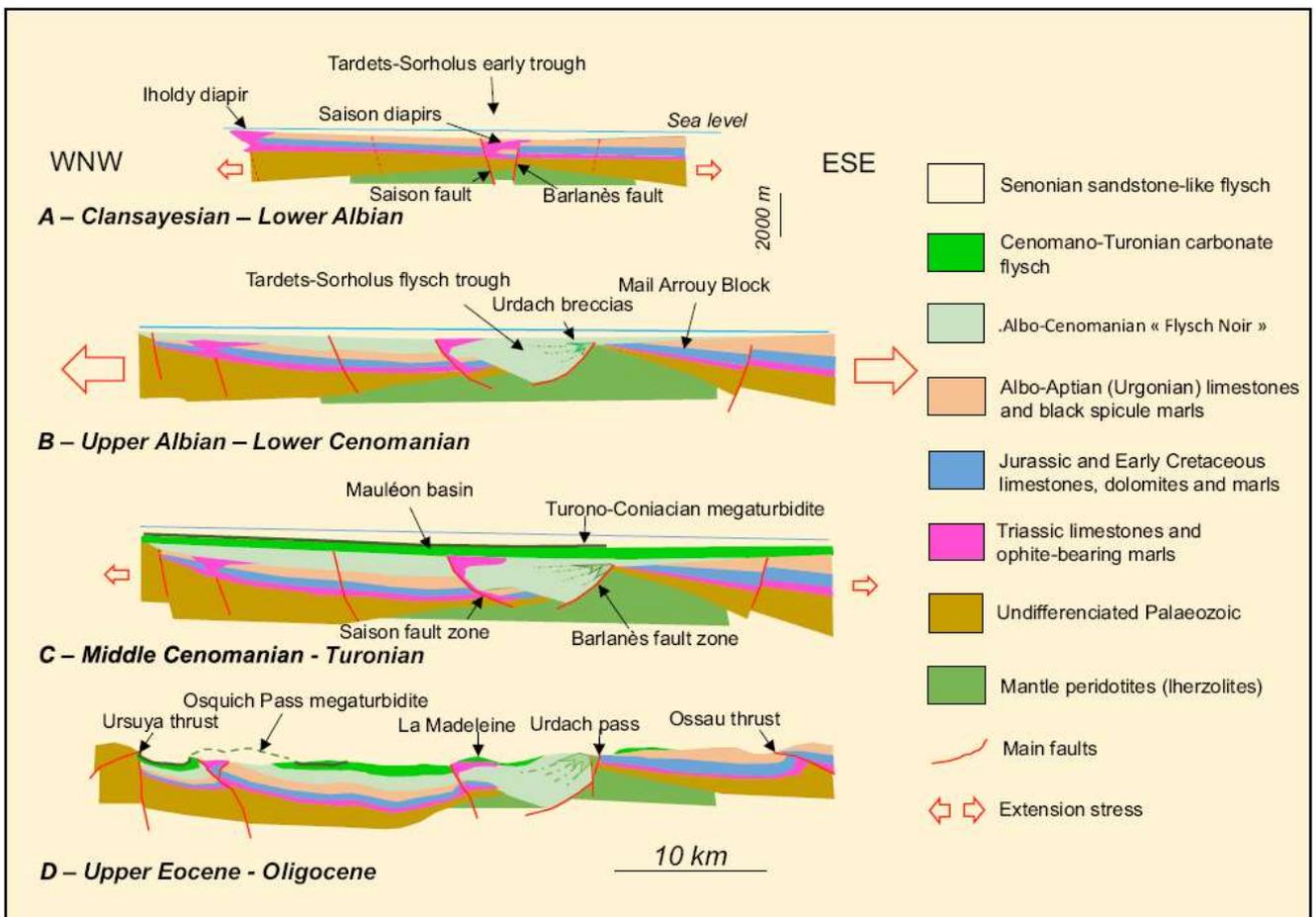


Figure 16 - Coupes palinspaticques WNW-ESE du bassin de Tardets-Mauléon (d'après Canérot, 2017)

L'épisode de rifting se termine au Santonien.

L'enneolement, au Cénomanién, de la Zone axiale (calcaires des Canyons), à l'ouest de la vallée d'Aspe, marque le début d'un cycle transgression-régression qui progresse d'ouest en est ; l'extrémité orientale de la zone axiale étant atteinte à la limite Santonien-Campanien. Le maximum d'inondation date du Campanien. À la Pierre-Saint-Martin et en Haute-Soule, les calcaires des Canyons sont alors remplacés par une sédimentation plus profonde essentiellement marneuse, à laquelle fera suite une sédimentation turbiditique au début du Cénozoïque, à l'ouest du Lakhoura (Chardékagagna, Otchogorrigagna).

La période Cénomanién-Santonien se caractérise par un élargissement du sillon nord-pyrénéen, pouvant aboutir localement à la dénudation du manteau. La sédimentation est toujours turbiditique, mais cette fois essentiellement carbonatée. La migration en onlap des plates-formes vers le sud et vers l'est relègue les parties émergées de la plaque ibérique plus au sud, au-delà des Sierras Marginales.

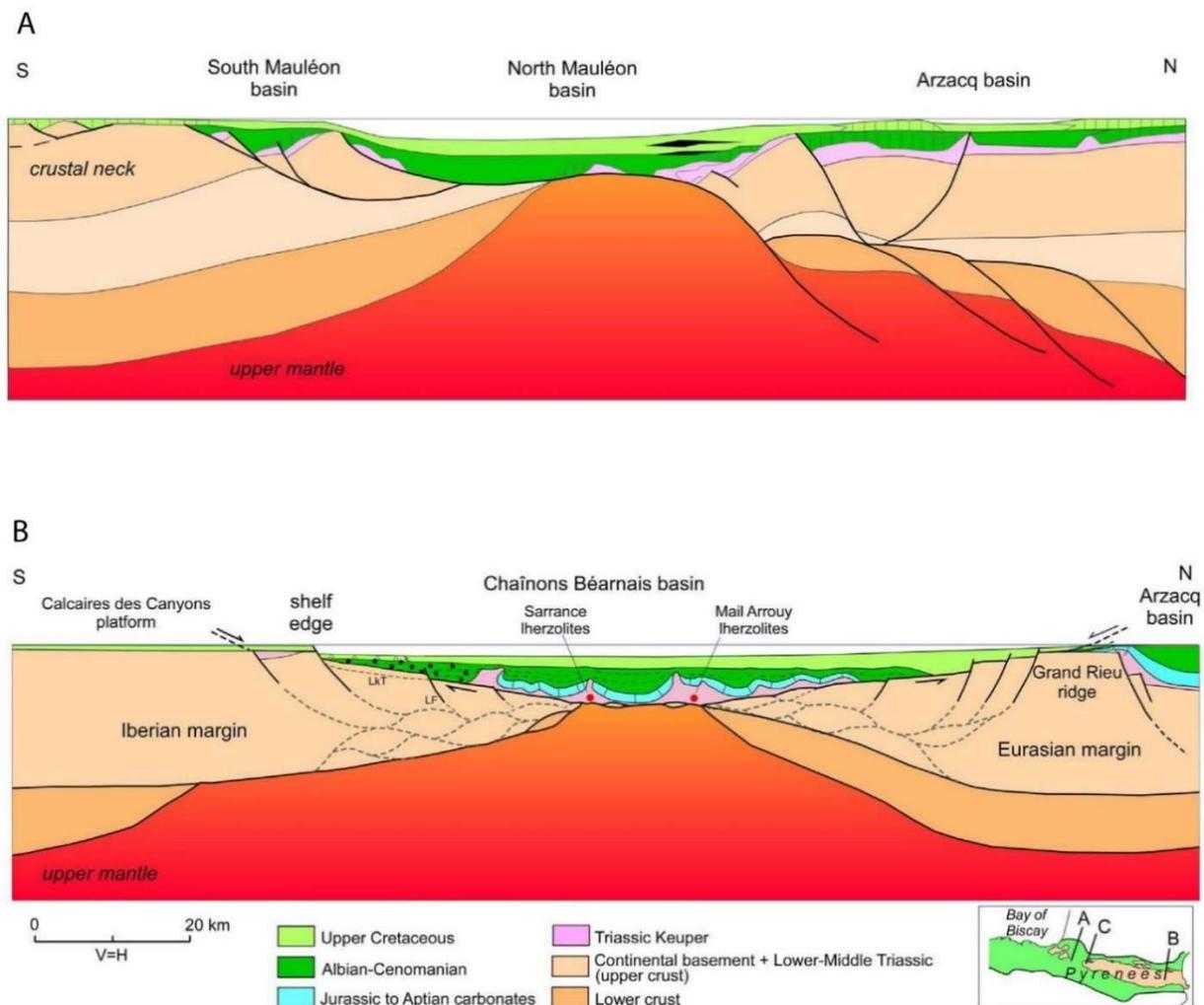


Figure 17 - Reconstitutions des marges continentales au Crétacé supérieur, avant la convergence (autour de - 84 Ma)

(A) Reconstitution au niveau du bassin de Mauléon (Zone nord-pyrénéenne occidentale) au Cénomanién-Turonien montrant l'extension en blocs tiltés (d'après Masini et al., 2014, modifiée, in Teixell et al., 2018). (B) Coupe restaurée du transect "Chaînons calcaires-Jaca" positionnant les affleurements de Iherzolites (modifié d'après Teixell et al., 2016). La largeur du manteau exhumé correspond à la distance restaurée séparant les Iherzolites de Sarrance et du Mailh Arrouilh . L'interprétation du positionnement de la croûte inférieure sous la marge ibérique traduit un étirement minimal d'environ 65 km ($b > 2$ dans le bassin) / LF: faille de Licq; LkT: trace du futur chevauchement du Lakhoura.

e) Collision Ibérie-Europe et formation du prisme orogénique (Campanien-Miocène inférieur)

Du fait de la remontée de la plaque ibérique vers le nord dès la fin du Santonien, la bordure nord de cette dernière est sous-charriée sous la plaque européenne, ce qui explique que le bassin d'avant-pays sud-pyrénéen soit le plus développé. La Zone axiale correspond à une pile anticlinale (prisme orogénique) de nappes crustales de la bordure sud du sillon nord-pyrénéen.

En effet, dès le Campanien, le domaine pyrénéen est soumis à un raccourcissement nord-sud, démontré par l'existence de structures chevauchantes synsédimentaires datées à - 76 Ma, visibles dans l'actuelle zone sud-pyrénéenne centrale (nappe de Cotiella-Boixols). La compression inverse les structures nées de l'épisode précédent, utilisant les failles extensives en inversion tectonique. Elle accentue les plis diapiriques des Chaînon calcaires, ceux-ci pouvant évoluer en chevauchement locaux. Des lambeaux de lherzolites se retrouvent « coincés » au sein des Chaînon calcaires.

La déformation chevauchante va migrer dans le temps, d'une part de façon centrifuge à partir de la Zone nord-pyrénéenne et d'autre part d'est en ouest en fermant progressivement le sillon nord-pyrénéen, dans lequel s'accumule une nouvelle génération de flyschs dans la partie occidentale.

Les Pyrénées se présentent ainsi comme une chaîne à double vergence, mais asymétrique de part et d'autre de la Zone nord-pyrénéenne, avec des chevauchements vers le nord au nord et vers le sud au sud, ces derniers étant beaucoup plus développés. Les premiers chevauchements, sur la bordure nord de la Zone axiale, correspondent à l'inversion de la marge sud du bassin alborcénomanien (Figure 18). Le plus ancien (Eaux-Chaudes - Mont Perdu) fonctionne de - 55 Ma à - 40 Ma (Jolivet *et al.*, 2007). En Aquitaine, ce chevauchement se prolonge vers l'ouest jusqu'en Pays Basque et forme alors le chevauchement d'Orhy-Lakhoura (Paris ; 1965 ; Castéras *et al.*, 1970 ; De Luca *et al.*, 1985 ; Teixell, 1990), le flysch et le Paléozoïque nord-pyrénéens venant chevaucher la plate-forme crétacée de la Zone axiale. Le chevauchement de Gavarnie, plus méridional, fonctionne ensuite au sein de la zone axiale de l'Éocène moyen à l'Oligocène inférieur (- 40 à - 28 Ma ; Jolivet *et al.*, 2007). C'est vraisemblablement de cette époque que datent aussi les chevauchements alpins affectant le bâti paléozoïque en Haut-Ossau (Muller et Roger, 1977 ; Hervouët, 2014) et découpant l'appareil volcanique permien du pic du Midi d'Ossau. Le chevauchement de Guarga (- 28 à - 18 Ma ; Jolivet *et al.*, 2007) émerge au Chevauchement frontal sud-pyrénéen. La phase compressive se termine par le chevauchement de Bielsa (vers - 15 Ma) qui déforme le chevauchement de Gavarnie. L'empilement de ces chevauchements provoque, au cours du temps, la formation d'un prisme orogénique (Teixell, 1998), qui rapidement, par la création d'un relief, sépare deux bassins d'avant-pays.

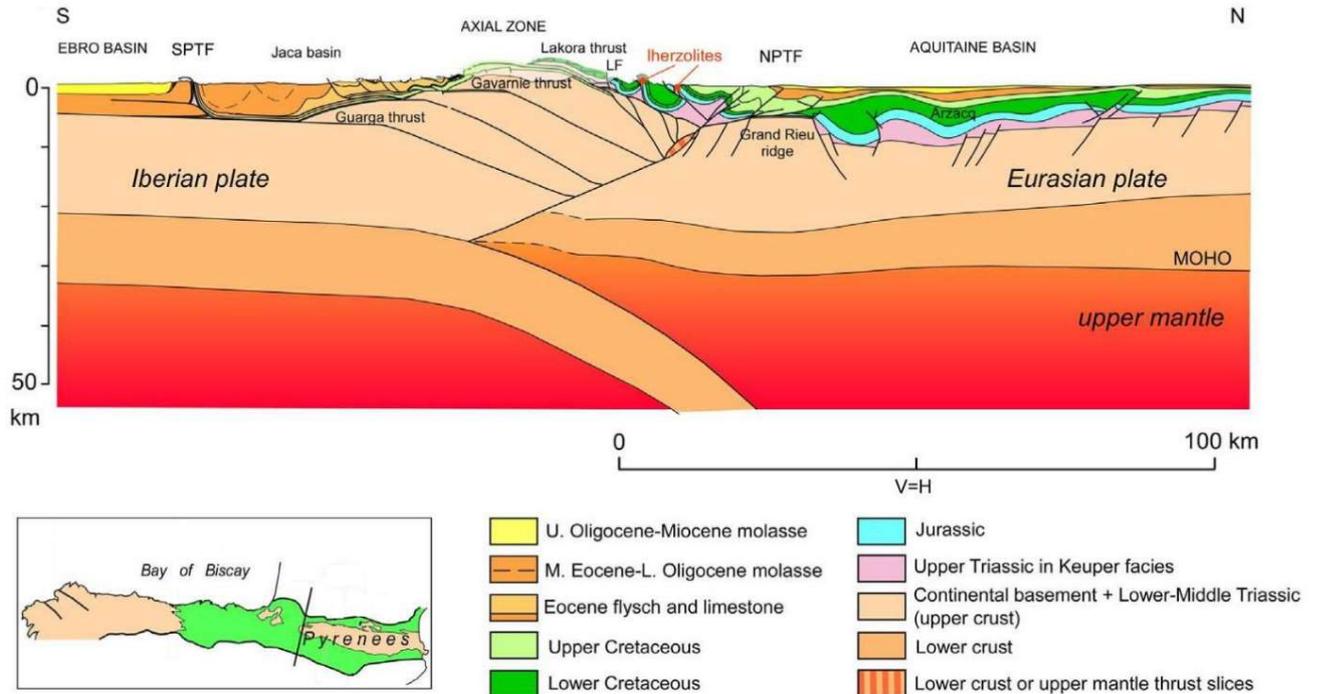


Figure 18 - Coupe géologique à l'échelle crustale des Pyrénées occidentales (d'après Teixell et al. 2018)
SPFT: Chevauchement frontal sud-pyrénéen; NPFT: Chevauchement frontal nord-pyrénéen; NPTF: Faille nord-pyrénéenne; LF: Faille de Licq.

Au fur et à mesure de la propagation de la déformation, les bassins d'avant-pays, associés aux chevauchements, migrent eux-aussi de façon radiale de part et d'autre de la chaîne en formation. On les retrouve au nord dans le bassin sud-aquitain et au sud dans la Zone axiale, la Zone sud-pyrénéenne et le bassin de l'Èbre. Ces deux bassins d'avant-pays sont allongés parallèlement à l'axe de la chaîne, mais s'élargissent vers l'ouest en se comblant progressivement. Au cours du temps, les bordures internes de ces bassins sont impliquées de façon progressive dans les nouveaux chevauchements qui marquent l'avancée du front orogénique.

f) Valeur du raccourcissement

Toute la difficulté du calcul du raccourcissement, à partir des éléments récoltés sur le terrain, réside en deux paramètres : (i) quelle était la largeur du rift séparant le socle ibérique du socle européen au Santonien ? (ii) quelle est la valeur du « pseudo-raccourcissement » dû au diapirisme jurassico-crétacé en Zone nord-pyrénéenne ?

Les travaux sont très nombreux, mais ont essentiellement porté sur la partie centrale et orientale des Pyrénées. L'estimation de la valeur du raccourcissement varie d'est en ouest et selon les auteurs. Dans la partie occidentale, d'abord relativement faible (40 km, Daignières et al., 1994), cette valeur a tendance à augmenter avec des modèles tenant compte de la cinématique des plaques (144 km, Rosenbaum et al., 2002) ou de l'hyper-extension associée à l'exhumation de manteau durant le rifting crétaqué (114 km, Teixell et al., 2016), Teixell et al. (2018) évaluant à environ 65 km l'extension au niveau du bassin nord-pyrénéen.

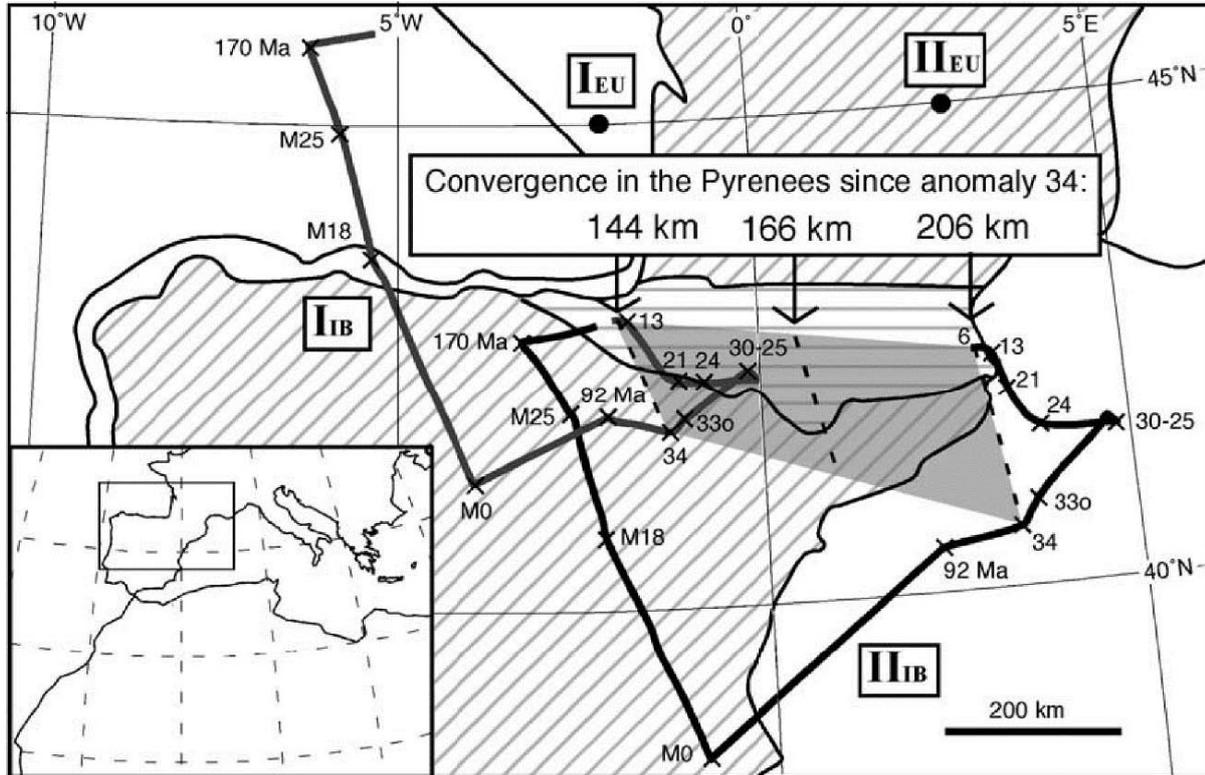


Figure 19 - Schéma des déplacements de l'Ibérie. Trajectoire de deux points de l'Ibérie par rapport à deux points fixes d'Europe tracés en fonction du temps depuis 175 Ma. La zone grisée et les lignes en pointillées représentent la quantité de raccourcissement accumulée dans les Pyrénées depuis l'anomalie 34 (d'après Rosenbaum et al., 2002).

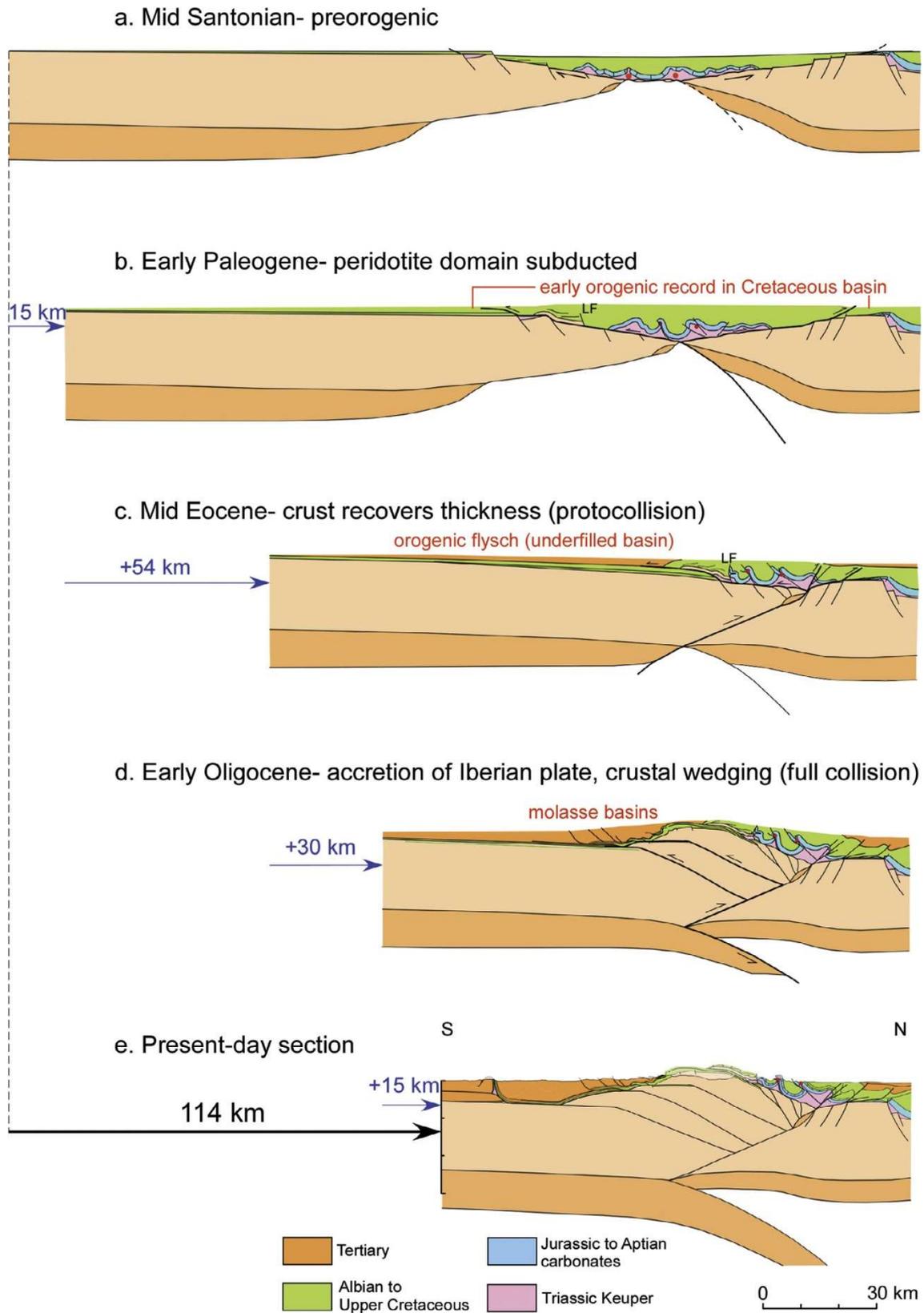


Figure 20 - Évolution géodynamique de la partie occidentale de la chaîne, impliquant 114 km de raccourcissement (Teixell et al., 2016)

g) Élévation récente

À la suite de Viers (1960), dans les Pyrénées occidentales, un certain nombre d'observations indique une reprise récente de la surrection des Pyrénées, vraisemblablement par isostasie. En surface, les canyons basques (Holzarté, Olhadubi, Kakouéta...), les gorges étroites et profondes (gorges de Hourat près de Laruns, de Cauterets et de Luz (65)) ainsi que la retombée du massif de la Pierre-Saint-Martin, près de Bedous, plaident en faveur d'une remontée relativement rapide de la zone axiale (Lacan, 2008 ; Hervouët, 2007 et 2014). Ces élévations se font sur des blocs, limités par des failles disposées en échelon et orientées plus ou moins parallèlement à la chaîne : faille de Bedous, faille de Laruns, faille de Pierrefitte... (Lacan et Ortuño, 2012 ; Ortuño et Viaplana-Muzas, 2018). À la Pierre-Saint-Martin, la formation d'un pli de drapage (Hervouët, 2008) provoque la formation de failles normales en extradors, accompagnée de phénomènes gravitaires (Hervouët, 1997). C'est en profondeur, dans le karst, que cette surrection a pu être datée aussi bien à la Pierre-Saint-Martin (Quinif et Maire, 1998, Maire et Vanara, 2008) que dans les Arbailles (Vanara, 1996, Vanara *et al.*, 1997). Dans la galerie d'Aranzadi (Sainte-Engrâce), ces auteurs estiment que la surrection a été de l'ordre de 500 à 600 m au cours du Pléistocène moyen et supérieur.

4.3.3. Description régionale : la zone des Massifs basques

a) Caractères généraux et originalité des Pyrénées basques

Située entre la vallée du Saison et la Côte basque, la zone des Massifs basques est limitée au sud et au nord par deux systèmes de chevauchement divergents. Au nord, le Chevauchement frontal nord-pyrénéen (CFNP), de forme arquée, provoque une avancée vers le nord de la couverture méso-cénozoïque allochtone sur l'avant pays sud-aquitain, remarquable par rapport au reste de zone frontale nord-pyrénéenne (Zolnai, 1971). Ce chevauchement émerge dans la région d'Orthez (chevauchement de Sainte-Suzanne), tandis qu'il devient aveugle vers l'ouest, où son tracé peut être repéré en subsurface au droit du gouf de Capbreton.

Sur la bordure sud, les Massifs basques chevauchent la zone axiale et la zone sud-pyrénéenne le long de chevauchements à vergence sud, disposés en relai, dont le principal est le chevauchement du Lakhour, situé dans le prolongement occidental du système de chevauchement de Cinq Monts - Les Eaux-Chaudes (De Luca *et al.*, 1985 ; Velasque et Ducasse, 1986 ; Teixell, 1993).

Ils occupent une position particulière dans la chaîne, puisqu'ils se trouvent à la transition entre la chaîne intracontinentale, née de la collision Ibérie-Europe, et la marge nord-espagnole sous laquelle s'engage la croûte océanique du golfe de Gascogne. Ils correspondent à un ensemble de blocs paléozoïques et triasiques imbriqués, recouverts localement d'une couverture néo-crétacée aux faciès très variés (plate-forme, talus, bassin profond). On distingue classiquement cinq blocs principaux (Lamare, 1936, 1954a ; Heddebaut, 1973 ; Muller et Roger, 1977), eux-mêmes constitués de plusieurs unités. Ce sont, d'ouest en est : les massifs de la Rhune - Cinco Villas, appartenant à partie orientale de l'Arc basque ; le massif du Labourd en position nord-sud, et formant une avancée très remarquable vers le nord ; les massifs d'Aldudes, de Mendibelza et d'Igountze, qui jalonnent la bordure de la zone axiale et son prolongement occidental.

Ces blocs présentent un agencement structural très complexe et sont séparés par des contacts tectoniques et/ou des bandes de terrains mésozoïques déformées (Keuper et Crétacé supérieur principalement).

Vers l'ouest, on observe le dédoublement du bassin flysch crétaé supérieur. A l'est des Massifs basques, un bassin flysch unique de Mauléon se dessine, au Crétacé supérieur, entre la marge nord-ibérique, reconnue sur la bordure nord de la zone axiale, et la marge sud-aquitaine, actuellement impliquée sous les chevauchements frontaux nord-pyrénéens. Ce dispositif tectosédimentaire crétaé devient plus complexe à l'ouest, où se développent deux bassins profonds de part et d'autre d'un haut-fond correspondant au massif des Cinco Villas (Figure 21).

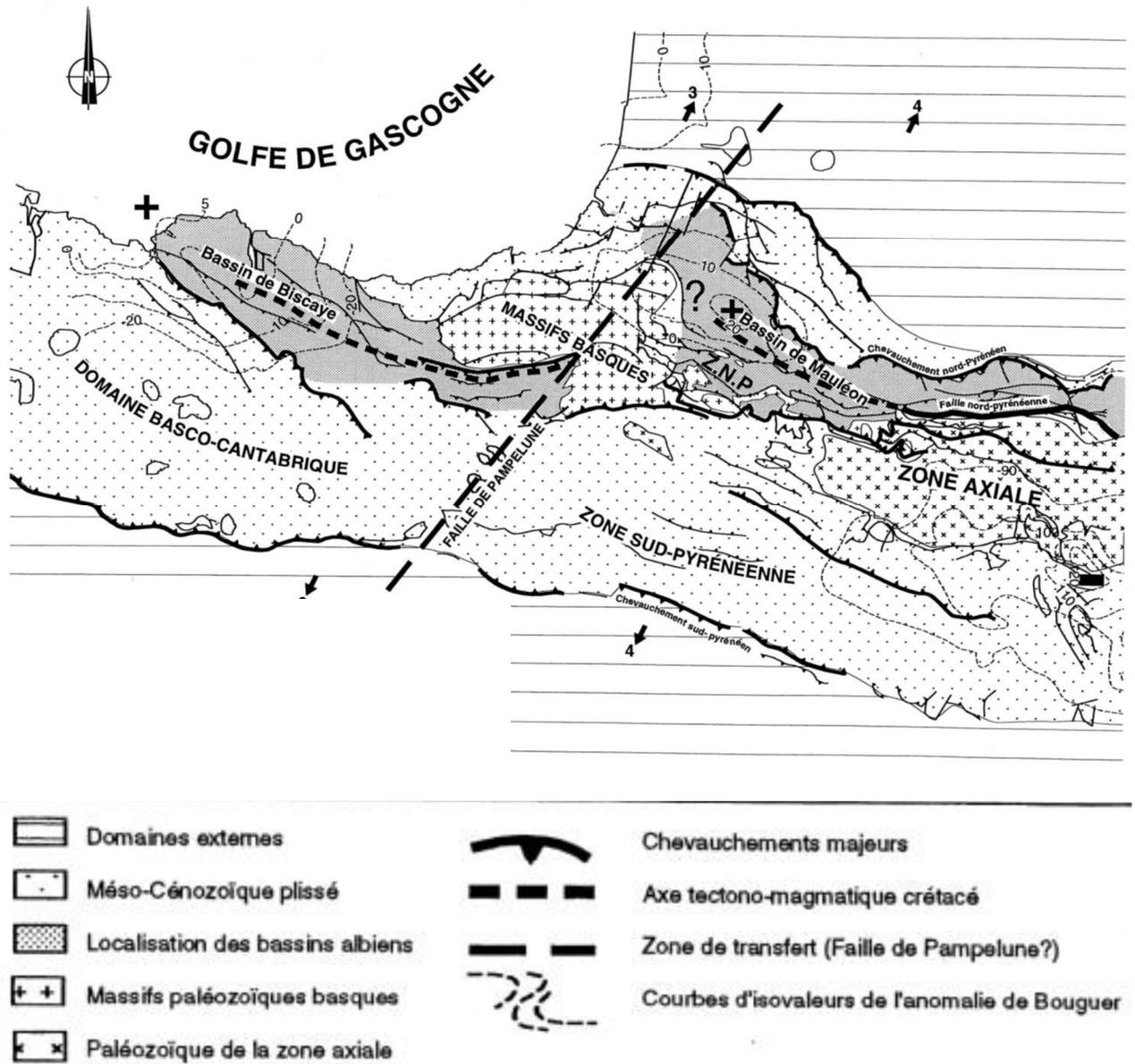


Figure 21 - Schéma structural des Pyrénées occidentales montrant les éléments de différenciation des domaines occidental et oriental

Dans la partie orientale des Pyrénées basques, les structures tectoniques majeures indiquent, comme dans les Pyrénées centrales, une tendance au sous-charriage continental de la plaque ibérique sous la plaque européenne (Velasque et Ducasse, 1986 ; Daignières et al., 1994). Cette tendance se trouve bien exprimée par les chevauchements à vergence sud, affectant la bordure méridionale du bassin de Mauléon et la Haute chaîne immédiatement au sud.

Dans la partie occidentale de la zone des Massifs basques, comme dans le domaine basco-cantabrique, les chevauchements majeurs ont une vergence vers le nord ; l'axe de l'éventail tectonique étant décalé vers le sud. Cette prédominance des chevauchements vers le nord s'affirme nettement vers l'ouest, sur toute la marge nord-espagnole, le long de laquelle se produit la subduction vers le sud de la croûte océanique du golfe de Gascogne.

La zone des Massifs basques correspond à une sorte de nœud tectonique à la transition avec la chaîne des Pyrénées. Pour de nombreux auteurs, la désorganisation des éléments structuraux pyrénéens dans cette zone pourrait être liée à l'existence d'une discontinuité crustale NNE-SSW, transverse à la chaîne, axée sur le massif du Labourd : la faille de Pampelune (Muller et Roger, 1977 ; Schoeffler, 1982 ; Richard, 1986 ; Ducasse et al., 1986a ; Razin, 1989 ; Claude, 1990).

Cette faille, probablement héritée de l'orogénèse hercynienne (Richard, 1986), a joué un rôle paléogéographique et tectonique majeur durant toute l'évolution alpine de ce segment de la chaîne, que ce soit lors la phase d'ouverture des bassins crétacés, ou celle de leur inversion tectonique résultant de la compression tertiaire. On observe actuellement, sur son tracé, un rejet vertical du socle de plusieurs milliers de mètres : rejet dont le sens s'inverse entre les parties nord et sud de la chaîne (Schoeffler, 1982).

b) Description structurale

Afin de préciser et souligner les distinctions structurales observées de part et d'autre de cette discontinuité transverse, nous analyserons successivement les structures des domaines occidental et oriental des Pyrénées basques.

Le domaine occidental

Les caractères stratigraphiques des séries mésozoïques des différentes unités attestent une certaine homogénéité paléogéographique de l'ensemble du domaine, avant le Vraconien. Ce domaine correspondait, durant le Crétacé inférieur, à une zone de haut-fond rattaché au massif de Biscaye (Voort, 1964 ; Garcia mondejar et al., 1985 ; Razin, 1989), sur la bordure sud du seuil des Landes. Les bassins de Mauléon et de Biscaye s'ouvrent respectivement vers l'est et vers le sud de ce domaine nord-occidental surélevé. Ce n'est qu'à l'Albien supérieur que ce domaine est recouvert de dépôts terrigènes fluvio-deltaïques, qui reposent ainsi sur un substratum érodé jusqu'au Paléozoïque, au Trias ou à l'Hettangien.

Une importante phase de structuration intervient à partir du Vraconien, aboutissant à la différenciation paléogéographique des différentes unités tectoniques au Crétacé supérieur (Razin, 1989) :

- L'unité des Cinco Villas correspond à un domaine de plate-forme fluvio-deltaïque (Albo-Cénomaniens - cycle K3), puis carbonatée (Cénomaniens-Coniaciens - séquences K4-1 et K4-2), installé sur le substratum paléozoïque et triasique. Durant le Coniacien, intervient un approfondissement généralisé, qui aboutit à la mise en place d'un système turbiditique gréseux au Campanien (cycle K5) ;
- Après le développement des systèmes fluvio-deltaïques de l'Albien supérieur, l'unité de La Rhune est le siège, dès le Vraconien (K3) et durant une partie du Crétacé supérieur (K4-1, K4-2), d'une sédimentation gravitaire terrigène puis carbonatée, de talus puis de bas de talus (brèches, turbidites) ;
- Les unités septentrionales montrent des dépôts albiens supérieurs fluvio-deltaïques (grès d'Ascaïn), transgressifs sur un substratum érodé jusqu'au Keuper ou au Lias inférieur. Une sédimentation gravitaire profonde se poursuivra jusqu'à l'Yprésien par une succession de

systèmes turbiditiques gréseux ou carbonatés de polarité ouest - est (K3), nord - sud (K4), puis est - ouest et nord - sud (K5, TP-E) ;

- Les unités frontales sont constituées de séries syntectoniques Lutétien supérieur à Oligocène, décollées sur complexe chaotique re-sédimenté intralutétien, dont la composition reflète en partie celle de la base des unités septentrionales (Keuper, Infralias, Albo-Cénomaniens) ;
- L'autochtone aquitain correspond, durant le Crétacé supérieur, à un domaine de plate-forme stable. Au nord du domaine analysé, des épandages fluvio-deltaïques représentent localement l'Albien supérieur (grès de Saubrigues). Comme dans l'unité des Cinco Villas, se produit au Coniacien un approfondissement d'origine tectonique qui provoque le remplacement des faciès bioconstruits ou biodétritiques du Cénomano-Turonien par les faciès externes du Sénonien ("faciès aturien").

Ces éléments paléogéographiques autorisent une reconstitution anté-tectonique du domaine durant le Crétacé supérieur. Le bassin turbiditique profond de Saint-Jean-de-Luz, représenté dans les unités septentrionales, s'étend alors entre la plate-forme sud-aquitaine et une marge méridionale bien individualisée jusqu'au Coniacien, au niveau des Massifs basques (unité des Cinco Villas), avant d'être rejetée vers le sud suite à un effondrement tectonique, puis aux premiers effets de la compression pyrénéenne. L'unité de La Rhune correspond à la zone de talus entre la plate-forme méridionale (plate-forme de Sare) et le bassin turbiditique de Saint-Jean-de-Luz. Le matériel constituant les unités frontales s'est déposé dans le sillon d'avant-pays pré-pyrénéen, avant d'être incorporé à l'édifice nord-pyrénéen chevauchant, qui poursuit sa progression vers le nord jusqu'à l'Oligocène moyen.

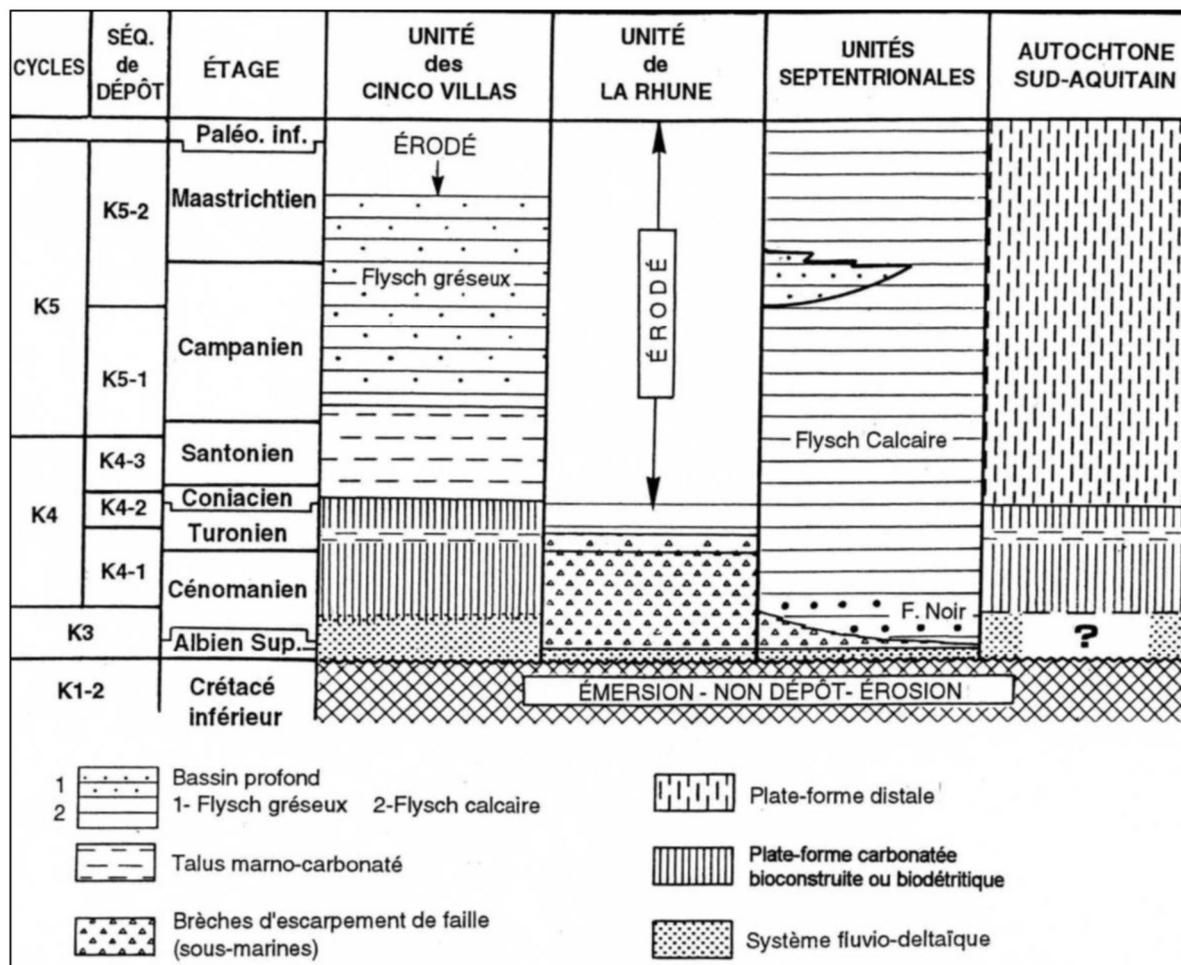


Figure 22 - Tableau chronologique représentant la succession des environnements sédimentaires dans les différentes unités structurales du Pays Basque occidental (Razin, 1989)

Le modèle d'évolution tectono-sédimentaire du domaine occidental

L'analyse du domaine occidental de la zone des Massifs basques permet de proposer un modèle d'évolution de cette partie du bassin complexe des Pyrénées, depuis sa création à l'Albien, jusqu'à sa déformation lors de la compression tertiaire.

Au Crétacé inférieur (cycles K1 et K2), l'ensemble des unités structurales appartient à un domaine nord-occidental émergé, surélevé par rapport au bassin albo-aptien de Mauléon, qui s'ouvre vers l'est.

A l'Albien supérieur (K3), une plate-forme fluvio-deltaïque s'installe sur le domaine nord-occidental instable, en discordance sur le Lias inférieur, le Trias ou le Paléozoïque (discordance anté-cénomannienne). Elle est alimentée par l'érosion d'un massif paléozoïque émergé vers l'ouest : le massif de Biscaye (prolongement sud-ouest du seuil des Landes) (Voort, 1964 ; Garcia-Mondejar et al., 1985).

Au Vraconien, le bassin turbiditique de Saint-Jean-de-Luz se développe au nord du futur massif des Cinco Villas, dans le prolongement occidental du bassin profond de Mauléon, où la sédimentation du flysch noir a déjà débuté depuis la fin de l'Albien inférieur (Souquet et al., 1985).

Dans la partie axiale profonde du bassin de Saint-Jean-de-Luz, s'accumule, durant le Crétacé supérieur (K3 à K5), une épaisse série turbiditique qui constitue l'essentiel des unités septentrionales. Le système silico-clastique albo-cénomaniens (K3) est alimenté par une plate-forme fluvio-deltaïque rétrogradante vers l'ouest sur le massif de Biscaye. Le système turbiditique carbonaté qui se développe à partir du Cénomaniens moyen (K4), dans ce bassin très subsident, est nourri par la déstabilisation des sédiments péné-contemporains déposés sur la bordure de la plate-forme sud-aquitaine, actuellement impliquée sous le chevauchement nord-pyrénéen.

La marge méridionale du bassin est localisée sur la bordure nord des Massifs basques, jusqu'au Sénonien inférieur. Une zone de talus (partie sud des unités septentrionales et unité de La Rhune) est représentée par des prismes de dépôts bréchiqes puis turbiditiques, qui comblent progressivement et fossilisent une succession de demi-grabens installés sur des blocs basculés, définissant ainsi un onlap turbiditique de grande amplitude vers le sud. Une plate-forme terrigène (K3), puis carbonatée (K4), recouvre alors le haut-fond des Cinco Villas (plate-forme de Sare).

Jusqu'au Sénonien inférieur, le bassin turbiditique de Saint-Jean-de-Luz, comme la plate-forme de Sare, s'approfondissent vers l'est, en direction du bassin de Mauléon, sur le tracé de la faille de Pampelune, représentée par un système de failles normales à regard est, sur l'axe du Labourd.

Au cours du Coniacien (séquence K4-3), l'ensemble du domaine est soumis à un effondrement tectonique qui participe à l'ouverture tardive du bassin vers l'ouest, sur le golfe de Gascogne. Outre la variation de la polarité sédimentaire, il se traduit par un approfondissement de la plate-forme aquitaine, par des phénomènes de glissement synsédimentaires et la mise en place d'une sédimentation à caractère distal dans le bassin de Saint-Jean-de-Luz, et par l'onlap des dépôts marno-calcaires de talus sur la plate-forme de Sare, comme sur l'ensemble des Massifs basques (Souquet, 1984 ; Rat et al., 1983). Cet événement dépasse largement le cadre du bassin de Saint-Jean-de-Luz et de ces marges ; il affecte une large partie du domaine aquitano-pyrénéen.

L'apparition du régime de convergence tectonique entre les plaques ibérique et européenne au Santonien supérieur/Campanien (K5) se traduit par une première séquence de comblement, qui fossilise le talus d'érosion sud-aquitain et clôtur la sédimentation turbiditique carbonatée (K5-1). Corrélativement, l'axe du sillon est rejeté vers le sud, sur l'emplacement des unités méridionales (Cinco Villas) (Figure 23). Dans ce sillon fonctionne un système turbiditique gréseux est-ouest, alimenté par une plate-forme fluvio-deltaïque installée sur la partie orientale de la chaîne en voie de surrection (Puigdefàbregas et Souquet, 1986). De l'Yprésien au Lutétien inférieur, de puissants cônes sous-marins transverses, alimentés depuis le nord, interfèrent avec les faciès de plaine sous-marine du système longitudinal est-ouest (Kruit et al., 1975 ; Pujalte et al., 1993). Dans les Pyrénées basques, ce sillon turbiditique perdure jusqu'au Lutétien inférieur.

Les premières structures compressives sont fossilisées par des calcaires de plate-forme lutétiens supérieurs, discordants sur le flysch campano-yprésien, plissé au front des unités septentrionales. La structuration alpine de cette partie de la chaîne résulte du charriage vers le nord des unités méridionales (impliquant le socle) et septentrionales sur l'autochtone aquitain, par l'intermédiaire du chevauchement nord-pyrénéen, faiblement incliné vers le sud. La partie frontale de l'édifice allochtone constitue alors le flanc sud, actif du bassin d'avant-pays pré-pyrénéen profond, à forte subsidence tectonique (Kieken, 1973).

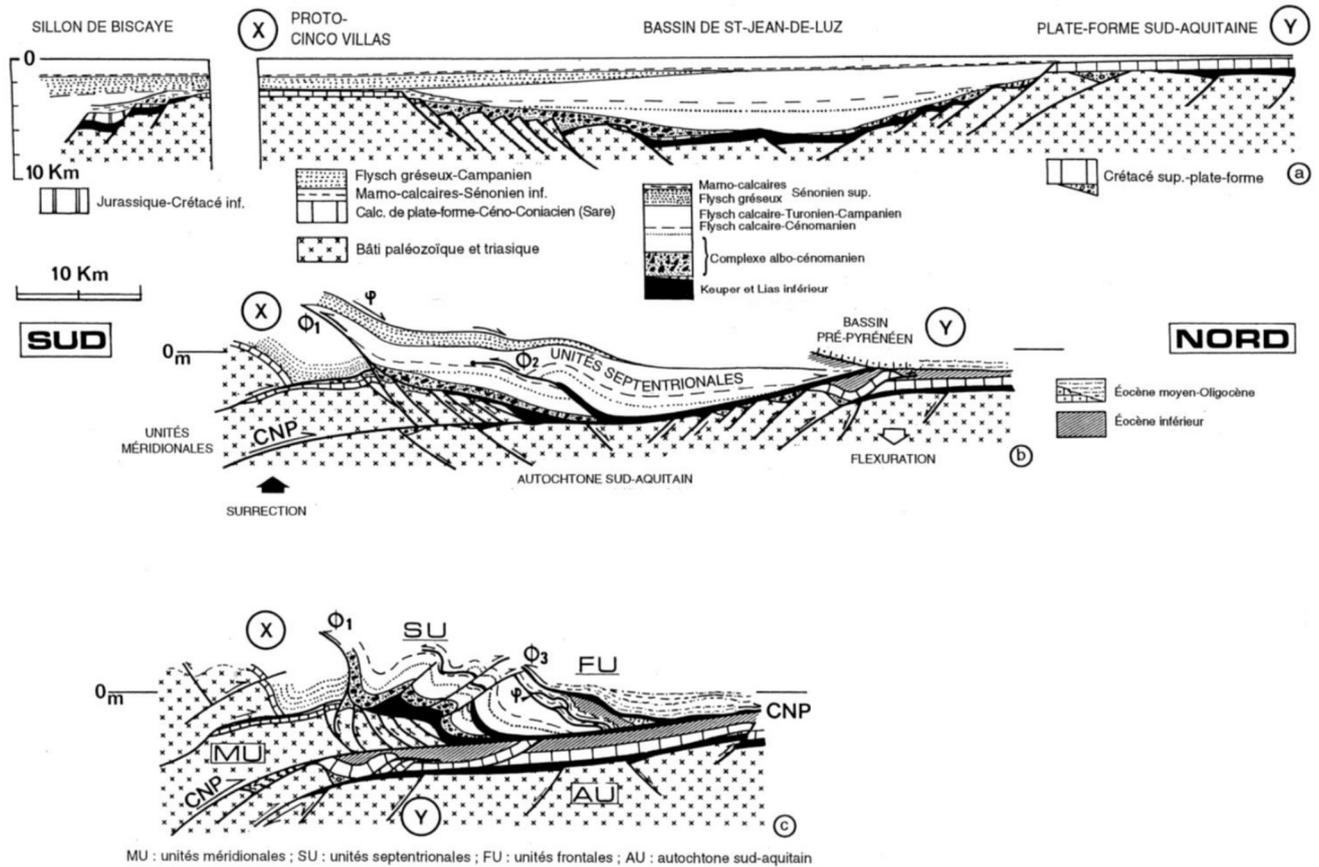


Figure 23 - Essai de reconstitution de l'évolution structurale des Pyrénées occidentales au nord-ouest des Massifs basques

Des décollements tangentiels, à l'intérieur de la série flysch, notamment au niveau des marno-calcaires sénoniens supérieurs, viennent compliquer la structure des unités septentrionales (Bidart, Hendaye). La progression, vers le nord des unités chevauchantes sur le bassin d'avant-pays (Figure 23), se poursuit dans un continuum tectonique, jusqu'au Rupélien. Au cours de ce déplacement, la déstabilisation de la partie frontale de la nappe sur le flanc actif du bassin pré-pyrénéen entraîne la mise en place, au sein des molasses marines, d'olistostromes riches en

matériel triasique, issu du niveau de décollement basal de la couverture et/ou de diapirs jalonnant la bordure sud-aquitaine. Ces horizons re-sédimentés servent à leur tour de niveau de décollement dans la série syntectonique tertiaire et permettent l'accrétion des unités frontales à l'édifice nord-pyrénéen par rétrochevauchement (Biarritz).

L'évolution du système en compression aboutit ainsi à l'édification d'un prisme tectonique à vergence nord, dans lequel les chevauchements précoces à vergence sud sont replissés dans des mégastructures de vergence opposée. Ce dispositif tectonique s'inscrit globalement dans une tendance au charriage continental de l'Ibérie sur l'Europe, dans ce segment occidental des Pyrénées basques.

Le domaine oriental

Le domaine oriental des Pyrénées basques correspond à la zone située entre l'axe du Labourd et le faisceau de failles subméridiennes de Mauléon, qui empruntent la vallée du Saison.

Les éléments structuraux y sont organisés du sud au nord en quatre grandes zones orientées parallèlement à la direction générale de la chaîne (Velasque et Ducasse, 1987, Figure 25 et Figure 34) :

- La Haute chaîne, dans le prolongement occidental de la zone axiale pyrénéenne. La Haute chaîne désigne la zone primaire axiale (ZA) et sa couverture méso-cénozoïque sous laquelle elle s'ennoie à l'ouest du méridien du pic d'Anie. La couverture mésozoïque est composée d'une série carbonatée de plate-forme d'âge cénomanien à santonien supérieur ("Calcaires des cañons" ; séquences K4.1 et K4.3), surmontée par des dépôts marno-calcaires d'environnement relativement profond du Sénonien supérieur ("Calcschistes à Navarrelles" ; cycle K5), suivis d'un prisme turbiditique gréseux campanien supérieur à maastrichtien ("Turbidites du Longibar" ; séquence K5.2). Les formations tertiaires préservées dans les synclinaux perchés sur la Haute chaîne sont composées de faciès profonds : calcaires pélagiques du Paléocène inférieur, puis turbidites carbonatées du Thanétien-Eocène inférieur. Le massif basque des Aldudes est classiquement considéré comme un élément de cette unité structurale ;
- La zone centrale regroupe un ensemble d'unités tectoniques circonscrites, situées dans la partie méridionale de la Zone nord-pyrénéenne, c'est-à-dire sur la bordure sud du bassin flysch de Mauléon. Ces unités sont représentées par des affleurements de socle paléozoïque et de terrains mésozoïques d'âge et faciès variés. Elles correspondent aux Massifs basques orientaux : massifs de Mendibelza, d'Igountze et des Arbailles (Figure 24). Elles sont interprétées comme d'anciens blocs basculés de la marge méridionale du bassin crétacé de Mauléon, charriés vers le sud au Tertiaire sur la couverture de la zone axiale ;
- La zone du flysch du bassin de Mauléon. Cette vaste zone s'étend depuis la bordure nord des Massifs basques orientaux jusqu'au système de chevauchements frontaux de Peyrehorade - Sainte-Suzanne (Figure 25). Elle correspond au tronçon de la Zone nord-pyrénéenne le plus large de toute la chaîne. Elle se caractérise par l'affleurement d'une épaisse série crétacée supérieur de type "flysch", surmontant les formations argilo-carbonatées du Jurassique - Crétacé inférieur, relativement complètes, décollées sur le Keuper ;
- L'autochtone sud-aquitain. Le long du système de chevauchement frontal de Sainte-Suzanne, les unités nord-pyrénéennes chevauchent l'avant-pays sud-aquitain où affleurent principalement les dépôts molassiques du Tertiaire et leur couverture pliocène. Localement, à la faveur de structures diapiriques, percent la série argilo-évaporitique du Keuper (diapirs perçants de Dax, Bastennes-Gaujacq, Louer, etc.) ou la série de plate-forme néo-crétacée

(structure d'Audignon, de Tercis, etc.). Les nombreuses données de subsurface acquises lors des explorations pétrolières autour des découvertes de Lacq et Meillon montrent, dans ce domaine, la présence d'une très épaisse série mésozoïque et en particulier du Crétacé inférieur (jusqu'à 5 000 m), qui atteste l'ouverture, au cours de cette période, d'un bassin en extension, très fortement subsident, le bassin d'Arzacq. Il s'agit d'un bassin de forme grossièrement rhomboédrique, très dissymétrique puisque le substratum paléozoïque se trouve vers 5 000 m au nord et vers 10 000 m au sud. Après la phase d'extension éocénocène, le bassin d'Arzacq se caractérise, à partir du Cénomaniens, par une sédimentation de plate-forme carbonatée, comme sur l'ensemble du domaine sud-aquain (calcaire du Cénomaniens-Sénonien inférieur, marno-calcaire du Sénonien supérieur : "faciès aturien"). Durant le Tertiaire, ce domaine évolue en bassin flexural où s'accumule une série paléocène à Lutétien inférieur, à faciès profond (turbidites), surmontée de prismes de dépôt de plate-forme puis continentaux progradant vers l'ouest du Lutétien supérieur à l'Oligo-Miocène.

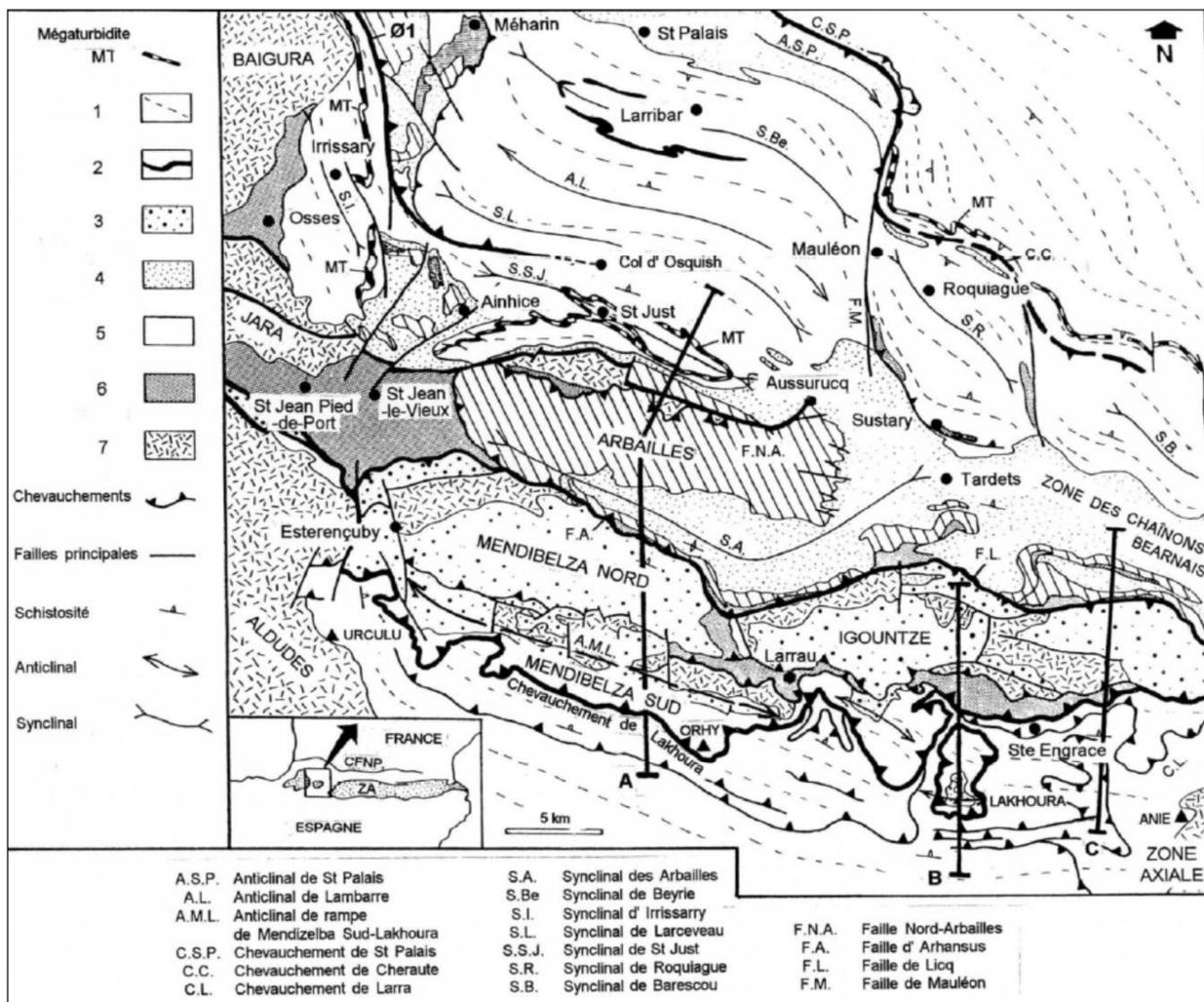


Figure 24 - Carte géologique de la bordure sud de la Zone nord-pyrénéenne dans la partie orientale des Massifs basques

(D'après Ducasse et Velasque, 1988). Les différentes unités structurales sont du nord au sud : la zone du flysch du bassin de Mauléon, la zone centrale (unités des Arbailles, de Mendibelza nord et sud) et la zone axiale. 1) Crétacé sup. à Eocène ; 2) roches volcaniques alcalines (teschinites) ; 3) Albien-Cénomaniens inférieur de la zone centrale ; 4) Albien ; 5) Jurassique - Crétacé inférieur ; 6) Keuper ; 7) substratum hercynien et revêtement permo-triasique.

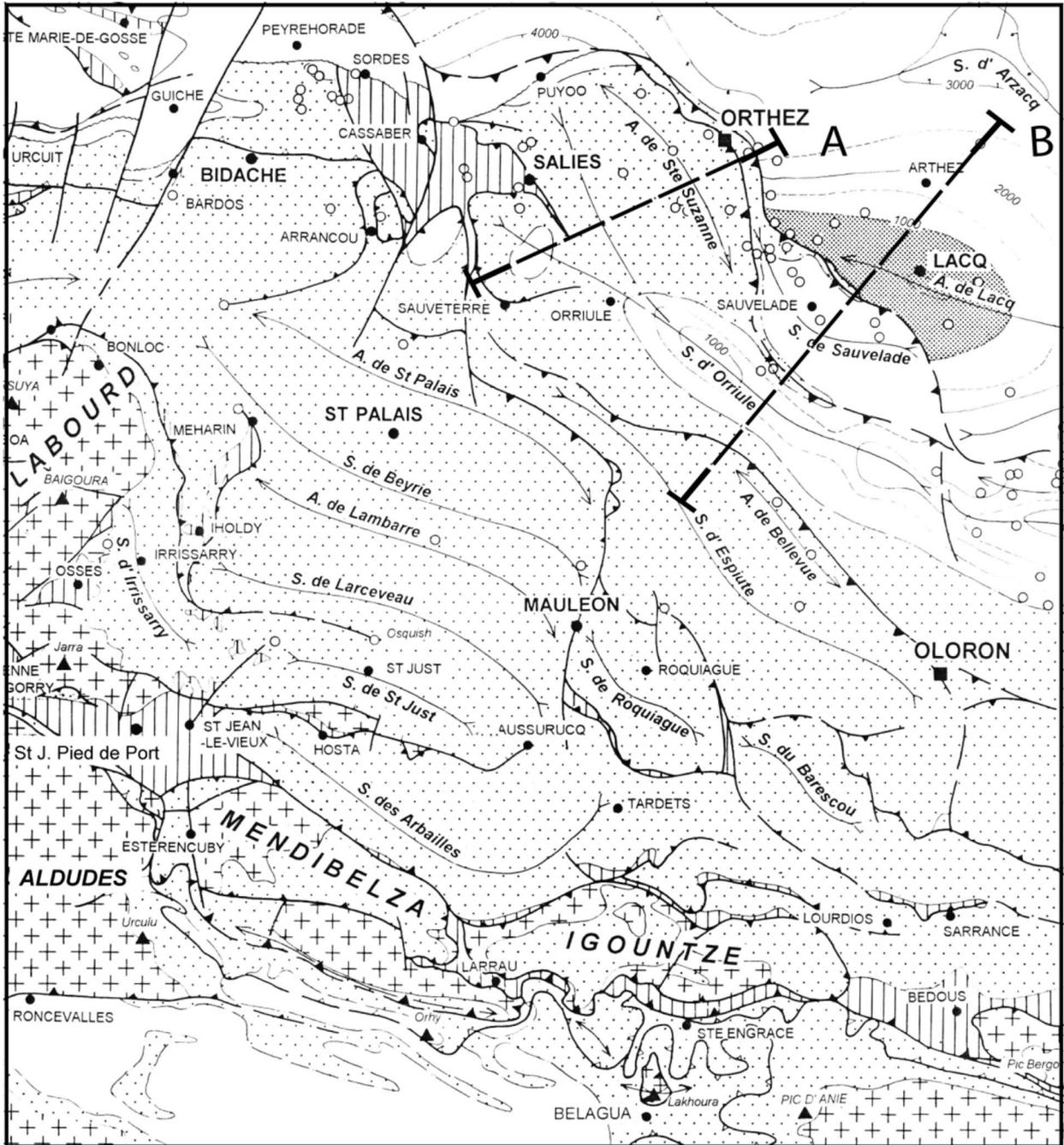


Figure 25 - Carte structurale de la partie orientale de la zone des Massifs basques

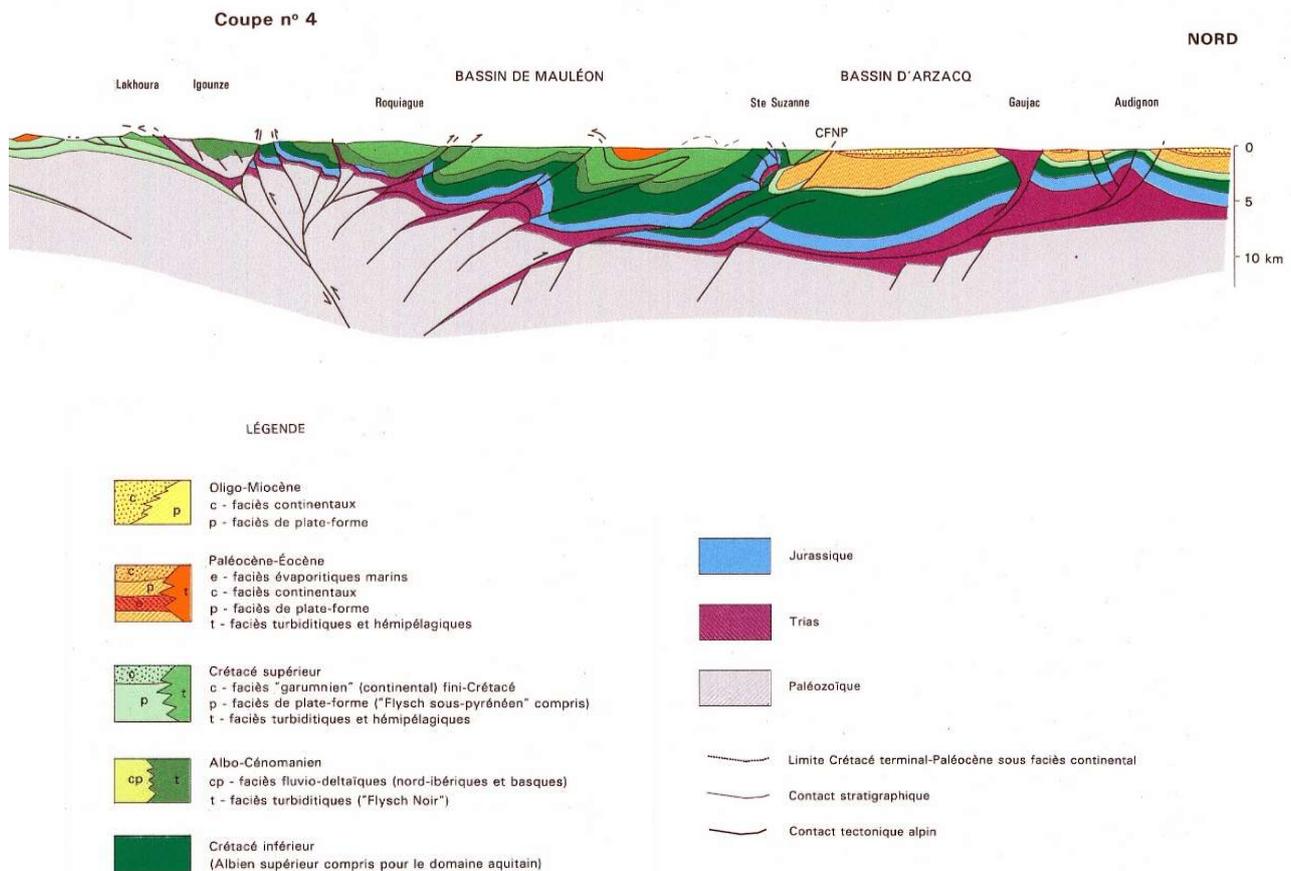


Figure 26 - Coupe structurale de la partie orientale de la zone des Massifs basques (Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées - planche TecA1, coupe n°4)

Evolution structurale et sédimentaire du bassin du Crétacé à l'Oligocène

Selon les modèles, l'ouverture des bassins crétacés, tel que le bassin de Mauléon, résulte d'un processus d'extension homogène de type rift (Velasque et Ducasse, 1987), d'un processus d'extension sur décrochement de type "pull-apart" (Choukroune et Mattauer, 1978) ou d'une combinaison des deux processus (Peybernès et Souquet, 1984). Quoiqu'il en soit, deux phases principales d'ouverture se distinguent assez clairement dans l'évolution géométrique et dynamique du bassin.

La première s'inscrit dans la phase de rifting du golfe de Gascogne, au Crétacé inférieur (cycle K1), avec une accentuation du processus à l'Aptien-Albien inférieur (cycle K2). Elle est responsable de la création des bassins subsidés (Mauléon, Arzacq, Mirande, Parentis, etc.) à sédimentation axiale argilo-carbonatée, entre des marges riftées où se développe une sédimentation carbonatée de plate-forme en onlap sur des ceintures bauxitiques (ex : les Arbailles) (Peybernès, 1982). Cette tectonique en distension N-S à NE-SW provoque des basculements de blocs de forme rhomboédriques le long de failles héritées de directions WNW-ESE, NW-SE et NE-SW (Bourrouilh et al., 1995), et d'importants phénomènes halocinétiques associés.

Une deuxième phase de réorganisation structurale des bassins intervient durant la période Albien moyen-Cénomaniens inférieur (cycle K3), en liaison avec une modification de la trajectoire et/ou de la vitesse de déplacement de la plaque Ibérique, et avec la progression de l'océanisation du golfe de Gascogne qui a débuté à la fin de l'Aptien. Elle aboutit à la création des sillons flysch nordpyrénéens, matérialisée ici dans le bassin de Mauléon par l'accumulation des différentes séquences du Flysch Noir. La marge méridionale de ce bassin migre alors vers le sud tandis qu'au nord, la subsidence tectonique des bassins éocènes (Arzacq, Parentis) diminue progressivement (Brunet, 1991) et conduit à l'installation d'un vaste domaine de plate-forme à partir du Cénomaniens. Lors de cet épisode tecto-sédimentaire albo-cénomaniens fondamental dans l'histoire de la chaîne, l'essentiel de la déformation, et en particulier les processus d'extension, sont concentrés dans la zone nordpyrénéenne. Dans les Pyrénées centrales et orientales, des structures compressives locales et la géométrie triangulaire ou losangique des bassins albiens disposés en échelon, suggèrent l'intervention d'une composante décrochante senestre dans le mécanisme d'ouverture de ces bassins (Debroas, 1990). Selon cet auteur, l'amplitude de ces décrochements resterait toutefois d'ampleur limitée. De telles déformations albo-cénomaniennes n'ont toutefois pas été clairement mises en évidence dans le bassin de Mauléon. Seule la discordance de la plate-forme néocène sur les marnes albiennes, reconnue en sismique sur la bordure sud-aquitaine (synclinal de Lacq-Meillon), pourrait témoigner de tels plissements locaux si l'on admet qu'ils ne résultent pas de jeux de blocs ou de phénomènes diapiriques.

Du Cénomaniens au Santonien (cycle K4), une puissante série turbiditique à dominance carbonatée s'accumule dans le bassin de Mauléon. Elle enregistre une subsidence forte et relativement homogène qui résulterait de la contraction thermique de la lithosphère lors de son refroidissement en phase post-rift (Grandjean, 1994). La zone de talus septentrional est caractérisée par une sédimentation hémipélagique et des prismes de dépôt turbiditiques souvent amalgamés (Calcaires de Bidache), représentant la partie proximale des systèmes dont les termes distaux se retrouvent dans le centre du bassin. Les dépôts gravitaires conglomératiques demeurent relativement peu fréquents sur cette bordure nord. Par contre, sur la bordure méridionale (zone centrale), une sédimentation gravitaire grossière souvent chaotique atteste l'activité des failles synsédimentaires affectant la bordure nordibérique flexurée. Sur les marges sud-aquitaine et nord-ibérique (haute-chaîne) se développe une plate-forme carbonatée relativement homogène où l'on distingue deux principales unités séparées par une discontinuité d'âge turonien supérieur à coniacien inférieur.

Comme sur l'ensemble des Pyrénées occidentales, le bassin de Mauléon et ses bordures enregistrent au cours du Coniacien un événement tectonique qui provoque une accélération de la subsidence et un approfondissement des systèmes sédimentaires. Il se traduit sur la marge méridionale par une large extension de la plate-forme du Sénonien inférieur qui repose en discordance sur celle du Cénomano-Turonien basculée et fortement érodée. Sur la plate-forme sud-aquitaine, une sédimentation marnocalcaire de plate-forme externe recouvre les faciès biodétritiques de haute énergie antérieurs. Dans le bassin, une série turbiditique à dominance marnocalcaire ("Flysch marneux") succède au "Flysch calcaire" turonien-coniacien inférieur de faciès plus proximal.

A partir du Santonien supérieur (cycle K5), la marge sud du bassin est affectée d'une flexuration tectonique qui entraîne un ennoiment de la plate-forme nord-ibérique par des marnes de plate-forme externe et de talus ("Calcschistes à Navarrelles"), puis un onlap turbiditique vers le sud du flysch gréseux campanien supérieur. Cette flexuration est interprétée comme enregistrant l'initiation du souscharriage vers le nord de la marge ibérique et donc le début de la phase compressive dans ce segment de la chaîne (Teixell, 1992). Ce processus aboutit à la création du bassin d'avant-pays sud-pyrénéen (Labaume et al., 1985) dans lequel s'accumule, jusqu'au Lutétien, l'épaisse série turbiditique du Groupe d'Hecho, puis, du Lutétien supérieur au Rupélien,

une série deltaïque (s.l.) syntectonique progradante vers l'ouest, assurant le comblement progressif du bassin (Marnes de Pampelune et Groupe de Campodarbe ; Puigdefábregas, 1975).

A la même époque, un deuxième bassin flexural périphérique se développe dans la partie frontale nord-pyrénéenne et sur la bordure sud-aquitaine. A l'instar du bassin méridional, il s'y accumule une mégaséquence de dépôt régressive paléocène à oligocène débutant par une série turbiditique et se terminant par des dépôts continentaux. La dynamique de ce bassin, les modalités de son comblement et les relations tectoniquesédimentation sont toutefois moins bien connues que sur le versant sud. Il est par ailleurs possible que la flexuration de cette bordure nord se soit produite plus tardivement, probablement au Paléocène inférieur, la fin du Crétacé supérieur correspondant plutôt à une période de ralentissement de la subsidence qui favorise les premiers complements des dispositifs tectosédimentaires crétacés.

4.3.4. Description régionale : la Zone nord-pyrénéenne du Béarn

La zone faillée de Mauléon

La zone faillée de Mauléon, d'orientation subméridienne, assure l'articulation entre les Chaînes calcaires du Béarn à l'est et la zone des Massifs basques à l'ouest. Il se révèle d'interprétation structurale malaisée en raison :

- de l'absence de continuité latérale des structures bien exprimées en surface (Canérot, Synthèse) ;
- du développement des séries flyschs crétacées peu affleurantes et guère propices à l'analyse structurale détaillée ;
- de l'importance et de l'irrégularité du biseau d'érosion du Jurassique et des lacunes du Crétacé inférieur anté-albien ;
- de l'existence de masses triasiques évaporitiques induisant un décollement fréquent, sinon généralisé, de la couverture mésozoïque sur le socle.

Au nord du massif d'Igouze, vaste dispositif en coin extrusif chevauchant vers le sud la Haute chaîne primaire, par l'intermédiaire de la lame triasique de Bedous-Larrau, s'observent trois groupes d'unités, caractérisées par leur vergence structurale et par la composition et l'âge des séries impliquées (Figure 24).

Les unités à vergence sud

Ce sont, du sud au nord, les écaillés bordières du Barnalès (Sudou, Pène Blanche) et de la Haute-Soule (Irutiguty, Lichançumendy, Larramendy et la gouttière synclinale Tardets), qui se dirigent vers l'ouest à la hauteur du Saison en deux branches (synclinal de Lacarry au sud, synclinal pincé de Menditte au nord), enveloppant l'anticlinal faillé de la forêt des Arbailles. La série impliquée, amputée de divers termes du Jurassique et du Crétacé inférieur, s'étale du Trias à l'Albien moyen.

L'unité diapirique centrale de Roquiague

Il s'agit d'un diapir perçant recoupant le flysch albien (Canérot, 1988). Les argiles évaporitiques de son toit sont directement recouvertes par le flysch albo-cénomaniens. Ce dernier est repleyé en un synclinal d'axe NW-SE.

Les unités à vergence nord-est

On distingue successivement l'accident chevauchant de Cheraute-Urdach, le synclinal de Josbaig et le chevauchement nord-pyrénéen appelé ici chevauchement du gave d'Oloron (Fixari, 1984). Les terrains impliqués dans ces structures correspondent, pour l'essentiel, au moins en surface, aux flysch néocrétacés.

Les unités qui viennent d'être rapidement décrites offrent une disposition générale en éventail, tout à fait comparable à celle qui intéresse les structures des chaînons béarnais plus orientaux. Les écailles bordières correspondent à des lames tectoniques à vergence sud intéressant localement le Permo-Trias (Lichançumendy) et constituent un prolongement occidental des chaînons d'Ourdinse et du Layens où la tectonique néocrétacée en blocs basculés est de règle (Canérot et Delavaux, 1986). Leur disposition locale en échelon (Lichançumendy, Irutiguty) avec chevauchement au sud-est du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur sur l'Albien, est comparable avec un décrochement régional N 130° dextre.

Le diapir de Roquiague prolonge, au nord-ouest, les structures diapiriques de Montaut et de Sarrance. Il occupe une position structurale centrale (zone de divergence correspondant à la zone de distension maximale au Crétacé inférieur).

Les structures à vergence nord-est constituent, elles aussi, les prolongements de dispositifs plus orientaux.

Cette structuration est brusquement interrompue à l'ouest, à la hauteur du Saison, par le réseau SW-NE des failles de Mauléon. Dans le détail, le tracé de ce réseau est marqué en surface par :

- l'accident d'Echebar qui limite, à l'ouest, les chaînons du Lichançumendy,
- le rapide ennoyage, vers l'est, de la large carapace des calcaires éocrétacés de l'anticlinal de la forêt des Arbailles,
- la terminaison occidentale, aux abords de Mauléon, du diapir de Roquiague,
- l'individualisation d'un décrochement dextre, subméridien, recoupant les structures septentrionales à vergence nord-est.

La zone de faille de Mauléon revêt en outre une signification paléogéographique certaine ; elle jalonne en effet le fond très subsident du bassin de Tardets (Faure, 1987) et limite, à l'ouest, l'aire diapirique éocrétacée de Roquiague, à couverture jurassique fortement érodée. Cette zone se traduit enfin par une inflexion des accidents chevauchants septentrionaux avec apparition au nord-est, annonçant les grands recouvrements dans cette même direction des Massifs basques plus occidentaux.

La Zone nord-pyrénéenne du Béarn et de Bigorre occidentale

Les Chaînons calcaires de Béarn et de Bigorre occidentale intéressent la partie de la Zone nord-pyrénéenne, comprise entre la vallée du Saison à l'ouest et celle du gave de Pau à l'est (Figure 27).

La zone de failles transverses de Mauléon, de structure complexe, assure leur articulation avec les Massifs basques de la Zone nord-pyrénéenne.

D'une largeur de 20 km à l'ouest de la vallée d'Ossau, ils butent au sud contre la Haute chaîne primaire, par l'intermédiaire de la zone faillée dite "faille nord-pyrénéenne" et se développent au nord jusqu'au front de chevauchement nord-pyrénéen.

D'une manière générale, ils s'organisent en une série de grandes écailles extrusives, disposées en éventail, de part et d'autre d'une zone centrale, dans laquelle les structures demeurent subverticales. Ces écailles impliquent le socle hercynien et sa couverture mésozoïque plus ou moins solidaire (Figure 27 à Figure 33).

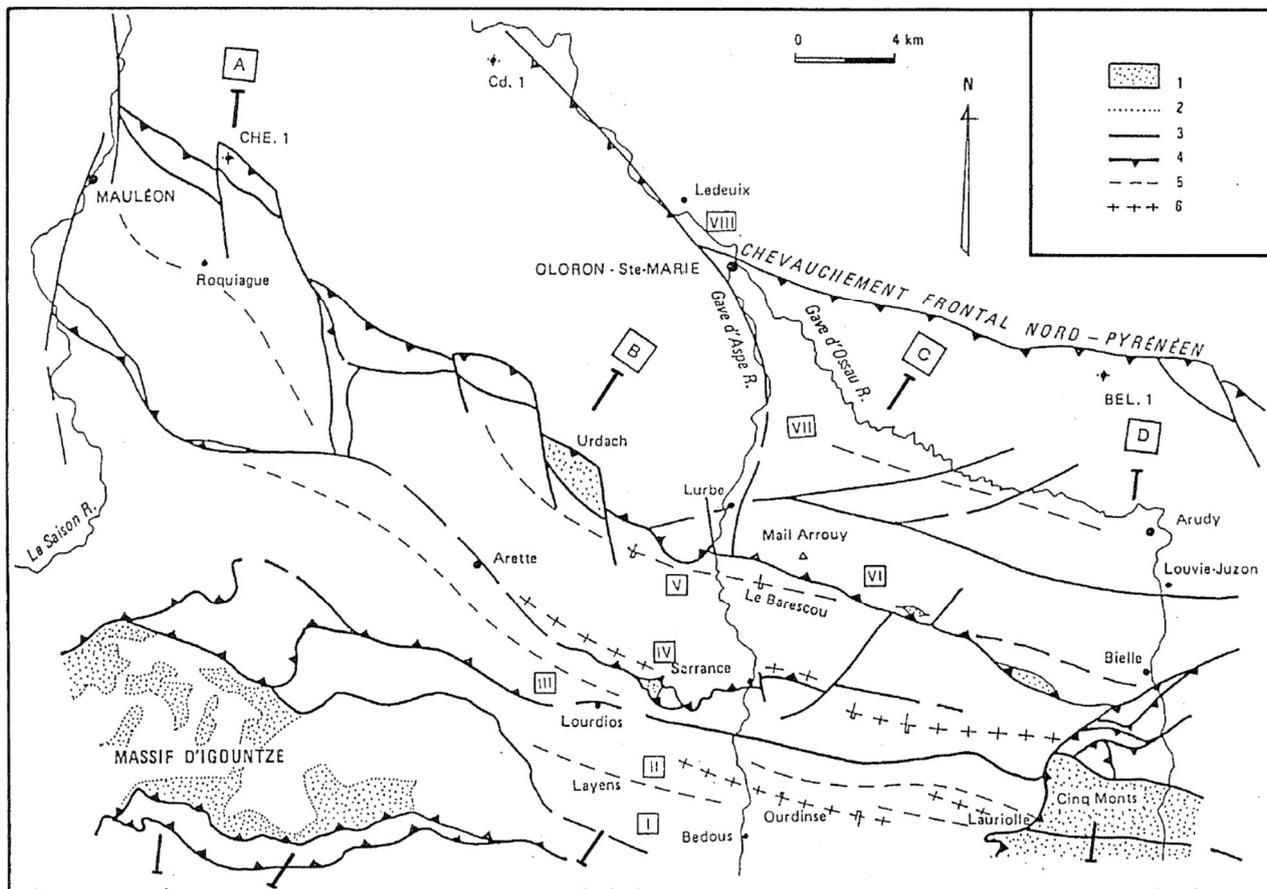
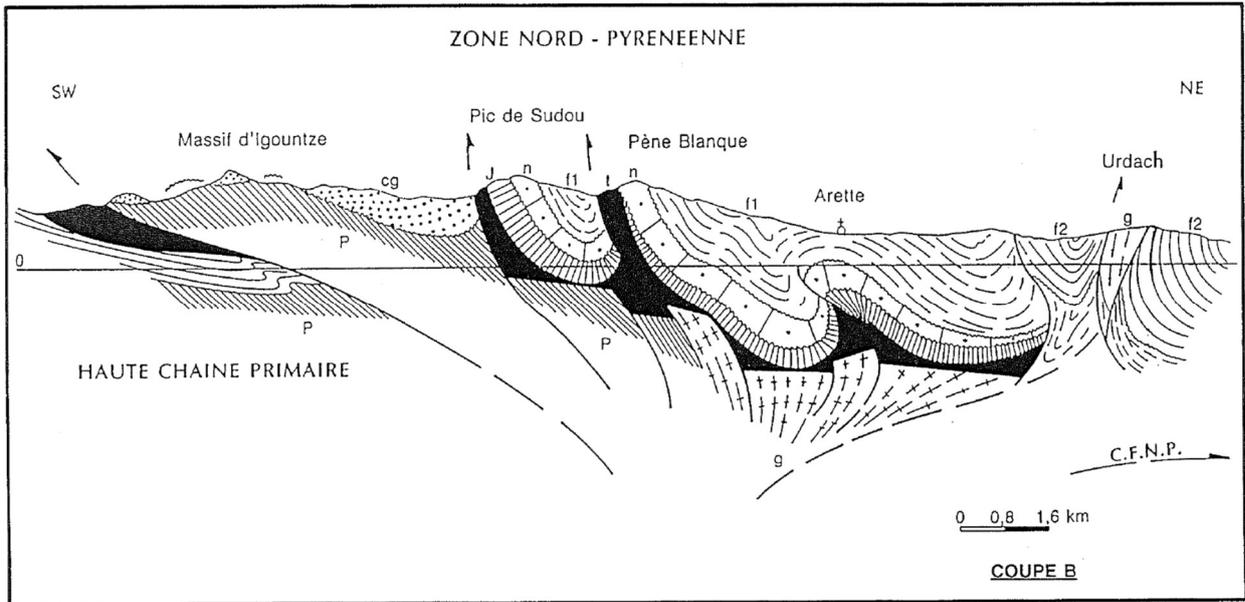


Figure 27 - Schéma structural de la Zone nord-pyrénéenne entre le gave de Mauléon et le gave d'Ossau (zone des chaînons béarnais)



a		Quaternaire
s		Sénonien : flysch argilo - gréseux
l3		Cénomaniens - Turonien : carbonates et terrigènes
l2		Albien : flysch schisto - gréseux
f1		marnes à Spicules conglomérats
cg		Gargasien et Clansayésien : calcaires urgoniens
n2		Barrémien - Bédoulien : calcaires et marnes
J		Jurassique : carbonates
t		Trias : argiles, calcaires, évaporites ; ophite
P		Socle hercynien et revêtement permotriassique
g		Socle profond, métamorphique et lherzolite

Figure 28 - Coupe géologique de la Zone nord-pyrénéenne dans la partie occidentale de la zone des Chaînes béarnaises (localisation sur la Figure 27)
Et légende des coupes des Figure 28, Figure 29, Figure 30, Figure 32 et Figure 33.

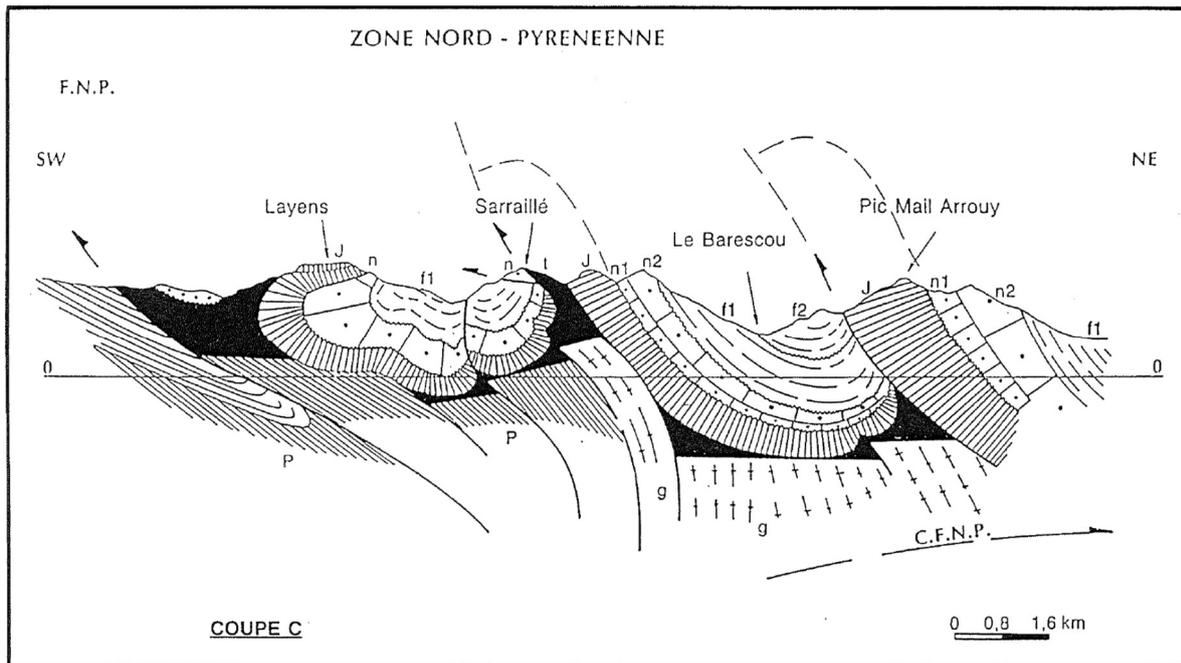


Figure 29 - Coupe géologique de la Zone nord-pyrénéenne dans la partie centrale occidentale de la zone des chaînons béarnais (localisation sur la Figure 27 et voir légende en Figure 28)

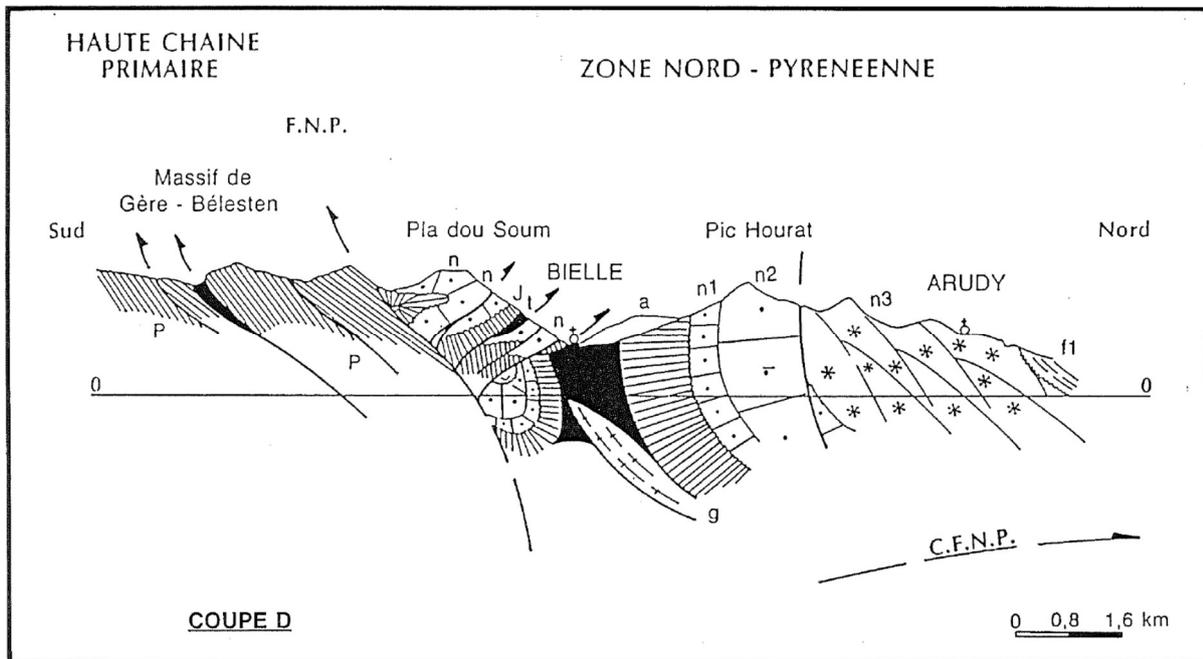


Figure 30 - Coupe géologique de la Zone nord-pyrénéenne dans la partie orientale de la zone des chaînons béarnais (localisation sur la Figure 27 et voir légende en Figure 28)

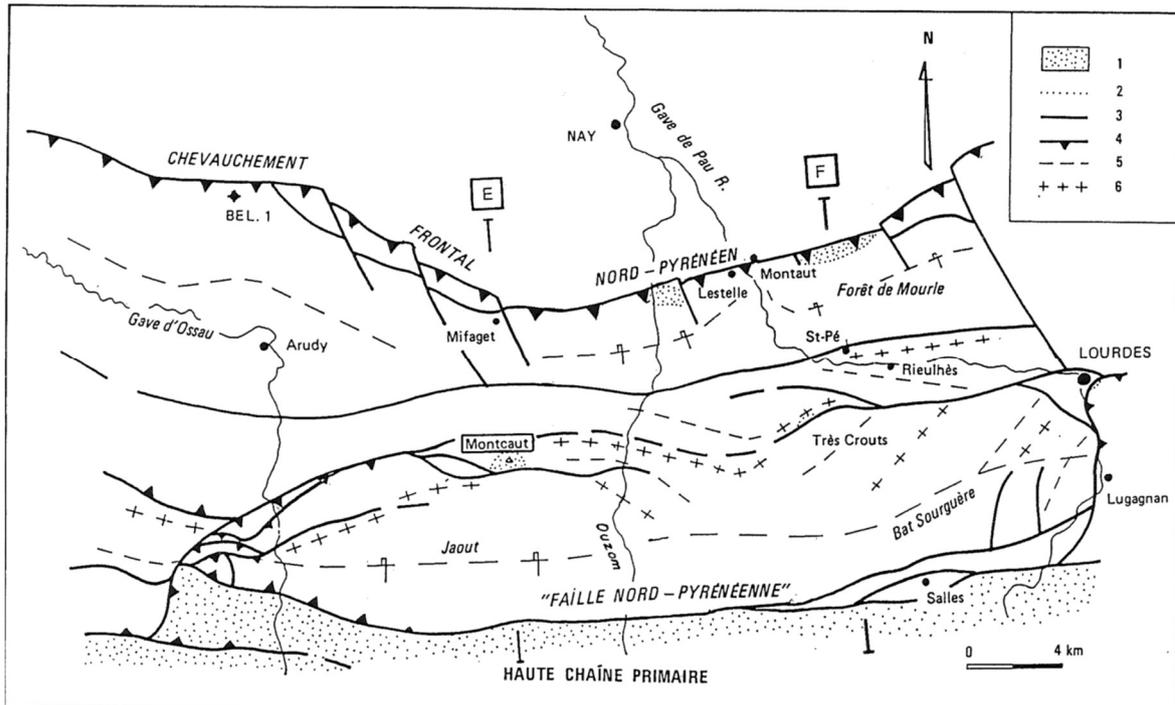


Figure 31 - Schéma structural de la Zone nord-pyrénéenne entre le gave d'Ossau et le gave de Pau (zone des chaînons de Bigorre occidentale)

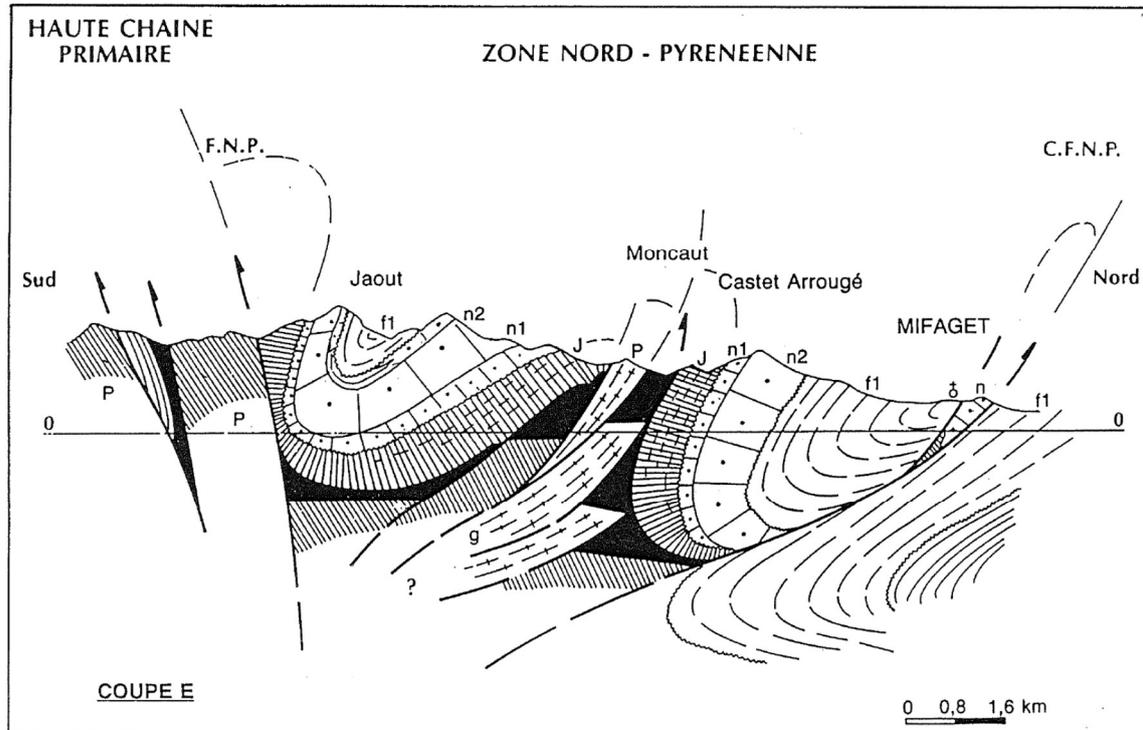


Figure 32 - Coupe géologique de la Zone nord-pyrénéenne dans la partie ouest de la zone des chaînons de Bigorre occidentale (localisation sur la Figure 31 et voir légende en Figure 28)

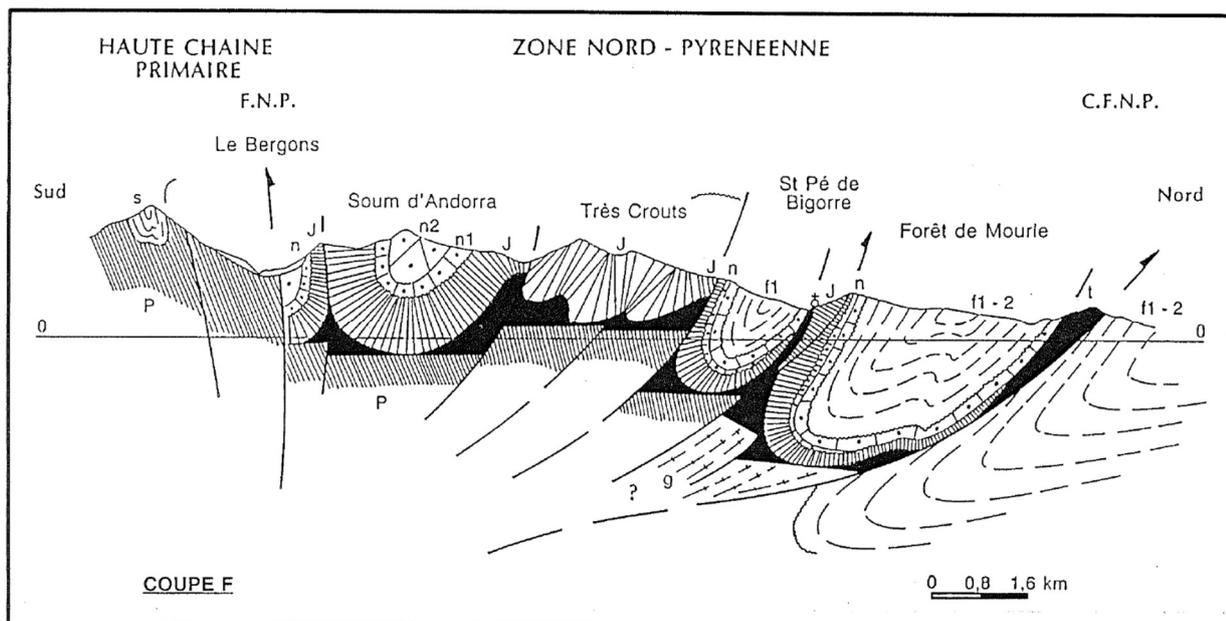


Figure 33 - Coupe géologique de la Zone nord-pyrénéenne dans la partie est de la zone de Bigorre occidentale
 (localisation sur la Figure 31 et voir légende en Figure 28)

Description des chaînons de Béarn

Entre le chevauchement d'Ossau à l'est et la zone de failles transverses de Mauléon, qui ménage une transition rapide avec les Massifs plus occidentaux, la Zone nord-pyrénéenne ici considérée s'élargit graduellement, présentant, du sud au nord, les ensembles structuraux NW-SE ci-après (voir Figure 27 à Figure 30) :

- **L'aire triasique de Bedous (I)**. Pincée à l'ouest sous le chevauchement au sud du massif d'Igoutze, cette unité s'élargit progressivement vers l'est, dans le bassin de Bedous, avant de se digiter en de multiples lames synclinales coincées entre les blocs paléozoïques de la Haute chaîne (**Bois de la Traillère, Cinq Monts**), participant ainsi au large déversement au sud des structures du Haut-Ossau (**plis couchés des Eaux Chaudes**) ;
- **Les plis couchés de Lauriolle-Ourdins-Layens (II)**. Ce sont des anticlinaux et synclinaux souples, en échelon, à déversement nord, dont les axes plongent de 10 à 30° vers l'ouest. Ils affectent une série jurassique et éocétacée peu épaisse, généralement décollée sur le Trias de la zone de Bedous. Vers l'ouest, sur la bordure nord du massif d'Igoutze, ces structures souples laissent la place à des écaillés déversées au sud-ouest ;
- **Le synclinal complexe de Lourdios (III)**. C'est un pli en "blague à tabac", chevauché sur son bord sud par les structures précédemment examinées et sur son bord nord par l'**anticlinal de Sarrance** et dont l'axe, occupé par les marnes albiennes, est jalonné par un accident directionnel sub-vertical. Vers l'est, la structure s'enfonce sous le chevauchement d'Ossau. Vers l'ouest, le synclinal se raccorde à la gouttière synclinale des Arbailles, après avoir subi une inflexion axiale sénestre à la hauteur de la zone de failles de Mauléon ;
- **L'anticlinal de Sarrance (IV)**. C'est un pli faillé, déversé au sud, dont le noyau, extrusif aux abords de la vallée d'Aspe, porte le Paléozoïque et la lherzolite à l'affleurement sous le Trias argileux. Cette structure est recoupée à l'est par le chevauchement d'Ossau. Vers l'ouest, elle s'ennoie sous les marnes albiennes de la zone d'ensellement d'Arette, avant de réapparaître

au-delà du Barlanès dans la vaste unité diapirique de Roquiague (Fixari, 1984 ; Canérot, 1988) ;

- **Le pli-faille de Bielle-Lurbe (VI)**, vaste unité chevauchante vers le sud dans le chaînon central du Mail Arrouy, où apparaît une épaisse série allant du Trias au Crétacé supérieur. Vers l'est, la structure se redresse puis, au-delà de Louvie-Juzon, se déverse au nord sous le front chevauchant d'Ossau, se raccordant ainsi, par amortissement de ce grand accident, au flanc nord de **l'aire anticlinale de Montcaut**. Vers l'ouest, la structure se pince puis se déverse au nord-est à la faveur du décrochement dextre, subméridien, d'Urdach où socle paléozoïque et lherzolite affleurent sous le flysch albien discordant (Montagne, 1986) ;
- **Le synclinorium d'Oloron (VII)**, large gouttière symétrique, emplie de flyschs crétacés (Albien à Sénonien) argilo-gréseux ou calcaires, à ennoyage axial vers le nord-ouest, prolongeant vers l'ouest le **synclinal albien de la Forêt de Mourle**. Plusieurs structures secondaires, transverses, NE-SW, plicatives ou cassantes, recoupent le pli principal (Roux, 1983) ;
- Le front de chevauchement nord-pyrénéen (VIII). Il prolonge avec une direction NW-SE l'accident de Rébénacq et, filant vers Belair et Ledeux, atteint la zone de fracturation subméridienne de Mauléon, où il subit un décrochement dextre important. Le long de son tracé, des écailles de Jurassique et de Crétacé inférieur percent la couverture flysch néocrétacée (sondages de Belair 1 et de Saucède 1) indiquant une flèche de recouvrement plurikilométrique de la Zone nord-pyrénéenne sur la zone sous-pyrénéenne plus septentrionale.

Description des chaînons de Bigorre occidentale

Ce deuxième secteur d'étude est limité à l'est et à l'ouest, respectivement, par **les arcs chevauchants transverses de Lugagnan et d'Ossau**, à vergence nord-ouest affirmée (Figure 31). Ici encore s'individualisent des unités structurales d'orientation ouest-est, telles, du sud au nord (Figure 32 et Figure 33) :

- La faille nord-pyrénéenne (I). Il s'agit d'un faisceau d'accidents subverticaux qui pincent à l'est, aux abords de Salles, des écailles de calcaires et dolomies du Jurassique et du Crétacé inférieur, ainsi que des brèches et des calcaires néocrétacés. Vers l'ouest, ces failles s'infléchissent progressivement pour offrir un plongement de 45° N aux abords de la vallée d'Ossau ;
- **Le synclinal de Jaout-La Bat Sourguère (II)** qui est un pli ample, déjeté ou déversé au nord, dont l'axe est, d'une manière générale, occupé par les calcaires et marnes albo-aptiens. Dans son extrémité orientale, la structure est affectée de failles et replis transverses, SW-NE, parallèles à l'arc chevauchant de Lugagnan. A l'ouest, le pli se pince tandis que son axe s'élève et se perd en hauteur, au-dessus du chevauchement transverse d'Ossau ;
- **L'aire anticlinale de Montcaut et de la Forêt de Très Crouts (III)**. Cette vaste unité présente, dans le détail, des replis anticlinaux directionnels portant à l'affleurement le socle paléozoïque, la lherzolite et des replis synclinaux emplis de Crétacé inférieur. Des replis transverses recoupent la structure principale dans sa partie orientale, à l'approche du chevauchement de Lugagnan. L'extrémité occidentale est, quant à elle, découpée en plusieurs écailles impliquées dans le chevauchement d'Ossau, à vergence nord-ouest (Canérot, 1988) ;
- **Le synclinal complexe de la Forêt de Mourle (IV)**. Cette structure, affectée de replis transverses (Lestelle-Bétharram), correspond dans son ensemble à un pli déversé au nord, dont l'axe est occupé par le flysch albien (Pons, 1984 ; Souquet et al. 1985). Dans sa partie orientale, son flanc méridional admet des complications secondaires, directionnelles :

synclinal albien de Rieulhès, écailles de Saint-Pé, portant le Trias, le Jurassique et le Crétacé inférieur à l'affleurement ;

- Le front de chevauchement nord-pyrénéen (V), qui dessine un arc à convexité sud affirmée, mettant en contact le flysch albien du synclinal de la Forêt de Mourle avec celui de la région Bruges-Montaut, qui appartient à la bordure méridionale, très redressée, du bassin sous-pyrénéen de Nay. Divers pointements de Crétacé inférieur, de Jurassique, de Trias ou même de Paléozoïque (Mifaget, Lestelle- Bétharram, Montaut) jalonnent le front chevauchant dont la flèche peut ici encore être estimée à plusieurs kilomètres.

Le rôle de l'héritage" paléozoïque et mésozoïque

L'évolution pyrénéenne de la zone des chaînons de Béarn et de Bigorre est intimement liée à la structuration du socle et à l'organisation des dispositifs paléogéographiques mésozoïques :

- **Structuration du socle.** Le bâti paléozoïque impliqué dans les structures centrales de la Zone nord-pyrénéenne (Sarrance, Mail Arrouy, Montcaut, Très Crouts, Lourdes, Bagnères-de-Bigorre) est en général représenté par des terrains profondément métamorphisés (gneiss, micaschistes, schistes et quartzites notamment) auxquels sont associés des lherzolites. En revanche, des calcaires, des calcschistes, des schistes et des grauwackes fossilifères (Dévonien daté) constituent la plupart des écailles pincées dans le front de chevauchement nord-pyrénéen. Ces mêmes sédiments, non ou peu épigénisés, sont également bien représentés dans la Haute chaîne primaire. L'organisation des faciès semble ainsi traduire un amincissement crustal hercynien (métamorphisme et lherzolites) entre les cratons aquitain et pyrénéen, soit au droit de la future zone interne métamorphique, domaine nouvellement distendu au Mésozoïque ;
- **Paléogéographie mésozoïque.** Le Jurassique est caractérisé par une distension régionale NW-SE conduisant à l'individualisation de blocs basculés (blocs de Bigorre orientale, de Bigorre occidentale et de Béarn notamment), séparés les uns des autres par des failles normales N60 (failles de Lugagnan et d'Ossau) et affaissés vers le sud-est ou le nord-ouest. Ces failles normales ont été réactivées en chevauchements au nord-ouest. Au Crétacé inférieur, à la suite des mouvements néocimmériens, la distension nord-sud a conduit à une fracturation de la plate-forme jurassique et à un morcellement de cette dernière en blocs, basculés cette fois vers le nord-est ou le sud-ouest. Les failles normales éocrétaquées ont été réactivées en failles inverses ou en chevauchements vers le nord-est ou le sud-ouest. Les décollements fréquents de la couverture sur le substrat hercynien ont été incontestablement favorisés par l'halocinèse contemporaine de la distension éocrétaquée.

Ainsi, la structure actuelle de la Zone nord-pyrénéenne en coins extrusifs est en grande partie héritée du découpage éocrétaqué en panneaux longitudinaux disposés en gradins symétriques de part et d'autre du domaine central effondré d'Oloron - Lourdes - Bagnères et basculés par le jeu synthétique des failles directionnelles (N110).

La chronologie de la déformation

La distension mésozoïque, maximale à l'Albien (création des bassins flyschs, partiellement métamorphisés), semble prendre fin dans le Sénonien. Elle serait relayée par une compression nord-sud déjà perceptible à la fin du Crétacé (Debroas, 1987) dans la région de Bagnères-de-Bigorre, où les nouvelles contraintes seraient responsables du déversement au sud-ouest des écailles du Monné.

La compression pyrénéenne paroxysmale, rapportée à l'Eocène supérieur, conduit à la mise en place des plis et chevauchements majeurs, ouest-est, par réactivation des failles de socle, distensives au Crétacé inférieur et moyen. Les fractures transverses SW-NE et NW-SE jouent

respectivement en décrochements sénestres ou dextres. A la fin de cette période, l'accentuation des mouvements décrochants peut provoquer le développement de fronts chevauchants transverses, plus ou moins larges, à vergence nord-ouest affirmée (chevauchements d'Ossau et de Lugagnan par exemple).

Des réajustements tardifs semblent enfin se produire sous forme de décrochements le long des failles transverses, subméridiennes, telles les failles d'Aspe, d'Ossau et de l'Adour.

4.4. LE CYCLE ALPIN : LE BASSIN D'AQUITAINE

(Avec les contributions de C. Lezin, P. Bertran et J-P. Platel)

4.4.1. Structuration du bassin d'Aquitaine

En voyant l'uniformité de la partie centrale du bassin, couverte par le vaste triangle de sables quaternaires des Landes, se prolongeant par la plaine ondulée des coteaux molassiques du Miocène du Gers, et même en observant les affleurements des calcaires du Jurassique, du Crétacé et les terrains à faciès silicoclastiques dominants du Paléogène se succédant en auréoles régulières depuis les Charentes jusqu'au Quercy, nul ne pourrait se douter de la complexité structurale post-hercynienne du bassin d'Aquitaine en subsurface.

Elle est pourtant très importante, puisque plus d'une centaine de structures existent, résultant de deux grandes phases géodynamiques : d'abord l'une globalement distensive, depuis le Permien jusqu'au Santonien, dont la dernière manifestation est liée à l'étirement crustal qui a abouti à l'ouverture du golfe de Gascogne ; puis la seconde compressive, depuis la fin du Santonien / début du Campanien, par les effets de la rotation antihoraire de la plaque ibérique remontant vers le nord, poussée par l'Afrique (Olivet, 1996), ce qui a engendré la surrection des Pyrénées avec son paroxysme à la fin de l'Eocène. A cela s'ajoutent les effets de la discordance du Cénomaniens sur les calcaires érodés du Jurassique, structurés pendant le Crétacé inférieur, dont les dépôts sont absents en dehors des sous-bassins de Parentis, de Mirande, d'Arzacq et des Charentes, ainsi que de la discordance généralisée des terrains du Paléogène sur tous ceux du Mésozoïque.

Dans la **partie nord** du bassin (Aunis, Saintonge, Périgord et Quercy), les contraintes se sont appliquées sur les zones de faiblesse que sont les grandes failles du socle hercynien, assez peu profond (800 à 2 000 m), si bien que la plupart des structures présentent des directions "armoricaine" (N 115° à 145°E) et "varisque" (N 25° à 50°E). Cette structuration est le résultat d'une tectonique de couverture, plissant ou faillant la couverture méso-cénozoïque au droit de grandes failles profondes, par le jeu différentiel en décrochement horizontal et vertical des blocs du bâti hercynien.

Cette structuration, calquée sur le bâti de la chaîne hercynienne (autour de - 300 Ma), est recoupée par des accidents transverses (de direction approximativement N160°E), que l'on peut suivre du Cotentin jusqu'à la Garonne. Ces accidents transverses, à jeu principalement décrochant horizontal et récent (Oligocène, voire Miocène) sont responsables des grandes structures du seuil du Poitou : les grabens de Saint-Maixent et de Lezay.

Dans les Charentes, la structure majeure est le grand anticlinal de Jonzac-Oléron (plus de 130 km de long). Plus à l'est, la faille profonde de la Dronne (décrochement dextre axé N 30°E), axée sur un vaste synforme du bâti jurassique, est jalonnée par les anticlinaux dissymétriques de Chalais, Montmoreau, Chapdeuil et Mareuil. En Périgord-Quercy se trouvent principalement les anticlinaux de Chancelade, Sauveterre et la grande structure antiforme faillée de Saint-Cyprien...

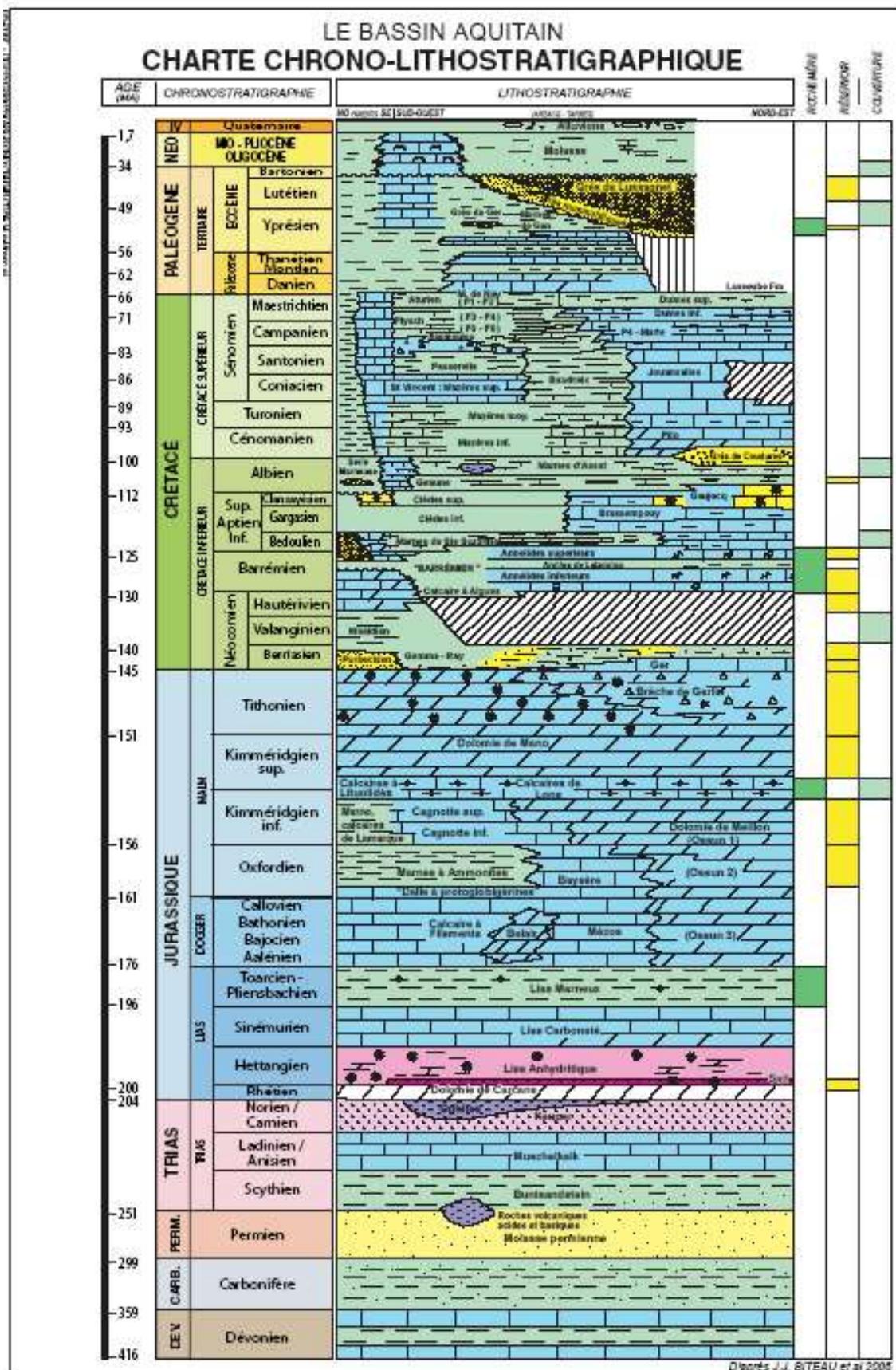


Figure 34 - Formations lithostratigraphiques du bassin d'Aquitaine

Dans la partie centrale (Bordelais, nord des Landes), les principales structures enfouies sont situées autour du sous-bassin de Parentis, structuré par de grandes failles séparant des blocs basculés, et très subsident où se sont accumulés près de 2 000 mètres de dépôts pendant le Crétacé inférieur, durant le "rifting Gascogne". Les anticlinaux majeurs sont ceux de Saint-Magne - Landiras, Parentis et Cazaux, ces derniers étant des gisements de pétrole toujours exploités depuis 1954. Mais quelques petites structures existent aussi en Bordelais (Blaye-Listrac, Couquèques, ...), de même que les grandes failles de la Leyre et de Bordeaux, limitant de grands blocs basculés.

Dans la partie sud (sud des Landes, Gers), plus proche des Pyrénées, la structuration est plus complexe, car les effets de la compression pyrénéenne ont été nettement plus intenses. Cette partie peut se délimiter au nord par l'alignement N 110°E des anticlinaux déversés vers le nord de Roquefort, Créon et Cézán-Lavardens, qui font violemment pointer les couches crétacées et jurassiques jusque dans les terrains miocènes ou quaternaires. Sous les molasses du Gers, tout le centre-est du bassin est structuré par une douzaine d'anticlinaux de taille variables (Auch, Avensac, Bordères, Gimont, Polastron, Saint-Médard, Antin, Lussagnet, etc,...).

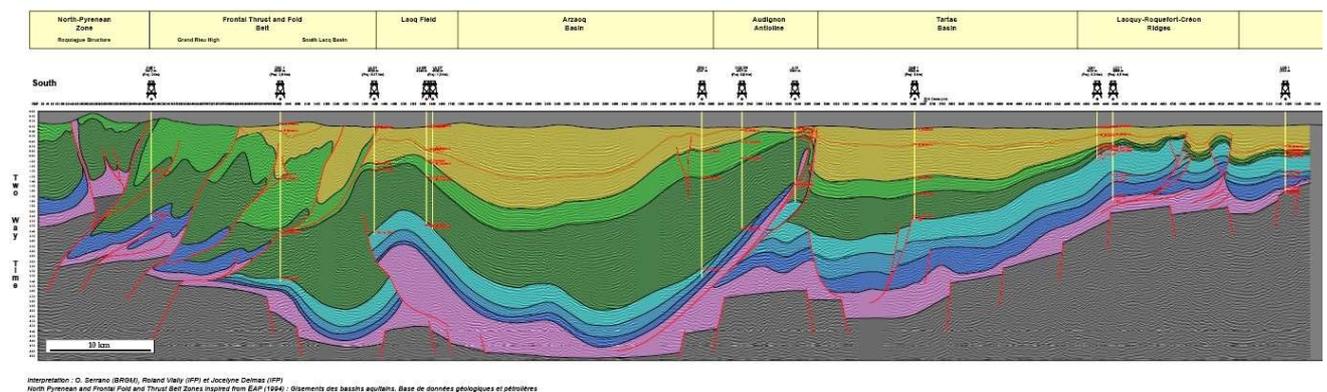


Figure 35 - Structuration de la partie sud du bassin d'Aquitaine, interprétée à partir de profils sismiques, entre la ride anticlinale de Roquefort-Créon au nord et la Zone nord-pyrénéenne au sud (secteur de Cheraute)

Mais c'est au cœur des terrains éocènes de Chalosse, au sud de l'Adour, et dans le sud-ouest des Landes que les effets de la tectonique ont été les plus remarquables. A part le grand anticlinal d'Audignon, long de 25 km, de direction est-ouest, la tectonique s'est exprimée la plupart du temps par des profondes failles inverses décrochantes, le long desquelles le sel du Trias a "giclé" pour donner naissance à des lames diapiriques (Tercis, Saint-Pandelon) ou à de véritables diapirs perçants (Bastennes, Dax, Thétieu, Magescq) et à une dizaine de diapirs enfouis dont les plus au nord se trouvent près de la côte aquitaine (Mimizan, Bias) à plus de 2 000 m de profondeur.

Dans la partie sud-orientale (Agenais, Midi-Toulousain), les structures majeures sont marquées par la faille de Villefranche (décrochement senestre axé N 20° à 30°E), sur laquelle se calque la Garonne à l'amont de Toulouse, jalonnée en bordure des Causses du Quercy par les dômes de la Grésigne et de Villeveyre et par les petits fossés d'effondrement tertiaires d'Asprières et de Varen.

Dans tout ce secteur, les puissantes molasses oligo-miocènes, ainsi que les sables éocènes, sont très largement discordantes sur les terrains jurassiques et paléozoïques : le sondage Castelsarrasin 101 a ainsi traversé la discordance de ces sables sur le socle granitique à 595 m de profondeur. Cette discordance des sables continentaux fluviaux éocènes ne s'atténue que très progressivement, puisque ce n'est qu'au nord-ouest de Marmande que la dernière formation du Campanien supérieur n'est plus érodée. Cela correspond à l'emprise de la très vaste structure antiforme connue sous le nom de môle de Montauban ou de Toulouse-Agen.

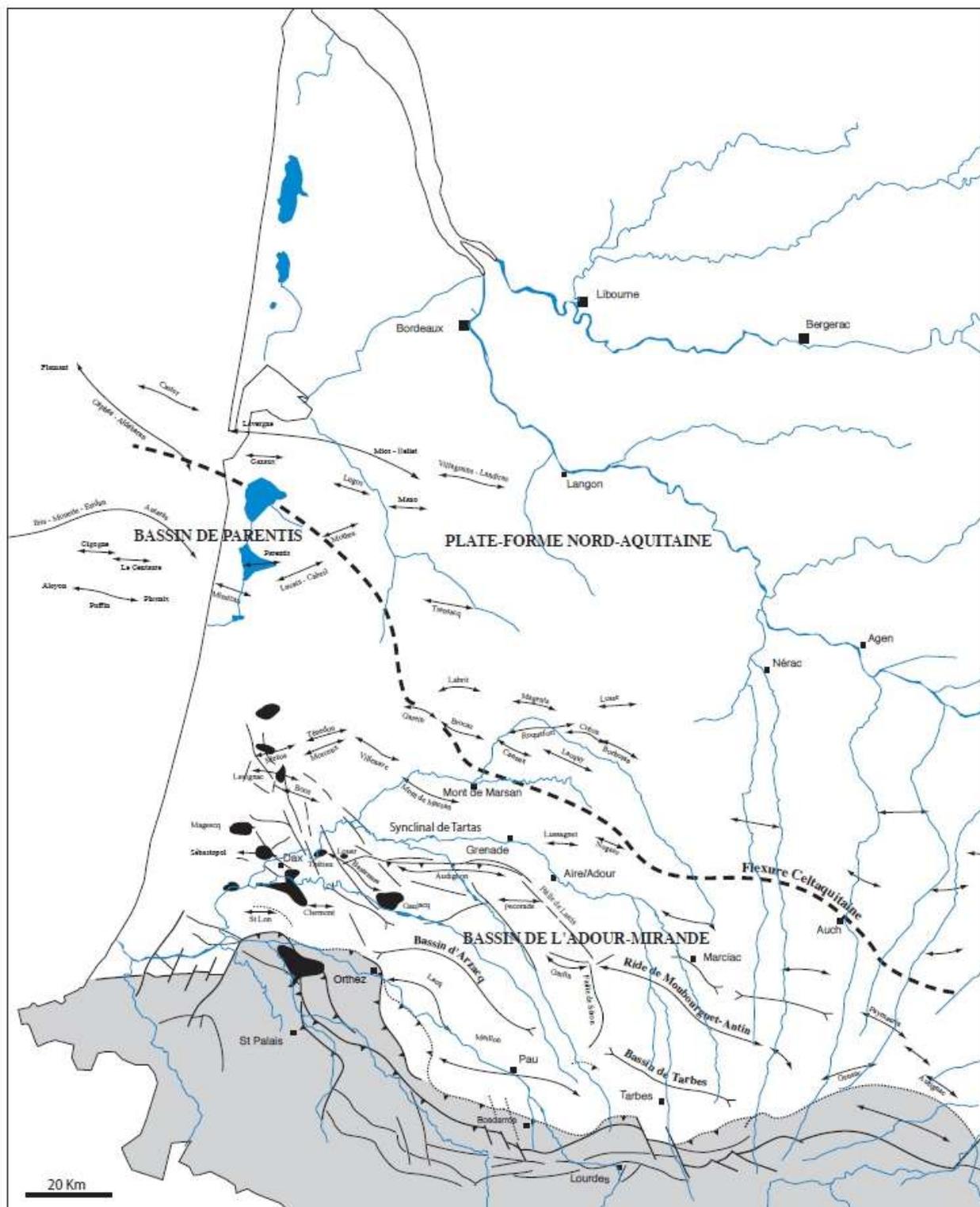


Figure 36 - Carte structurale du bassin d'Aquitaine (Serrano, 2001)

4.4.2. Histoire géodynamique alpine du bassin d'Aquitaine

Il faut à nouveau insister sur l'importance de l'événement du Crétacé inférieur qui a conduit à la naissance de la microplaque ibérique puis à sa dérive vers l'est. Durant toute la période anté-Crétacé inférieur, la zone axiale pyrénéenne (marge nord du bloc ibérique) occupait alors une position beaucoup plus occidentale que sa situation actuelle. Par conséquent les sédiments triasiques et jurassiques de la Zone nord-pyrénéenne ne se situaient pas dans la continuité paléogéographique de la couverture de la zone axiale.

Cette histoire géodynamique du bassin d'Aquitaine peut-être schématiquement subdivisée en deux grandes phases :

- une phase distensive, dite de « rifting » intracontinental, puis transtensive avec le développement de bassin intracratoniques ;
- une phase d'inversion de la marge avec deux stades : l'un transpressif puis l'autre compressif, accompagnée du soulèvement des Pyrénées.

a) Stade de « rifting » intracontinental (Permo-Trias à Hettangien)

Permo-Trias : sédimentation détritique à lagunaire sous contrôle tectonique

Au Permien et au Trias (- 299 à - 200 Ma), la réactivation d'accidents tardi-hercyniens définit de vastes bassins subsidés. Ce sont les effets du rifting intracontinental qui vont construire les premières structures effondrées du bassin, où sont piégés les dépôts du Permo-Trias. Des dépôts détritiques, provenant de l'érosion des reliefs hercyniens, par exemple le Massif Central, forment des épandages fluviaux importants. Rapidement, à l'ouest du méridien de Cahors, cet ensemble sédimentaire passe latéralement à des formations lagunaires.

Ces fossés faillés, en demi-graben orientés SW-NE (Curnelle, 1983), sont comblés au fur et à mesure de leur enfoncement par les très importants apports de galets, sables et argiles produits par l'érosion des reliefs de bordure. En leur milieu, les eaux se concentrent dans des lacs sursalés qui donnent naissance à des dépôts évaporitiques (sel, gypse, anhydrite), surtout abondants au sud de la "flexure celtaquitaine".

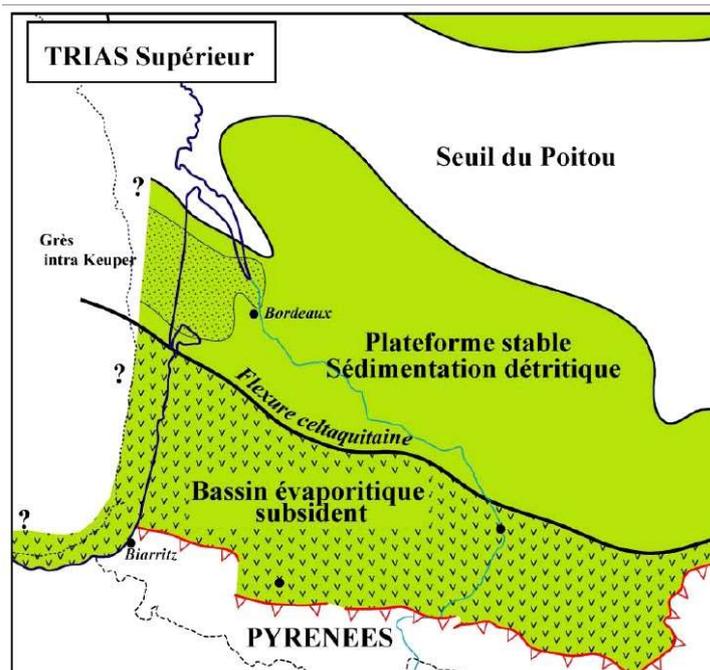


Figure 37 - Paléogéographie de l'Aquitaine au Trias supérieur (Serrano et al., 2006)

Dans les Pyrénées occidentales, la sédimentation fluviatile du Permien et du Trias inférieur est contemporaine d'épisodes volcaniques, témoins de la dislocation du super continent pangéen. Cette sédimentation fluviatile laisse place, dès le Trias moyen puis au Rhétien, à une sédimentation laguno-marine. Les ophites présentes dans les séries du Trias supérieur témoignent d'un magmatisme mantellique, favorisé par la distension crustale, lors de la dislocation de la Pangée (Canérot, 2008). Elles soulignent la mise en place, dès le Trias supérieur, de la vaste dépression latitudinale qui relie la Téthys à l'Atlantique central.

Lias inférieur, création de vastes plates-formes carbonatées

L'histoire marine de la zone nord-ouest aquitaine débute dès le Lias inférieur. A l'Hettangien inférieur, la première transgression marine est conséquente de la progression vers le nord de l'ouverture de l'Atlantique, à partir de l'Atlantique central, responsable de l'orientation nord-sud des domaines sédimentaires. Cette transgression engendre la création d'une plate-forme carbonatée par la submersion progressive du sud vers le nord et le nord-est de plaines fluviatiles margino-littorales (Cubaynes et al., 1987).

L'installation d'une mer épicontinentale peu profonde est suivie par une phase de comblement, durant laquelle se succèdent une sédimentation de marais maritime et un épisode évaporitique de sebkha. Par la suite l'approfondissement se traduit par l'installation d'une plate-forme carbonatée peu profonde, à topographie uniforme au Sinémurien. Dès la fin de l'Hettangien, le bassin s'ouvre vers l'ouest et se positionne sur les marges du proto-Atlantique.

Dans les Pyrénées occidentales, les diverses formations hettangiennes soulignent l'installation d'une plate-forme marine carbonatée, peu profonde, plus ou moins confinée (lagune). Au sein de ces formations, les brèches dolomitiques témoignent de l'installation d'une vaste cuvette évaporitique dans ce domaine pyrénéen instable tectoniquement. C'est à cette période que s'individualisent des horst (haut-fonds béarnais) (Fauré, 2002) et des grabens (Pays Basques). La présence d'intercalations de tuf (tuf de Ségalas) témoigne d'une activité volcanique en relation probable avec la dislocation de la Pangée. La transgression sinémurienne se marque également

par le dépôt de calcaires marins francs au Sinémurien terminal, sur une vaste plate-forme peu profonde ouverte vers l'ouest, vers les bassins proto-atlantiques.

b) Lias moyen au Tithonien, stade de bassin intracratonique

Lias moyen et supérieur, approfondissements majeurs et mise en place d'environnements marins distaux

Pendant le Lias (- 200 à - 175 Ma), la mer envahit progressivement le continent, déposant des grès, dolomies et marnes, qui affleurent à la périphérie en Périgord, en Quercy et sur le seuil du Poitou. Le maximum de la transgression marine au Lias correspond au Toarcien, avec le dépôt généralisé de marnes grises venant, aux marges du bassin, directement sur le socle des Massifs Armoricaïn et Central. Mais cette transgression est entrecoupée de phénomènes d'émersion, qui se concrétisent par des lacunes dans la sédimentation du Lias, voire par des karstifications comme sur le seuil du Poitou (karst minéralisé des mines de Melle). C'est aussi à cette époque (autour de - 200 Ma) qu'une météorite s'écrase sur la Terre, dans le secteur de Rochechouart, ce qui se matérialise actuellement par des brèches d'impact.

L'installation d'environnements distaux dans les deux domaines se produit au début du Pliensbachien, grâce à une nouvelle transgression marine qui engendre le dépôt d'un ensemble marno-calcaire à ammonites. A cette montée eustatique se surimpose une nouvelle structuration en horst et graben, qui engendre l'absence locale du Pliensbachien inférieur dans les deux secteurs. Cet approfondissement s'accroît jusqu'au Pliensbachien supérieur, avec l'installation de vasières circalittorales et une ouverture vers l'ouest, le domaine atlantique.

Au Pliensbachien supérieur, les calcaires bioclastiques de la barre à Pecten indiquent une nouvelle phase de comblement et la mise en place d'une vaste plate-forme carbonatée, peu profonde, où des conditions émerives s'instaurent localement. Cette barre reconnue partout scelle la topographie pliensbachienne inférieure.

Dès le Toarcien inférieur, une nouvelle transgression marine se traduit par le dépôt de marnes noires à grises (faciès anoxiques) dans les deux secteurs. Au même moment, un nouveau jeu distensif des failles majeures s'exprime dans les Pyrénées, par l'accentuation de la structuration en horst et graben, qui engendre l'absence d'une partie ou de l'intégralité du Toarcien sur les haut-fonds du Béarn et occitan (Fauré, 2002).

Dogger et base du Malm, développement progressif d'une nouvelle plate-forme carbonatée proximale

Une régression s'amorce à partir du Toarcien supérieur. Elle se traduit par la mise en place progressive et diachrone d'une sédimentation de plate-forme carbonatée dans les deux secteurs. Au cours du Dogger s'individualise progressivement un haut-fond, sur lequel se développent des cordons oolithico-récifaux de haute énergie d'orientation nord-sud.

Durant le Dogger (- 175 à - 161 Ma), puis le Malm (- 161 à - 145 Ma), la subsidence du substratum est assez homogène sur l'ensemble du bassin. Sa moitié occidentale est couverte d'une mer calme, relativement profonde où se déposent des marno-calcaires à céphalopodes affleurant actuellement largement dans les Charentes (Figure 38) ; mais la moitié orientale est en revanche un domaine de mer peu profonde, siège d'une puissante accumulation de calcaires, formant les plateaux du Périgord et des causses du Quercy (Rey et al., 1988). En Charente, sur les marges du Massif Central, se développent, au Jurassique moyen, des complexes récifaux qui perdurent jusqu'au Jurassique supérieur (Kimméridgien) et correspondent actuellement au massif karstique de la Rochefoucauld et des sources de la Touvre.

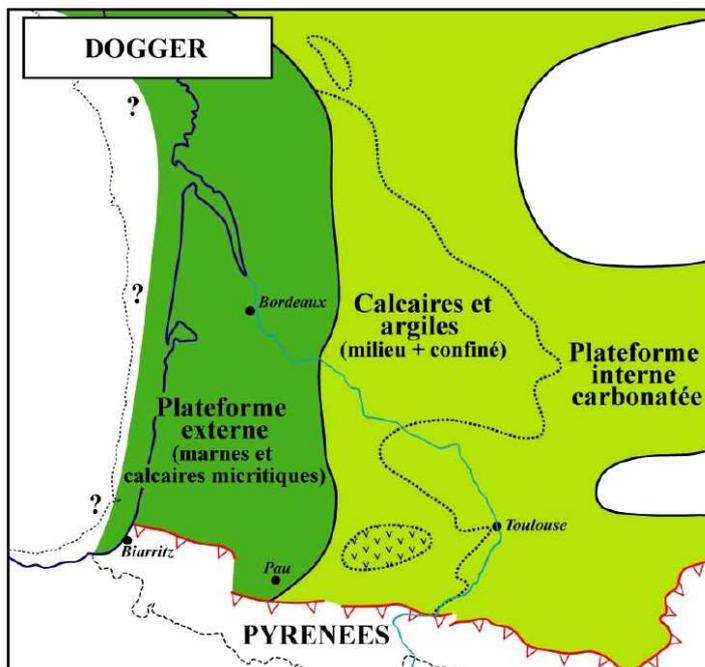


Figure 38 - Paléogéographie de l'Aquitaine du Bathonien au Callovo-Oxfordien (Serrano et al., 2006)

Dans les Pyrénées occidentales, une sédimentation carbonatée de plate-forme interne, à l'est, et externe à l'ouest s'installe également dès la base du Dogger.

Malm, retour aux conditions de mer ouverte

Dans les Pyrénées occidentales et la zone nord-ouest aquitaine, au début du Malm persiste une sédimentation carbonatée littorale de rampe interne à externe (Oxfordien). Peu à peu, l'ouverture du milieu marin vers l'Atlantique s'affirme, conduisant à l'installation d'une rampe carbonatée qui couvre les deux secteurs. Cette rampe est localement accidentée (Pyrénées occidentales) de failles actives, déterminant l'instabilité du substrat et sa bréchification. Le dépôt des marnes et calcaires argileux à *Nanogyra virgula* dans les deux secteurs correspond au maximum transgressif du Kimméridgien supérieur.

La régression généralisée de la mer, amorcée à la fin du Jurassique, a très vite conduit la mer à se cantonner dans quatre petits bassins (Charentes, Quercy, Parentis et Adour). Les milieux se confinent rapidement avec le dépôt de gypse dans les Charentes et d'importantes assises dolomitiques dans les autres bassins. L'émergence quasi-complète du bassin aquitain s'est produit peu après le début du Crétacé inférieur (Berriasien, - 142 Ma).

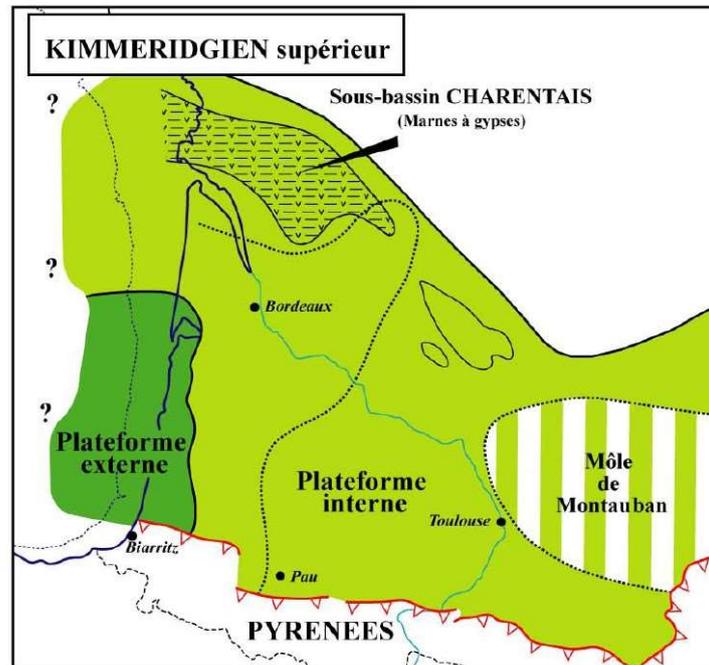


Figure 39 - Paléogéographie de l'Aquitaine au Kimméridgien supérieur (Serrano et al., 2006)

Tithonien, régression fini-jurassique

La fin du Jurassique supérieur (Tithonien) est marquée par un retrait progressif et quasi-généralisé des eaux marines en Aquitaine, qui conduit au comblement total des aires de sédimentation par des sédiments carbonatés de moins en moins marins. La période d'émergence qui suit va se marquer par la mise en place de bauxite, notamment dans le domaine pyrénéen.

c) Stade transtensif (Néocomien à Aptien terminal / intra Albien)

Le Crétacé inférieur (- 145 à - 100 Ma) contraste avec la période précédente, avec le passage d'une plate-forme unique à un système de bassin différenciés. Pendant le Crétacé inférieur, le déplacement vers l'est de la plaque ibérique le long d'un système de failles parallèles aux futures Pyrénées provoque l'ouverture du golfe de Gascogne le long d'une branche secondaire de la grande dorsale atlantique. Elle se prolonge vers l'est en milieu continental par un rifting accentué avec effondrement d'une série de fosses est-ouest avec subsidence très active en bordure de blocs basculés, dans le sud du bassin au droit de la région pyrénéenne (Debroas, 1995 ; Canérot, 2008) et, plus au nord, dans le sous-bassin de Parentis (Mathieu, 1986). Les conséquences de ce phénomène tectonique majeur sont la dislocation de la plate-forme jurassique, soumise à une intense érosion, creusée de réseaux karstiques et la mise en mouvement ascendant des masses de sel du Trias, donnant naissance aux diapirs sud-aquitains.

L'émergence est de courte durée puisque, dès le Valanginien (- 140 Ma), la transgression gagne sur les terres émergées, se poursuivant jusqu'à la fin de l'Albien (- 100 Ma) par une sédimentation marine de plus en plus profonde ("flysch noir"). Le domaine marin est cependant restreint à deux sous-bassins fortement subsidents, d'orientation est-ouest (Parentis et Arzacq-Mirande), où l'épaisseur des dépôts, surtout faits de marnes, peut atteindre plus de 6 000 m. C'est dans les formations gréseuses et calcaires du Crétacé inférieur que se trouvent tous les gisements d'hydrocarbures du bassin. Les plus anciennement découverts sont ceux de Lacq, Parentis et Cazaux.

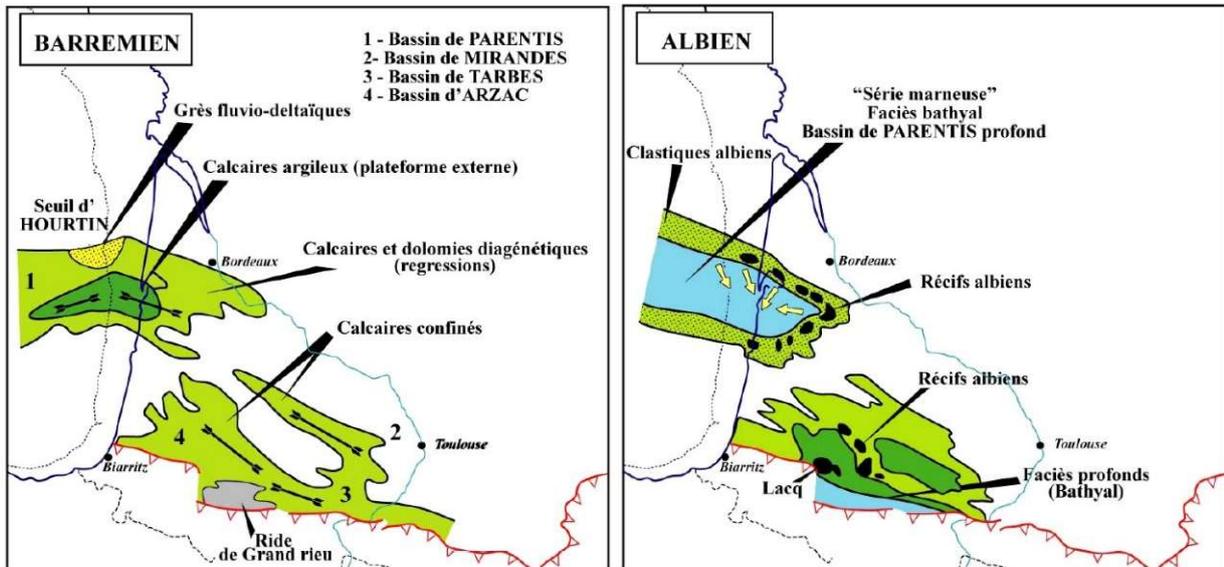


Figure 40 - Paléogéographies de l'Aquitaine au Crétacé inférieur (Serrano et al., 2006)

d) Stade transtensif (Cénomaniens au Santonien supérieur)

C'est au cours du Crétacé supérieur (- 100 à - 65 Ma), alors que l'Atlantique nord est en pleine ouverture, que se produit la dernière et la plus importante grande transgression marine dans le bassin. Après le dépôt de sables et d'argiles au début du Cénomaniens, c'est au Turonien (- 92 Ma), période du maximum de niveau eustatique jamais atteint par l'océan, que la sédimentation carbonatée se généralise sur la plate-forme nord (Platel, 1987, 1996) ; des calcaires crayeux à silex se déposent dans des vasières moyennement profondes (Charentes - Périgord Blanc), bordées de zones de lagons et de calcaires bioclastiques, alors que sur le pourtour du Massif Central, qui s'érode peu à peu, se déposent des sédiments littoraux sablo-gréseux ou argileux dans le Périgord Noir ou le Midi-Toulousain.

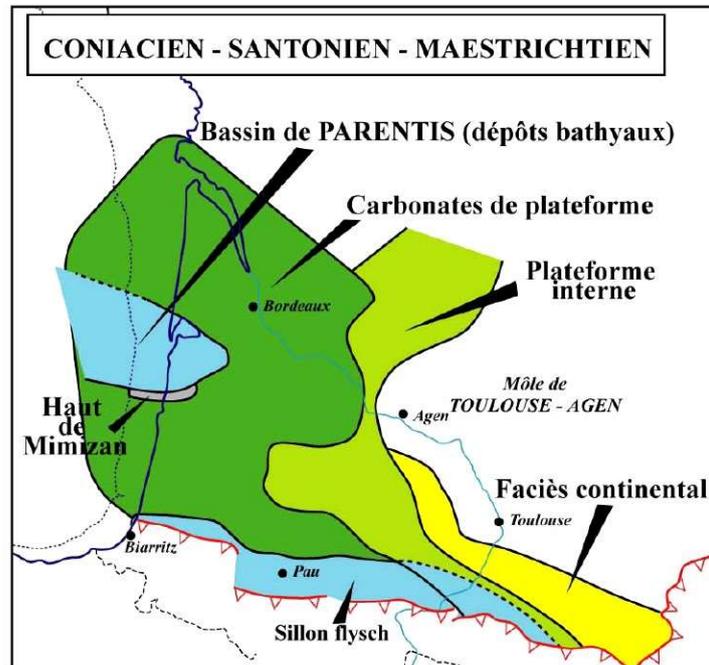


Figure 41 - Paléogéographie de l'Aquitaine au Crétacé supérieur. (Serrano et al., 2006)

e) Stade compressif (Santonien à Néogène)

Une nouvelle période tectonique commence, globalement compressive, qui traduit le début du rapprochement des plaques Afrique et Europe, et correspond aux prémices de la phase orogénique pyrénéenne. Cette tectonique compressive, qui débute au sud-est du bassin, donne des plis et des chevauchements, fossilisés au fur et à mesure par les dépôts sédimentaires. Vers - 72 Ma, avant la fin du Crétacé supérieur, débute une régression générale à l'échelle mondiale et la mer se retire progressivement de l'Aquitaine en commençant par la plate-forme nord qui émerge.

Avec le Tertiaire, alors que les Pyrénées se structurent en élévation puis s'érodent, commence une longue période globalement régressive de la mer. La continentalisation du bassin va progresser et s'achever pour l'essentiel au début du Quaternaire par le comblement définitif de la dépression landaise.

Au Paléocène (- 60 Ma), les faciès marins sont restreints au sud du bassin. Il s'agit pour l'essentiel d'une sédimentation de plate-forme carbonatée, bioclastique à tendance récifale.

A partir de l'Eocène inférieur, la mer s'avance de nouveau sur le continent par des transgressions alternant avec des phases d'émersion ; elle se cantonne dans la moitié occidentale du bassin et ne dépasse que rarement la ligne Libourne / Aire-sur-l'Adour. La majorité des sédiments se déposent dans une vasière calcaire peu profonde admettant des haut-fonds émergés à certaines périodes sur les structures (Villagrains, Audignon, Garlin...).

Jusqu'à l'Eocène moyen, cette vasière se prolonge vers l'est du bassin par de vastes plaines d'inondation parcourues de grands fleuves divagants (Dubreuilh, 1987), qui alluvionnent d'impressionnantes quantités de sables, graviers et galets (puissance dépassant parfois 500 m) sur l'ensemble des départements de Dordogne, de Lot-et-Garonne et sur tout l'est de la Gironde. Le domaine marin ouvert est limité à l'ouest du domaine landais et des argiles et des marnes se déposent dans les vasières les plus profondes.

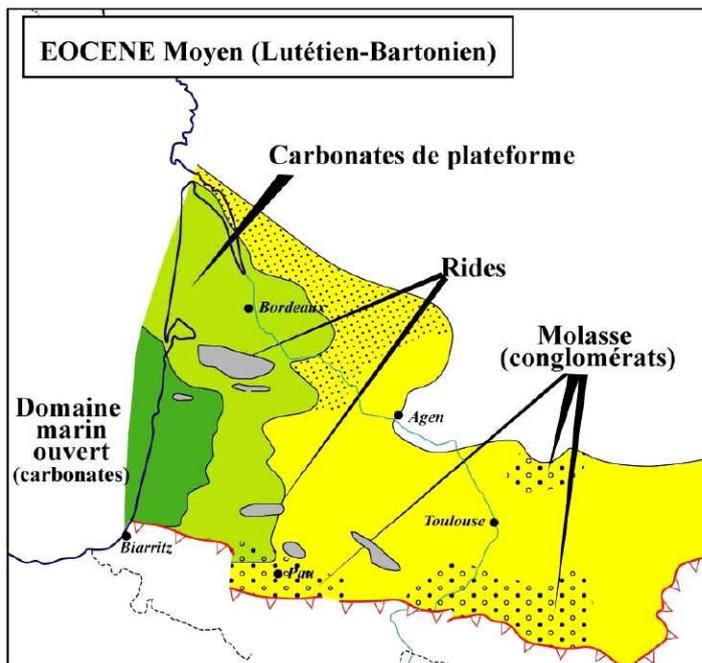


Figure 42 - Paléogéographie de l'Aquitaine à l'Eocène moyen (Serrano et al., 2006)

Les futures Pyrénées se soulèvent lentement : le "sillon pyrénéen", de plus en plus réduit par l'inversion tectonique des structures extensives, continue à se combler par des marnes pélagiques puis par des apports détritiques. Le premier épisode tectonique important se situe au cours de l'Eocène inférieur (- 50 Ma) entraînant la surélévation de la zone primaire axiale. Mais c'est pendant l'Eocène moyen-supérieur (- 38 Ma) que se place le paroxysme de la phase pyrénéenne, responsable de la plupart des plissements de la Zone nord-pyrénéenne et des décollements de nappes du versant espagnol et du Pays Basque (Canérot, 2008). Au fur et à mesure de sa surrection, l'érosion de la chaîne livre d'énormes quantités de galets de roches du Mésozoïque, accumulées sur son piémont (poudingues de Palassou).

Les contrecoups de cette orogénèse traversent tout le bassin vers le nord-est, se faisant ressentir par l'émersion progressive et définitive de la plate-forme nord-aquitaine sur laquelle s'étendent de vastes plaines d'inondation marécageuses où se déposent les molasses argilo-calcaires (Agenais, Fronsadais) et où des lacs s'installent localement (Ondes, Issigeac, Castillon ; Capdeville, 1987).

Pendant l'Oligocène (- 34 à - 23 Ma), le comblement du bassin se poursuit avec la fermeture du sillon de flysch pyrénéen, le dépôt de sables fluviatiles du Périgord et des Molasses de l'Agenais, pour l'essentiel. La mer se trouve dans les mêmes régions et avec les mêmes paléoenvironnements qu'à l'époque éocène : dépôts littoraux de calcaires dans l'Entre-Deux-Mers, sédimentation profonde d'argiles et de marnes dans les Landes (dépassant localement 2 000 m de puissance).

f) Remplissage néogène à quaternaire du bassin, mise en place des rivières actuelles, formations des terrasses alluviales

Au Miocène inférieur (- 23 à - 16 Ma), des mers très peu profondes s'avancent depuis l'Atlantique jusque dans les environs d'Agen, laissant des dépôts littoraux (faluns coquilliers de l'Aquitaniens et du Burdigalien). Vers l'est et le sud-est se sont étendus les lacs de l'Agenais datés de l'Aquitaniens, "Calcaire blanc" puis "Calcaire gris", séparés par une pulsation marine (Marnes à *Ostrea aginensis*).

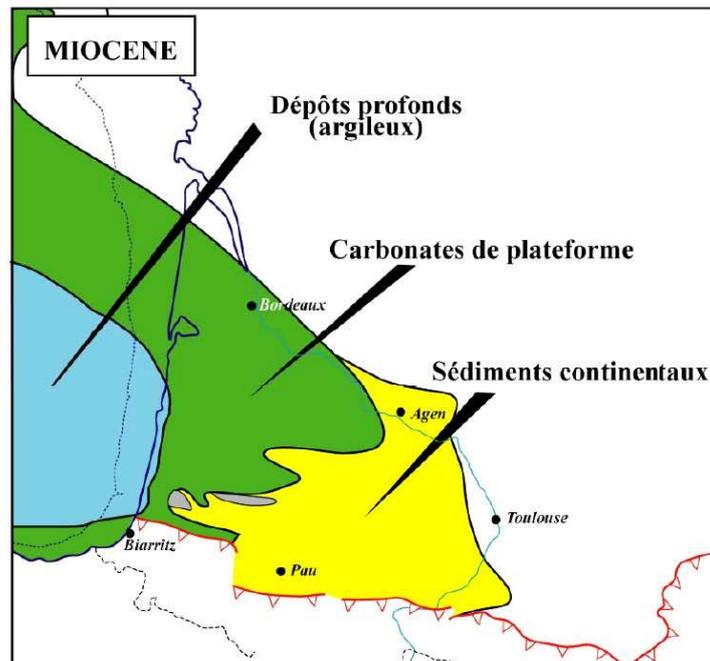


Figure 43 - Paléogéographie de l'Aquitaine au Miocène inférieur (Serrano et al., 2006)

Puis au Miocène moyen (Langhien - 16 Ma), une mer peu profonde recouvre largement l'Aquitaine centrale ("golfe de Manciet") jusqu'à l'ouest de la rivière Baïse, déposant essentiellement des faluns. Au sud des Landes, l'extrémité occidentale du canyon de Saubrigues se comble à cette époque alors que le Bordelais reste exondé.

Après un important retrait de la mer (érosion quasi-générale) et le creusement de vallées incisées remarquables (Sos), la transgression très étendue de la mer du Serravallien atteint la rivière Gers vers l'est ("golfe de Lecture"), Orthez et Salies-de-Béarn vers le sud et la Gironde vers le nord. Les dépôts littoraux puis continentaux des "Sables fauves" recouvrent en discordance toutes les formations antérieures. Enfin la dernière régression fait définitivement reculer la mer au cours du Serravallien vers - 12 Ma.

Au Tortonien inférieur, le retrait de la mer est général en Aquitaine où les seuls dépôts marins sont localisés à proximité immédiate de la côte landaise (Soustons). Toujours centrés sur le Lannemezan et le sud des Landes, les apports continentaux fins des "Glaises bigarrées" dénotent une certaine rémission au niveau de la dynamique pyrénéenne et des bassins à lignite se sont développés dans les Landes (Arjuzanx, Hostens).

Au début du Pliocène (- 5 Ma), seuls le Médoc et les Landes forment encore une vaste dépression légèrement subsidente, ultime réceptacle des sédiments continentaux de graviers et d'argiles tertiaires. Au centre, le grand fleuve de la paléo-Garonne débouche dans la zone toujours

subsidente de Parentis. La sédimentation continentale deltaïque, qui maintient le domaine landais à l'abri d'une reconquête marine, comble l'ensemble de la cuvette par étapes successives (Dubreuilh et al., 1995), ponctuées par le dépôt de lignite (Mézos).

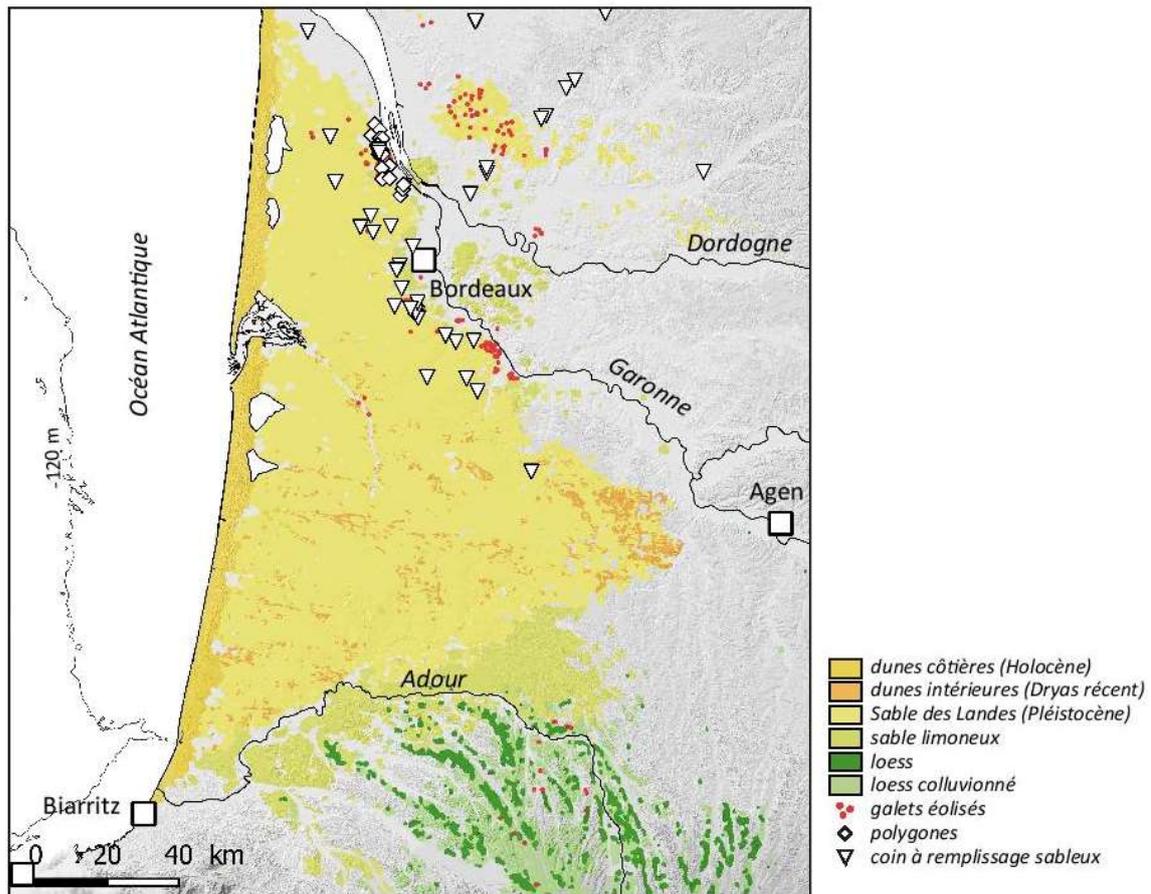
A l'orée du Quaternaire, la région landaise n'est plus qu'un vaste marécage, toujours contrôlé par les divagations de l'énorme delta de son fleuve principal. Elle achève de se combler grâce aux nappes d'alluvions graveleuses, alimentées par l'érosion des Pyrénées et du Massif Central.

Au cours du Quaternaire, le bassin acquiert peu à peu sa physionomie actuelle. Pendant le Pléistocène, l'alternance climatique avec épisodes glaciaires, suivis de redoux, est accompagnée d'oscillations du niveau de la mer (jusqu'à - 130 m sous le niveau actuel à la fin du Würm) et d'une succession de creusements et de remblaiements du réseau hydrographique, dont témoigne l'étagement des terrasses alluviales à galets le long des rivières (Médoc). Le domaine landais est soumis à un ruissellement intense puis à une invasion quasi-générale par de colossales masses de sables soufflés par les vents d'ouest vers l'intérieur du pays ; la formation du Sable des Landes se met en place (Sitzia, 2013) pendant que s'installent de petites dunes paraboliques.

Puis à l'Holocène à partir de - 10 000 ans environ, le niveau de la mer commence à remonter, d'abord très rapidement puis de manière plus progressive, avec de nombreuses fluctuations. Les vents d'ouest et nord-ouest continuent à souffler sur le pays et à modeler les paysages ; un nouvel ensemble de dunes barchanoïdes s'installe tout le long de la côte atlantique, créant sous le vent un ensemble de lacs, d'étangs et de marécages où se développent des tourbières (Hourtin, Carcans, Parentis, Soustons). La remontée finale de la mer jusqu'au niveau actuel engendre le colmatage du lit inférieur des fleuves par des vases, des débris végétaux et des sables, créant de vastes marais tourbeux le long des estuaires.

4.4.3. Formations superficielles et éoliennes : le système éolien landais

La région landaise correspond au plus grand système éolien pléistocène français et comprend les unités géomorphologiques suivantes : (1) des zones dominées par la déflation, principalement de part et d'autre de la Garonne, de son embouchure jusqu'au sud de Bordeaux, marquées par des pavages de galets éolisés sur les formations détritiques paléogènes et quaternaires ; dans ces secteurs, des sables éoliens ont été piégés dans des réseaux polygonaux de fentes de contraction thermique du sol pendant les phases les plus froides du Pléistocène (Andrieux et al., 2018) ; (2) une vaste zone d'accumulation sableuse (environ 12 000 km²) dans le Médoc et les Landes ; des épandages plus limités existent également en rive droite de la Garonne dans le secteur de Blaye ; (3) des accumulations loessiques en périphérie des sables, notamment à l'ouest (Entre-Deux-mers) et au sud (Landes). En raison de leur faible épaisseur, de grandes zones de sable et de loess n'apparaissent pas sur la carte géologique et l'organisation générale du système reste difficile à appréhender. La Figure 44, modifiée d'après Bertran et al. (2016), est une carte fondée sur la texture des sols modélisée à partir de centaines de points d'échantillonnage, dans le cadre du projet européen *Land Use and Cover Area frame Statistical survey* (LUCAS) (Ballabio et al., 2016). Les points, correspondant à une texture de sable éolien, de loess et de faciès intermédiaires (sables limoneux), ont été extraits et permettent de délimiter les zones d'accumulation à l'échelle de l'Aquitaine. Cette carte montre que les sables se sont largement étendus sur le plateau landais jusqu'aux vallées de la Garonne et de l'Adour, comme déjà indiqué par Legigan (1979). Ils cèdent la place à des loess sur les premiers reliefs jusqu'au piedmont pyrénéen au sud. Les gradients granulométriques documentés par Sitzia et al. (2017) indiquent une orientation du transport éolien du nord-ouest vers le sud-est, en accord avec les directions de vent déduites des mégarides éoliennes.



Trois types d'associations de faciès ont été décrites dans les sables : (1) des lits horizontaux ou à faible pendage (moins de 10°), de couleur jaune pâle au-dessus de la nappe phréatique et blanchâtre en dessous ; ce faciès est associé en surface à des mégarides transverses ou barkhanoïdes, sans face d'avalanche, d'environ 70 m de longueur d'onde et de moins d'un mètre de hauteur ; (2) des ensembles de lits irréguliers, gaufrés, dus à la migration de petites rides d'adhésion, avec des lits sablo-limoneux ou tourbeux intercalés ; (3) des ensembles non lités avec d'abondantes traces de bioturbation.

Le premier type, largement dominant dans l'enregistrement sédimentaire, correspond à des épandages en nappe dans un environnement sec, tandis que le second marque l'influence de l'eau sur la migration du sable en saltation et la capture des particules fines en suspension dans l'air. Cet assemblage de faciès indique que la nappe d'eau a dû largement affleurer à certaines périodes dans les espaces interdunaires. Le faciès massif se rencontre toujours sous le sol superficiel (podzol) ou les paléosols. Les phases de stabilisation des sables et de développement d'un sol sont cependant rarement préservées, car tronquées par la déflation au cours des phases de réactivation de la dynamique éolienne.

Les âges OSL et ESR montrent que les sables se sont déposés au cours des périodes glaciaires du Pléistocène moyen et supérieur, avec un pic entre 25 et 14 ka (Bertran et al., 2011 ; Sitzia et al., 2015), c'est-à-dire pendant la période couvrant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) et le tout

début du Tardiglaciaire. Les accumulations les plus anciennes ont été datées entre 300 et 400 ka dans le Médoc (Sitzia et al., 2015 ; Bosq et al., 2019). Dans la mesure où l'incision des vallées de la Garonne et de l'Adour s'est produite au cours du Pléistocène inférieur et que les écoulements fluviaux ont alors cessé dans le triangle landais, il est possible que le fonctionnement du système éolien ait débuté avant 400 ka. Les niveaux correspondant aux phases les plus anciennes n'ont pas été rencontrés à l'affleurement. Au nord de Bordeaux, les sondages montrent que la Formation du Sable des Landes, qui ne dépasse pas 10 m d'épaisseur, repose directement sur les graviers de la Formation de Belin. Au sud, notamment dans le secteur de Biscarosse, les formations alluviales plio-pléistocènes s'épaississent dans un contexte subsident et s'organisent en séquences granodécroissantes, avec des unités sableuses et argileuses bien développées. Les corps sableux sommitaux, rapportés à la Formation de Castets et Marcheprime, restent difficiles à différencier, en sondage, de la Formation du Sable des Landes, qui peut atteindre 20 m d'épaisseur. Il est probable qu'une partie de ces sables aient une origine éolienne ou une origine mixte fluvio-éolienne.

Les âges obtenus vers 1 m de profondeur (c'est-à-dire sous le podzol actuel) ne sont pas homogènes sur l'ensemble du triangle landais. Les épandages sableux du Médoc se sont principalement déposés pendant le Pléistocène moyen avant environ 200 ka, tandis que les sites localisés à la latitude de Bordeaux ont livré des âges entre 40 et 60 ka, soit Weichselien inférieur/moyen. Les accumulations sableuses contemporaines du DMG et de la fin du Pléistocène (- 25 à - 14 ka) se sont essentiellement mises en place au sud de la latitude 44,5°N, où elles peuvent dépasser 5 m d'épaisseur. D'après Sitzia et al. (2015), le principal facteur explicatif est la largeur du plateau continental exondé au DMG. Lors des phases de très bas niveau marin (environ - 120 m), le trait de côte était éloigné de plus de 150 km du rivage actuel près de l'embouchure de la Gironde et les sables côtiers n'atteignaient plus la zone actuellement émergée du Médoc. Au sud en revanche, la côte était située à moins de 50 km et les sables se sont largement étendus dans le sud des Landes.

Le Tardiglaciaire a été marqué par la fixation des sables et le développement de sols, sans doute pas avant l'Allerød (~ - 13,5 à - 13 ka) d'après les âges radiocarbone obtenus sur charbon de bois (Bertran et al., 2011 ; Sitzia et al., 2015), puis par la mise en place de champs de dunes paraboliques au cours du Dryas récent (~ - 13 à - 11,7 ka), la dernière manifestation de la glaciation. Ces dunes, très allongées et peu élevées, sont surtout présentes dans les couloirs de déflation orientés ouest-est et dans les petites vallées perpendiculaires au vent (Sitzia et al., 2017). Elles ont progressé vers l'intérieur à partir du littoral et des rivières pratiquement jusqu'à la ville de Nérac, soit à près de 130 km de la côte actuelle. Les dunes ont été recolonisées par la végétation et stabilisées rapidement au début de l'Holocène. Aucun édifice dunaire n'a en effet livré d'âge numérique compris entre 11 ka et la période historique. Au cours du Petit Age Glaciaire (XV-XIX^{ème} siècles), une réactivation de la dynamique éolienne s'est produite localement, probablement sous l'influence de l'augmentation de la fréquence des tempêtes comme pour le massif dunaire côtier, mais aussi en raison de l'impact anthropique sur la végétation.

En périphérie du Sable des Landes, de grands épandages sablo-limoneux et limoneux (lœss) pléistocènes se sont mis en place sur les plateaux et ont alimenté des colluvions sur les versants. Les sondages réalisés pour la construction de l'autoroute A65 Bordeaux-Pau ont montré que la couverture lœssique dépasse localement 3 m d'épaisseur. En coupe, les lœss se présentent comme des niveaux limoneux décarbonatés homogènes, non stratifiés, de couleur brun jaune pâle à brun rouge pour les plus anciens. Les âges obtenus par différentes méthodes de luminescence (OSL, TT-OSL, IRSL, pIR-RF) montrent qu'ils se sont déposés principalement pendant les Stades Isotopiques Marins (SIM) 2 (Weichselien supérieur, - 27 à - 15 ka) et 6 (Saalien supérieur, ~ - 160 ka) (Hernandez et al., 2012 ; Kreuzer et al., 2016). Quelques âges indiquent également une mise en place au cours de phases glaciaires plus anciennes, vers - 260 ka (SIM 8) et - 360 ka (SIM 10).

Les analyses granulométriques réalisées par Sitzia et al. (2017) montrent que les lœss ont un mode principal vers 20 micromètres, qui décroît vers le sud jusqu'à 15 micromètres. Une fraction sableuse s'ajoute aux limons, dans la zone de transition entre sable et lœss. Les gradients granulométriques ainsi que la composition géochimique indiquent que ces lœss dérivent essentiellement de l'abrasion du Sable des Landes. Des poussières provenant des alluvions de la Garonne, plus riches en minéraux altérables issus du Massif Central et des Pyrénées, s'additionnent également aux apports landais en rive droite de la rivière.

5. Bibliographie

CYCLE VARISQUE

CYCLE VARISQUE DU MASSIF CENTRAL

Alexandre P., (2007), U-Pb zircon SIMS ages from the French Massif Central and implication for the pre-Variscan tectonic evolution in Western Europe. *C. R. Acad. Sci.*, 339, 613–621.

Alexandrov P., Floc'h J.-P., Cuney M., Cheilletz A. (2001). Datation U–Pb à la microsonde ionique des zircons de l'unité supérieure des gneiss dans le Sud-Limousin, Massif central. *C. R. Acad. Sci.*, 332, p. 625–632.

Bellot, J.-P., Roig, J.-Y., (2007). Episodic exhumation of HP rocks inferred from structural data and P–T paths from the southwestern part Massif Central (Variscan belt, France). *J. Struct. Geol.* 29, 1538–1557.

Berger J., Féménias O., Ohnenstetter D., Bruguier O., Plissart G.,e, Mercier, J-C., Demaiffe D. (2010). New occurrence of UHP eclogites in Limousin (French Massif Central): Age, tectonic setting and fluid–rock interactions. *Lithos*, 118, 365-382.

Bernard-Griffith J., Cantagrel JM., Duthou JL. (1977). Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in western Massif Central français. *Contrib Miner Pet.* 61: 199-212.

Bernard-Griffith J., D. Gebauer, M. Grünenfelder, and M. Piboule M. (1985). The tonalite belt of Limousin (French Massif Central) : U-Pb zircon ages and geotectonic implications, *Bull. Soc. Géol. France*, 1, 523-529, 1985.

Duguet M., Le Breton N., Faure M. (2007). P-T paths reconstruction of a collisional event: the example of the Thiviers-Payzac Unit in the Variscan French Massif Central. *Lithos* 98, 210-232.

Duthou, J.L., and Dutreuil J.P. (1978). Age Namuro-westphalien des granitoïdes de Piegut et de St-Mathieu (Limousin) et dualité de leur origine. *C. R. Acad.Sci.,Set. D*, 286, 925- 927.

Faure M. (1989). L'amincissement crustal dans la chaîne varisque à partir de la déformation ductile des leucogranites du Limousin. *C. R. Acad.Sci.,Set.2*,309,1839-1841.

Faure M. (1995). Late orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, *Tectonics*, 14, 132-153.

Faure M., Be Mézème E., Duguet M., Cartier C., Talbot J-Y. (2005). Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricaïn. In: (eds.) Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D., and Rosenbaum, G., *The southern Variscan belt*, *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 19, Paper 5. (site web : <http://virtualexplorer.com.au>)

Faure M., Bé Mézème E., Cocherie A., Rossi P. (2008). Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricaïn. *Tectonics*, 27, TC2005, doi:10.1029/2007TC002115.

Faure M., Lardeaux JM, Ledru P. (2009). A review of the pre-Permian geology of the French Massif Central. *Comptes Rendus Géosciences*, 341, 202-213, thematic issue « The Variscan Orogeny », doi :10.1016/j.crte.2008.12. 001, 202-213.

Faure M. Bé Mézème E., Cocherie A., Melleton J., Rossi P. (2009b). The South Milleval Middle Carboniferous crustal melting and its place in the French Variscan Belt. *Bull. Soc. Géol. France*, 180, 471-477.

Floc'h JP. (1977). Le domaine mésozonal de la feuille de Thiviers 1/50000, formations lithologiques et tectonique superposées. *Bull BRGM*, 2^oser., 1, 27-44.

Floc'h, J-P., (1983). La série métamorphique du Limousin central, Thèse d'Etat, 445 pp., Univ. Limoges, Limoges, France, 1983.

Girardeau, J., Dubuisson, G., Mercier, J.-C.C., (1986). Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes crystallophiliennes du Limousin, Ouest du Massif Central français. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2, 849–860.

Guillot, P. L. (1981). La série métamorphique du Bas Limousin: de la vallée de l'Isle à la vallée de la Vézère, le socle en bordure du bassin aquitain. Thèse d'Etat. Université d'Orléans.

Guillot, P.L., Boyer, C., Teygey, M., (1977). "Grès de Thiviers", Ardoises d'Allasac, et « Quartzite de Payzac » : un complexe volcano-détritique rhyo-dacitique dans la série métamorphique du Bas-Limousin. *Bull. BRGM*, I, 3, 189-208.

Guillot PL, Lefebvre J. (1975). Découverte de conodontes dans le calcaire à entroques de Génis en Dordogne (série métamorphique du Bas Limousin). *C R Acad Sci* 280, 1529-1530.

Melleton, J., Faure, M., Cocherie, A., (2009). Monazite U-Th/Pb chemical dating of the Early Carboniferous syn-kinematic MP/MT metamorphism in the Variscan French Massif Central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 180, 3, 283-292.

Paquette JL., Monchoux P. & Couturier M. (1995). Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the European Variscan Belt : Implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 1611-1622.

Pin, C., Lancelot J. (1982). U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif central and its further meta- morphic evolution. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 1-12.

Pin C. Peucat JJ., (1986). Ages des épisodes de métamorphisme Paléozoïque dans le Massif central et le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 461-469.

Roig, J.Y., (1997). Evolution tectono-métamorphique d'un segment de la chaîne hercynienne. Rôle du plutonisme dans la caractérisation des tectoniques du Sud-Limousin (Massif central français), Thèse, 287 pp., Univ. Orléans, Orléans, France, 1997.

Roig, J. Y., Faure, M. and Ledru, P. (1996) Polyphase wrench tectonics in the southern French Massif Central: kinematic inferences from pre- and syntectonic granitoids. *Geologische Rundschau* 85, 138-153.

Santallier, D., (1981). Les roches basiques de la série métamorphique du Bas-Limousin, Massif Central (France), Thèse, 350pp., Univ. Orléans, Orléans.

Santallier D, Floc'h. (1978). Les roches métamorphiques basiques et ultrabasiques de la feuille de Thiviers à 1/50 000. Bull. BRGM, I, 2, 125-147.

Santallier D, Floc'h JP, Guillot PL. (1978). Quelques aspects du métamorphisme dévonien en Bas Limousin (Massif Central, France). Bull Minéral 101, 77-88.

Béchenec F., Chèvremont P., Karnay G., Grabenstaetter L., Bouton P. (2010) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Luçon (585). Orléans : BRGM. Notice explicative par Béchenec F., Chèvremont P., Bouton P., Karnay G., Stussi JM., Thiéblemont D., avec la collaboration de Cocherie A., Roy C. (2010), 188 p.

Bouchot V., Ledru P., Lerouge C., Lescuyer J.-L., Milesi J.-P. (2005) – Late Variscan mineralizing systems related to orogenic processes: The French Massif Central. Ore Geol. Reviews, 27, p. 169-197.

Chalier M., Virlogeux D., Duthou J.-L. (1994) – Les lamprophyres du district aurifère de Saint-Yrieix (Limousin, Massif central français). Âge Rb/Sr autunien et relations chronologiques avec le dépôt de l'or. C.R. Acad. Sci., Paris, 319, série II, p. 1511-1518.

Chantraine J., Autran A., Cavelier C. et al. (2003.) – Carte géologique de la France à l'échelle du millionième - Sixième édition révisée, BRGM, Orléans.

Chèvremont P., Floc'h J.P. (1996) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Rochechouart (687). Orléans : BRGM. Notice explicative par Chèvremont P., Floc'h J.P. et al. (1996), 172 p.

Duthou J.-L. (1977) - Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord-Limousin (Massif central français). Thèse Etat. Annales scien. Univer. Clermont II, n° 63, fasc. 30, série Géologie et Minéralogie, 294 p., 84 fig.

Leroy J., Sonnet J. (1976) – Contribution à l'étude géochimique des filons de lamprophyres recoupant le granite à deux micas de Saint-Sylvestre (Massif central français). C.R. Acad. Sci., Paris, tome 283, série D, p.1477-1480.

Nicaud J. (2001) – Contrôle structural de la mise en place des minéralisations aurifères du district de Saint-Yrieix-la-Perche (Massif central français) : analyse de la fracturation, étude des altérations hydrothermales. Thèse Université de Limoges, 254 p.

Roig et al., (199*)

Et les notices explicatives des cartes géologiques de la France à 1/50 000 concernant le département de la Dordogne : feuilles n° 710–Montbron, 711–Châlus, 712–Nexon, 734–Nontron, 735–Thiviers et 736–St-Yrieix-la-Perche, éditées par le BRGM entre 1979 et 1985.

CYCLE VARISQUE PYRENEEN

Aguilar, C., Liesa, M., Castiñeiras, P. et Navidad, M. (2014). Late Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U–Pb age zircon dating, J. Geol. Soc. London., 171(2), 181–192

Aretz, M. (2016). The Kulm Facies of the Montagne Noire (Mississippian, southern France). *Geol. Belg.*, 19, 69-80.

Bixel, F. (1984). Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. Thèse Doct. Sci., Toulouse, 640 p.

Bodin, J. (1987). Le Dévonien inférieur et moyen des Pyrénées ariégeoises et centrales. Biostratigraphie, séries hétéropiques et mise en évidence de nappes hercyniennes précoces. Thèse Sci., Univ. Paul Sabatier, Toulouse, et (1988) Doc. BRGM, n° 153, 255 p.

Boissonnas, J., Le Pochât, G., Thibault, C. et Bernatsky, M. (1974). Carte géologique de la France à 1:50.000 ; feuille d'Iholdy, et notice. BRGM.

Briqueu, L. et Innocent, I. (1993). Datation U/Pb sur zircon et géochimie isotopique Sr et Nd du volcanisme permien des Pyrénées occidentales (Ossau et Anayet). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 316, Série II, 623-628

Carreras, J., et Druguet, E. (2014). Framing the tectonic regime of the NE Iberian Variscan segment: *Geological Society of London, Special Publications*. 405(1), 249–264

Clin, M. et Mirouse, R. (1963). Remarques sur l'évolution de la partie centrale et de la partie occidentale du domaine axial pyrénéen, à la veille de l'orogénèse hercynienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 256, 216–218.

Cochelin, B. Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées. Thèse Doct., Uni. Paul Sabatier, Toulouse, 243 p.

Cochelin, B., Chardon, D., Denèle, Y., Grumiaux, C., Le Bayon, B. (2017). Vertical strain partitioning in hot Variscan crust : syn-convergence escape of the Pyrénées in the Iberian-Armorican syntax. *Bull. Geol. Fr.*, 188(6),

Crilat, S. (1981). Recherches sur les gisements de P et de Mn liés aux jaspes du Carbonifère inférieur des Pyrénées et de la Montagne Noire. Thèse Doct. Sci., Paris, 475 p.

Dalloni, M. (1910). Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sci., Marseille*, 19, 444 p.

Dalloni, M. (1930). Étude géologique des Pyrénées catalanes. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 26, 3, 373 p.

Daudignon, A. (2002) Géométrie d'un front de chaîne et sédimentation syntectonique associée : exemple de l'anticlinal hercynien du Portalet (Pyrénées), Mémoire de DEA, Univ. Toulouse, 49 p.

Debon, F. (1975). Les massifs granitoïdes à structure concentrique de Cauterets-Panticosa (Pyrénées occidentales) et leurs enclaves. Une étude pétrographique et géochimique. Thèse Sci., Univ. Nancy, et *Mém. Sci. de la Terre*, t. 33, 420 p.

Debon, F. (1996). Pluton des Eaux-Chaudes. Pluton occidental de Cauterets, in chapitre Magmatisme hercynien, Volume 1 : Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, 410-413. Ed. BRGM-ITGE.

Debon, F., Enrique, P. et Autran, A. (1996), Magmatisme hercynien, in Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, vol. 1, éditions BRGM-ITGE, pp. 361–499.

- Dégardin, J. M. (1979a). Découverte du genre *Phyllograptus* (Graptolites) dans l'Ordovicien des Pyrénées Atlantiques : conséquences stratigraphiques. *Géobios*, Lyon, 12, 2, 321-329.
- Dégardin, J. M. (1979b). Mise en évidence de schistes d'âge llandovérien dans les Pyrénées occidentales par une faune de Graptolites. Intérêt stratigraphique et paléogéographique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 288, 1699-1701.
- Dégardin, J.M. (1987). Le Silurien des Pyrénées : biostratigraphie et paléogéographie. Thèse Sci., Univ. Lille, 506 p.
- Delvolvé, J.J. (coord.) et al. (1996). Carbonifère à faciès Culm. In : Barnolas A. & Chiron J.C., Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, vol. 1 – Cycle Hercynien. Edition BRGM-ITGE, 303-338.
- Delvolvé, J.J. (1987). Un bassin synorogénique varisque : le Culm des Pyrénées centro-occidentales. Thèse Doct. Sci., Toulouse, 483 p.
- Delvolvé, J.J. et Perret, M.F. (1989). Variations de l'âge des sédiments calcaires et culm carbonifère dans la chaîne varisque du Sud de la France : migration de l'orogénèse varisque. *Geodynamica Acta*, 3, 117-126.
- Delvolvé, J.J., Perret, M.F. et Vachard, D. (1987). Découverte du Kachirien (Moscovien inférieur) à fusulines et Algues dans le massif des Cinco Villas (Pyrénées Basques, Espagne). *Geobios*, 20, 541-548.
- Delvolvé, J.J., Souquet, P., Vachard, D., Perret, M.F. et Aguirre, P. (1993). Caractérisation d'un bassin d'avant-pays dans le Carbonifère des Pyrénées : faciès et chronologie de la tectonique synsédimentaire. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, 959-966.
- Denèle, Y., Paquette, J.-L., Olivier, Ph., Barbey, P. (2012). Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country), *Terra Nova*, 24(2), 105–113.
- Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J.-L., Olivier, P., Gleizes, G., et Barbey, P., (2014), Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees: *Geological Society of London, Special Publications*, 405(1), 265-287.
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J. R., Barreiro, J. G., et Arenas, R. (2012), Extensional Flow during Gravitational Collapse: A Tool for Setting Plate Convergence (Padrón Migmatitic Dome, Variscan Belt, NW Iberia), *J. Geol.*, 120(1), 83–103.
- Doubinger, J. et Alvarez-Ramis, C. (1971). Contribution à la connaissance de la flore carbonifère des Pyrénées basques (Larroun et Ibantelly). *Acta Geol. Hisp.*, 5, 121-122.
- Doubinger, J. et Mouline, M. (1961). Sur la flore fossile du Carbonifère de Larroun et de l'Ibantelly (Basses-Pyrénées), *C. R. Ac. Sci.*, 253, 3029-3031.
- Esteban, J. J., Aranguren, A., Cuevas, J., Hilario, A. Tubía J. M., Larionov, A. et Sergeev, S. (2015). Is there a time lag between the metamorphism and emplacement of plutons in the Axial Zone of the Pyrenees?, *Geol. Mag.*, 152(5), 935–941.
- Fortey, R. A. & Cocks, L. R. M. (2005). Late Ordovician global warming - The Boda event. *Geology*, 33, 405–408.

Galera-Fernández, J.M. (1987). Estudio del Devoniano del Pirineo central español. Tesis, Universidad Politecnica de Madrid, 235 p.

García-Sanseguno, J., Gavalda, J., Alonso, J.-L. (2004). Preuves de la discordance de l'Ordovicien supérieur dans la zone axiale des Pyrénées : exemple du dôme de la Garonne (Espagne, France). *Comptes Rendus Géoscience*, 3336, 1035-1040.

Gleize, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, Ph. et Bouchez J.-L. (1998). Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Caunterets-Panticosa (Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 20 (9-10), 1229-1245.

Heddebaut, C. (1965). Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e sér., VII, 631-639.

Heddebaut, C. (1973). Études géologiques dans les massifs paléozoïques basques. Thèse Sci., Lille, 263 p.

Joseph, J. (1973). Le Paléozoïque de la nappe de Gavarnie entre le Cirque de Troumouse et le Gave de Pau. Thèse 3e Cycle, Toulouse III, 143 p.

Kilzi, M. A., Grégoire, M., Bosse, V., Benoît, M., Driouch, Y. de Saint Blanquat, M., et Debat, P. (2016). Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the ultramafic and mafic rocks emplaced within the anatectic series of the Variscan Pyrenees: The example of the Gavarnie–Heas dome (France), *C. R. Geosciences*, 348(2), 107–115.

Lamare, P. (1939). La série paléozoïque du massif du Baygoura et de la vallée de la Nive, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5e sér., IX, 163-184.

Lamare, P. (1943). Les roches intrusives antéhercyniennes des Pyrénées basques d'Espagne. *Bulletin de Minéralogie*, 66, 337-370.

Laumonier, B., Marignac, C., & Kister, P., (2010), Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogénèse varisque au Carbonifère supérieur, *Bull. Soc. Géol. Fr.* 181(5) 411–428

Laverdière, J.W. (1930). Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales. *Mém. Soc.géol. Nord*, t. X, n°2, 131 p.

Le Maître, D. et Heddebaut, C. (1963). Présence de gisements à Scyphocrinites dans les Pyrénées basques. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 8, 273-274.

Lemirre, B. (2018). Origine et développement de la thermicité varisque dans les Pyrénées varisques. Thèse Doc. Uni. Paul Sabatier, Toulouse, 299 pp.

Letterier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. (1982). Clinopyroxène composition as a method of identification of the magmatic séries. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 59, p. 139-154.

Majesté-Menjoulás, C., Debat, P. et Mercier, A. (1991). Les massifs anciens des Pyrénées. In: *Les massifs anciens de France. Sciences Géologiques, Bulletin*, 44 (3-4), 337-369.

Majesté-Menjoulás, C., Rios, L.M. (Coord.). (1996). Dévonien – Carbonifère inférieur. In : *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, Volume 1. BRGM – IGME*, 235-301.

Malavieille, J. (1993). Late orogenic extension in mountain belts – Insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt, *Tectonics*, 12(5), 1115-1130.

Mirouse, R. (1962). Recherches Géologiques dans la partie occidentale de la Zone primaire axiale des Pyrénées, Thèse de 3ème cycle, Uni. Paul Sabatier, Toulouse, France, 451 p.

Muller, J., et Roger, Ph. (1977). L'évolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine, *Geol. Alpine*, 53, 149-199.

Perret, M.F. (1971). Les calcaires carbonifères d'Ardengost (Hautes Pyrénées). Thèse 3e cycle, Univ. Toulouse, 158 p.

Perret, M.F. (1993). Recherches micropaléontologiques et biostratigraphiques (Conodontes-Foraminifères) dans le Carbonifère pyrénéen. *Strata*, sér. 2, 21, 597 p.

Perret, M.F., Vachard, D., Aguirre, P. et Crasquin-Soleau, S. (1994). Micropaléontologie des calcaires épibathyaux à *Globochaete* (algue problématique) du Carbonifère des Pyrénées. *Geobios*, 27, 659-675.

Raymond, D. et Weyant, M. (1982). Individualisation de deux séries hétéropiques au sein du Dévonien et du Carbonifère inférieur de la zone axiale pyrénéenne entre les vallées de l'Aude et de l'Ariège (France). *Bulletin Société Géologique de France*, (7), 24(2), 265-274.

Reyx, J. (1973). Relations entre tectonique, métamorphisme de contact et concentrations métalliques dans le secteur des anciennes mines d'Arre et d'Anglas (Hautes-Pyrénées - Pyrénées-Atlantiques). Thèse Doct. 3 cycle, Paris, 96 p.

Termier, P. (1907). Le granite de la Haya ou des Trois-Couronnes (Pays Basque). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 4ème série, VII, 9-17.

Ternet, Y., Majesté-Menjoulás, C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C et Rossi, P. (2004). Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Laruns-Somport (1069). Orléans : BRGM, 192 p.

Vanderhaeghe, O., Burg, J.-P. et Teyssier, C. (1999). Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 154(1), 181–204.

Vielzeuf, D. (1984). Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. Thèse Sci., Univ. Clermont, 288 p.

CYCLE ALPIN

GEODYNAMIQUE ET TECTONIQUE

Albarède, F., Michard-Vitrac, A. (1978a).- Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 327–332.

Albarède, F., Michard-Vitrac, A. (1978b). Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes ^{39}Ar - ^{40}Ar et ^{87}Rb - ^{87}Sr . Ses relations avec les péridotites associées. *Bull. Société Géologique Fr.* S7–XX, 681–687. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.681

- Arthaud F., Matte P. (1975).- Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25, 139–171. doi:10.1016/0040-1951(75)90014-1
- Azambre, B., Rossy, M., (1976). Le magmatisme alcalin d'âge crétacé, dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bull.Soc. Geol. Fr.* S7–XVIII, 1725–1728. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVIII.6.1725
- Azambre B., Rossy M., Lago M. (1987) - Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. *Bull Minéral* 110, p. 379-396.
- Azambre B, Sagon J-P., Debroyas E-J. (1991). Le métamorphisme crétacé du fossé des Baronnies (Hautes-Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyrénéenne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 313 (2): 1179–1184.
- Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Maus, S., (2016). Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints. *Tectonics* 35, 1843–1862. <http://dx.doi.org/10.1002/2015TC004019>.
- Béziat, D., Joron, J.L., Monchoux, P., Treuil, M., Walgenwitz, F. (1991).- Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France). *Chem. Geol.* 89, 243–262. doi:10.1016/0009-2541(91)90019-N
- Bixel F. (1984) - Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. Thèse Doct. Sci., Toulouse, 640 p.
- Bixel F., Lucas Cl. (1983a) - Magmatisme, tectonique et sédimentation dans les fossés stéphano-permiens des Pyrénées occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 24, 4, p. 329- 342.
- Bixel F., Kornprobst J., Vincent P. (1983b) - Le massif du Pic du Midi d'Ossau : un «cauldron » calco-alcalin stéphano-permien dans la zone axiale des Pyrénées. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 24, 4, p. 315- 328.
- Bixel F., Muller J., Roger P. (1985) - Carte géologique Pic du Midi d'Ossau et haut-bassin du rio Gallego. Institut de géodynamique, Université de Bordeaux III. Notice par Bixel F., Clin M., Tihay J.P., 54 p.
- Boirie J.M., Souquet P. (1981).- Les poudingues de Mendibelza : dépôts de cônes sous-marins du rift albien des Pyrénées. *Bull. Centres Recherches Exploration/Production Elf Aquitaine*, 6 (2) : 405-435.
- Bossière G. (1968) - Étude pétrographique des ophites de la région de Bedous (Basses-Pyrénées). Thèse Doct. 3e cycle, Paris.
- Briqueu L. et Innocent I. (1993).- Datation U/Pbsur Zircon et géochimie isotopique Sr et Nd du volcanisme permien des Pyrénées occidentales (Ossau et Anayet. *C. R. Acad. Sci. Paris*, tome 316, série II, p. 623-628.
- Canérot J. (1964). Contribution à l'étude géologique des chaînons nord-pyrénéens compris entre les vallées d'Aspe et d'Ossau (B.P.), Thèse 3e Cycle, Université de Toulouse, 200 p.

Canérot J. (1987) - Evolution géodynamique jurassique et éocrétacée de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre méridionale (région de Lourdes Bagnères). Conséquences structurales. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 305, pp. 297-300.

Canérot J. (1988).- Manifestations de l'halocinèse dans les chaînons béarnais (Zone Nord-Pyrénéenne) au Crétacé inférieur. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 306 (2): 1099–1102.

Canérot J. (1989).- Rifting éocrétacé et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales (France). Conséquences structurales. Bull. Centres de Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine 13 (1) (1989) 87–99.

Canérot J. (1989) - Mise en place et évolution des bassins jurassiques et éocrétaçés des Pyrénées occidentales. Colloque AGSO, Pau, Fév. 89, vol. abstracts.

Canérot J. (2016).- The Iberian plate: myth or reality? Boletín Geológico y Minero de España 127 (2/3): 557–568.

Canérot, J. (2017).- The pull apart-type Tardets-Mauléon Basin, a key to understand the formation of the Pyrenees, Bull. Soc. Géol. Fr., Earth sciences Bulletin, 188, 35, DOI : 10.1051/bsgf/2017198

Canérot J. et Delavaux F. (1986) - Tectonique et sédimentation sur la marge nord ibérique des Chaînons Béarnais (Pyrénées Basco-Béarnaises). Remise en question de la signification des lherzolites du sommet de Serrailé. C. R. Acad. Sci., Paris, 302 (II), p. 986-990.

Canérot J. et Debroas E.J. (1988) - Remise en question du "Complexe de resédimentation albocénomanien" de la zone nord-pyrénéenne. C. R. Acad. Sci. Paris, 307 (II), p. 1711-1716.

Canérot J., J.-L. Lenoble (1989).- Le diapir du Lichançumedy (Pyrénées-Atlantiques), nouvel élément de la marge ibérique des Pyrénées occidentales, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 308 (1989) 1467–1472.

Canérot J., J.-L. Lenoble (1993).- Diapirisme crétacé sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales : exemple du pic de Lauriolle ; comparaisons avec l'Aquitaine, les Pyrénées centrales et orientales, Bull. Soc. géol. France 164 (1993) 719–726.

Canérot J, Majesté-Menjoulas Cl, Ternet Y. (2001) - La Faille nord-pyrénéenne, mythe ou réalité ? Le « couloir de décrochement de Bielle-Accous », élément de réponse du terrain en Aspe et Ossau (Pyrénées-Atlantiques). Strata, Toulouse, 2, 37, 36 p.

Canérot J, Majesté-Menjoulas Cl, Ternet Y. (2004).- Nouvelle interprétation structurale de la « faille nord-pyrénéenne » en vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). Remise en question d'un plutonisme ophitique danien dans le secteur de Bedous. Comptes Rendus Geoscience 336: 135–142.

Castéras, M., Canérot, J., Paris, J.-P., Tisin, D., (1970). Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Oloron Sainte-Marie (1051), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.

Castéras M., Souquet P., Culot G., Galharague J., Frey M., Paris J.P., Ribis R. (1970).- Carte géologique détaillée de la France au 1/50 000, 1068, Larrau et notice explicative, Serv. Géol. Nat., BRGM, Orléans.

Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M., Sibuet, J.-C., (1973). Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett.* 18, 109–118. doi:10.1016/0012-821X(73)90041-1

Choukroune P. et Mattauer M. (1978) - Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la Faille nord-pyrénéenne ; comparaisons avec les modèles actuels. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 20, 5, pp. 689-700.

Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., Daignières, M., Deramond, J., Grasso, J.R., Hirn, A., Marthelot, J.-M., Mattauer, M., Seguret, M., Damotte, B., Cazes, M., Torreilles, G., Villien, A., Mediavilla, F., Vauthier, A., Banda, E., Fontbote, J.M., Gallart, J., Santanach, P., Surinach, E., Barnolas, A., Del Valle, J., Plata, J.L., Berastegui, X., Munoz, J.A., Puigdefabregas, C., Lopez-Arroyo, A., Rivero, M., Arrieta, A., Camara, P., Garrido, A., Martinez, J., (1990). Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics* 173, 411–423.

Clerc C, Lagabrielle Y, Neumaier M, Reynaud JY, De Saint-Blanquat M. (2012).- Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. *Bulletin de la Société géologique de France*, 183 (5): 443–459.

Corre B. (2017).- La bordure nord de la plaque ibérique à l'Albo-Cénomaniens. Architecture d'une marge passive de type ductile (Chaînons Béarnais, Pyrénées Occidentales). Thèse Université Rennes 1.

Corre, B., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Fourcade, S., Clerc, C., Balleve, M., (2016). Deformation associated with mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: new constraints from the Sarailé Massif (Chaînons Béarnais, North-Pyrenean Zone). *Compt. Rendus Geosci.* 348, 279–289.

Daignières, M., Gallart, J., Banda, E., Hirn, A., (1982). Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean range. *Earth Planet. Sci. Lett.* 57, 88–100.

Daignières, M., Séguret, M., Specht, M., ECORS Team (1994).- The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile, in: *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 199–208. doi:10.1007/978-3-642-78849-9_15

Debon F. (1996) - Pluton des Eaux-Chaudes. Pluton occidental de Cauterets, in chapitre Magmatisme hercynien, synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, p. 410-413. Ed. BRGM-ITGE - Volume 1.

Debroas, E.J., (1990). Le flysch noir albo-cénomaniens témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrenees, France). *Bull.Société Géologique Fr.* 6, 273–285.

Debroas, E.J., (1978). Évolution de la fosse du flysch ardoisier de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur (zone interne métamorphique des Pyrénées navarro-languedociennes). *Evol. Up. Albian Low. Senonian Slaty Flysch Trench Intern. Metamorp* 20, 639–648.

Debroas, E.-J., (1976). Les flyschs créacés pyrénéens de la Ballongue, du Castillonnais et de la région d'Arbas (Ariège- Haute-Garonne). Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Debroas, E.-J., Souquet, P., (1976). Sédimentogenèse et position structurale des flyschs créacés du versant nord des Pyrénées centrales. *Sediment. Genes. Struct. Position Cretac. Flysch North. Slope Cent. Pyrenees* 305–320.

Debroas E.J. (1990) - Le Flysch noir albo-cénomarien témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone Nord-Pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). Bull. Soc. géol. Fr., 8, VI, n° 2, pp. 273-285.

De Luca P., Duée G., Hervouët Y. (1985).- Evolution et déformations du bassin de flysch du Crétacé supérieur de la Haute Chaîne (Pyrénées basco-béarnaises – région pic d'Orhy). Bull. Soc. géol. Fr, (8), I, 2, 249-262.

Déramond, J., Graham, R.H., Hossack, J.R., Baby, P., Crouzet, G. (1985). Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. Comptes Rendus Académie Sci., Sér. 2, 301, 1213–1216.

Ducasse, L., P. C. Vélasque, and J. Muller (1986a), Glissement de couverture et panneaux basculés dans la région des Arbailles (Pyrénées occidentales): Un modèle évolutif crétacé de la marge nord-ibérique à l'Est de la transformante de Pamplona, C. R. Acad. Sci. Paris, 303, 1477–1482.

Ducasse, L., J. Muller, and P. C. Vélasque (1986b), La chaîne pyrénéo-cantabrique: Subduction hercynienne, rotation crétacée de l'Ibérie et subductions alpines différentielles, C. R. Acad. Sci. Paris, 303, 419–424.

Ducoux M. (2017).- Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées. Sciences de la Terre (Thèse de doctorat). Université d'Orléans.

Fixari G. (1984) - Stratigraphie, faciès et dynamique tectono-sédimentaire du flysch albien (flysch noir et poudingue de Mendibelza) dans la région de Mauléon-Tardets (Pyrénées atlantiques). Thèse 3è cycle, Toulouse.

Gallastegui, J., (2000). Estructura cortical de la cordillera y margen continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. Trab. Geol. 22, 3–234.

Garcia-Mondejar J., Hines F.M., Pujalte V, Reading H.G. (1985) - Sedimentation and tectonics in the western Basque-Cantabrian area (northern Spain) during Cretaceous and Tertiary times. In: 6th Europ. Reg. Meeting of Sedim., IAS, Excursion Guidebook, pp. 308-392.

Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., (1990). High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). Contrib. Mineral. Petrol. 104, 194–207. doi:10.1007/BF00306443

Golberg, J.M., Maluski, H., (1988). Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. New Data Discuss. Age Pyrenean Metamorph. 306, 429.

Hervouët Y. (1997).- Déformations alpines, inversion tectonique négative et karstogenèse : exemple de la Pierre Saint-Martin (Pyrénées Atlantiques, France). Bull. Soc. Géol. Fr., 168,5, 663-674.

Hervouët Y. (2008).- Enregistrement de la compression et de l'extension dans le Crétacé supérieur de la Pierre Saint-Martin (Pyrénées Atlantiques, France). Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui, Pau, 20-21 septembre 2008. Edit. Atlantica. 281-292.

Hervouët Y. (2014).- Pyrénées Atlantiques. Guides géologiques, co-édit. Omniscience – BRGM.

James V. (1998) - La plate-forme carbonatée ouest-pyrénéenne au Jurassique moyen et supérieur. Stratigraphie séquentielle, stades d'évolution, relations avec la subsurface en Aquitaine méridionale. Thèse Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 351 p.

James V, Canérot J. (1999).- Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentales et de l'Aquitaine méridionale (France). *Eclogae Geologicae Helveticae* 92: 63–72.

Jammes S. (2009). Processus d'amincissement crustal en contexte transtensif : l'exemple du Golfe de Gascogne et des Pyrénées basques, Thèse Doctorat, Univ. Strasbourg, 280 p.

Jammes S, Manatschal G, Lavier L, Masini E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: the example of the western Pyrenees. *Tectonics*. DOI: 10.1029/2008TC002406.

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, TC5007. doi:10.1029/2006TC002080

Kieken M., Winnock E. (1973) - Olistostromes dans le Lutétien du Bas-Adour à l'avant du front nordpyrénéen. *Bull. BRGM, section IV, n° 1, 1973, pp. 5-15, 4 fig.*

Klitgord, K., Schouten, H., (1986). Plate kinematics of the Central Atlantic. *Geol. North Am.* 1000, 351–378.

Labaume P., Seguret M., Seyve C. (1985) - Evolution of a turbiditic foreland basin an analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South-Pyrenean basin. *Tectonics*, 4, pp. 661-685.

Lacan, P., (2008). Activité sismotectonique Plio-Quaternaire de l'ouest des Pyrénées. Thèse, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 284 pp.

Lacan, P., Ortuño, M., (2012). Active Tectonics of the Pyrenees: A review. *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 9-30.

Lagabrielle Y, Bodinier JL. (2008).- Submarine reworking of exhumed continental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova* 20 (1): 11–21. DOI: 10.1111/J.1365-3121.2007.000781.

Lagabrielle Y, Labaume P, De Saint-Blanquat M. (2010).- Mantle exhumation, crustal denudation and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): insights from the geological setting of the Iherzolite bodies. *Tectonics* 29:TC4012. Available from <https://doi.org/10.1029/2009TC002588>.

Lagabrielle Y, Clerc C, Vauchez A, Lahfid A, Labaume P, Azambre B, et al. (2016). Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean palaeomargin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). *Comptes Rendus Geoscience* 348: 290–300. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.004>.

Lamare P. (1936) - Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 12, (Thèse Paris) 464 p.

Lucas C. (1985) - Les grès rouges du versant nord des Pyrénées, essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias. Thèse Doct. Sci. Univ. Toulouse, 267 p.

- Maire R., Vanara N. (2008).- Les karsts su domaine pyrénéen, témoins des paléoenvironnements depuis le Paléozoïque (transect Zone axiale – Zone nord-pyrénéenne dans les Pyrénées-Atlantiques). Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui, Pau, 20-21 septembre 2008. Edit. Atlantica. 109-127.
- Majesté-Menjoulas C. (1968).- Tectoniques superposées dans le Paléozoïque au nord du synclynorium des Eaux-Chaudes (Pyrénées Atlantiques). C. R. Soc. Fr., 8, 280.
- Majesté-Menjoulas C. (1979).- Évolution alpine d'un fragment de chaîne varisque : nappe de Gavarnie, chevauchement de Cinq Monts – Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales). Thèse d'état ès Sciences, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 343 p.
- Majesté-Menjoulas C. (1981) - Superposition d'unités varisques à séries hétéropiques du Dévonien supérieur dans la nappe alpine de Gavarnie (Pyrénées centrales). Bull. Soc. géol. Fr., (7), 25, p. 673-678.
- Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.-M. (2014).- The tectonosedimentary evolution of a hyper-extended rift basin; the example of the Arzacq- Mauleon rift system (western Pyrenees, SW France). Int. J. Earth Sci. Geol. Rundsch. 103, 1569–1596. doi:10.1007/s00531-014-1023-8
- Montagne G. (1986) - Les anomalies du flysch nord-pyrénéen de Pau à Ascaïn (Pyrénées atlantiques). Thèse Université de Pau.
- Montigny R., Azambre B., Rossy M., Thuizat R. (1982) - K-Ar studies of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrénées : âge and length of the rotation of the Iberian Peninsula. Tectonophysics, 129,p. 257-274.
- Muller J., Roger Ph. (1977) - L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien; la chaîne de fond alpine. Géologie Alpine, t. 53, 1977, pp. 149-191.
- Muñoz (1992).- Evolution of a continental collision belt; ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: MCCLAY, K. R. (ed) Thrust tectonics. Chapman & Hall : London, United Kingdom, pp. 235–246.
- Muñoz, J.A., Martinez, A., Verges, J., (1986). Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. J. Struct. Geol., International conference on thrusting and deformation 8, 399–405. doi:10.1016/0191-8141(86)90058-1
- Muller J., Roger P. (1977).- L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. Geol. alpine, 53, p. 149-191.
- Olivet (1996).- La cinématique de la Plaque ibérique. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 20, 131–195.
- Ortuño M., Viaplana-Muzas M. (2018).- Active fault control in the distribution of Elevated Low Relief Topography in the Central-Western Pyrenees. Geologica Acta, Vol.16, N° 4, December 2018, 499-518 DOI: 10.1344/GeologicaActa2018.16.4.10
- Paris J.-P. (1964).- Étude d'une partie du massif d'Igountze et de ses abords septentrionaux en Barétous et Basse-Soule (Thèse de 3ème cycle). Toulouse.

Peybernes B. et Souquet P. (1984) - Basement blocks and tectono-sedimentary evolution in the Pyrénées during Mesozoic times. *Geol. Mag.*, 121, 5, pp. 397-405.

Pujalte V. (1981) - Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault-controlled basin: the Wealden of the Santander area, northern Spain. *Sedim. Geol.*, 28, pp. 293-325.

Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Alvarez-Marrón, J., ESCIN Group, (1996). Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics* 264, 1–19.

Quiniff Y., Maire R. (1998).- Pleistocene deposits in Pierre Saint-Martin cave, French Pyrenees. *Quaternary Research*, 49, 37-50.

Rat P. (1988) - The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates: some facts but still many problems. *Rev. Soc. Geol. España*, I, pp. 327-348.

Razin Ph. (1989). Évolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'ouest de la transformante de Pamplona (Province du Labourd), Thèse Doctorat Université de Bordeaux III, Bordeaux, 464 p.

Richard P. (1986) - Structure et évolution alpine des massifs paléozoïques du Labourd (Pays Basque français). Thèse de l'université d'Orléans, 1986, 374 p.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C. (2002).- Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117–129. doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0

Rossi P., Cocherie A., Fanning CM., Ternet Y. (2003) - Attribution à la limite Trias-Jurassique des basaltes doléritiques tholéitiques des Pyrénées (ophites) et relations avec les tufs volcaniques dit « infra-liasiques » nord pyrénéens. Données U-Pb sur zircons (SHRIMP). *C.R. Geoscience* 335, p. 1071-1080.

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J., (1989). ECORS deep seismic data and balanced cross sections; geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics* 8, 41–50. doi:10.1029/TC008i001p00041.

Saint-Blanquat M. de (1993).- The ductile normal fault of the Saint Barthélémy Massif Variscan evolution of the north-pyrenean catazonal massifs considered from the viewpoint of their thermal history. *Geodin. Acta* 6, 59–77. doi:10.1080/09853111.1993.11105239

Schoeffler J., Henry J., Villanova M. (1964) - Etat des travaux de cartographie géologique réalisés par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (SNPA) dans les Pyrénées occidentales. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 241-246.

Séguret M. (1972).- Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrenees; Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Tecton. Study Nappes Detached Ser. Cent. Part Of*.

Serrano O, Delmas J, Hanot F, Vially R, Herbin J-P., Houel P, et al. (2006). Le bassin d'Aquitaine : valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier. Orléans : BRGM-IFP éd., 245 p.

- Sibuet JC, Srivastava SP, Spakman W. (2004).- Pyrenean orogeny and plate tectonics. *Journal of Geophysical Research* 109: B08104. Doi: 10.1029/2003JB002514.
- Souquet P, Peybernes B, Bilotte M, Debroas E.J. (1977). La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie Alpine*, Grenoble 53 (2): 193–216.
- Souquet P., Debroas E.J., Boirie J.M., Pons P., Roux J.C, Thieuloy J.P., Bonnemaïson M., Manivit H., Peybernès B. (1985) - Le Groupe du Flysch noir (Albo-Cénomaniens) dans les Pyrénées. *Bull. Centre Rech.Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, 9, 1, p. 183-252.
- Srivastava SP, Roest WR, Kovacs LC, Okay G, Levesque S, Verhoef J, et al. (1990a). Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland basin. *Tectonophysics* 184: 229–260.
- Srivastava SP, Roest WR, Kovacs LC, Okay G, Levesque S, Verhoef J, et al. (1990b). Jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature* 344: 756–759.
- Srivastava, S.P., Sibuet, J.C., Cande, S., Roest, W.R., Reid, I.D., (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 182, 61–76.
- Synthèse géophysique et géologique des Pyrénées - Volume 3 : Cycle alpin : Phénomènes alpins (2018), Co-édition AGSO et BRGM, 483 p., 286 fig.
- Teixell A. (1990) - Alpine thrust at the western termination of the Pyrenean Axial Zone. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, VI, n° 2, p. 241-249.
- Teixell, A., (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics* 17, 395–406. doi:10.1029/98TC00561
- Teixell, A., (2004). Estructura cortical de la Cordillera Pirenaica. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 320–321.
- 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: 257–267. Available from <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.10.010>.
- Teixell A., P. Labaume, P. Ayarza, N. Espurt, M. de Saint Blanquat, Y. Lagabrielle (2018).- Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: A review and new interpretations from recent concepts and data. *Tectonophysics* 724–725 (2018) 146–170.
- Teixell A. (en prensa) - Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean Axial Zone. *Bull. Soc. Geol., France*.
- Ternet Y. (1965). Étude du synclinal complexe des Eaux-Chaudes (Basses-Pyrénées), Thèse Doctorat 3e Cycle, Toulouse, 166 p.
- Ternet Y., Majesté-Menjoulas C., Canérot J., Baudin T., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P. (2004).- Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Laruns-Somport (1069), Orléans : BRGM, 192 p.

Thiébaud, J., Debeaux, M., Durand-Wackenheim, C., Souquet, P., Gourinard, Y., Bandet, Y., Fondecave-Wallez, M.J., (1988).- Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Haute-Garonne et Ariège, France). *Cretac. Metamorph. Salt Tecton. Betchat Evaporites North*. P 307, 1535–1540.

Vanara N. (1996, 2000).- Le karst du massif des Arbailles (Pyrénées occidentales, France). Contrôle tectonique, climatique, hydrogéologique et anthropique de la morphogenèse. Thèse Université de Bordeaux, 1996 et *Karstologia – Mémoire*, 2000, 8, 320 p.

Vanara N., Maire R., Lacroix J. (1997).- La surface carbonatée du massif des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques) : un exemple de paléoréseau hydrographique néogène déconnecté par la surrection. *Bull. Soc. Géol. France*, 168, 2, 255-265.

Van der Voo, R., (1969). Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* 7, 5–56. doi:10.1016/0040-1951(69)90063-8

Vélasque P.C. et Ducasse L. (1986).- Tectonique et sédimentation dans la couverture crétacée des Pyrénées occidentales (Haute Soule). Arguments en faveur de la subduction de la plaque ibérique sous la plaque européenne. *C. R. Acad. Sc., Paris*, 302, II, 1027-1032.

Vélasque P.C. et Ducasse L. (1987).- Géotransverse équilibrée dans les Pyrénées occidentales : argument en faveur d'un rift intraplaque pour expliquer l'amincissement crustal crétacé. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 304, II, 383-386.

Viers G. (1960).- Le relief des Pyrénées occidentales et leur piémont. Pays Basque français et Barétous. Thèse, Privat édit., Toulouse, 604 pp.

Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., (2012a). Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Sci. Rev.* 110, 93–110. doi:10.1016/j.earscirev.2011.11.001

Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., (2012b). Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Sci. Rev.* 114, 61–83. doi:10.1016/j.earscirev.2012.05.001

Vissers, R.L.M., van Hinsbergen, D.J.J., van der Meer, D.G., Spakman, W. (2016).- Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. *Gondwana Res.* 34, 49–59. doi:10.1016/j.gr.2016.03.006

Wang, Y., Chevrot, S., Monteiller, V., Komatitsch, D., Mouthereau, F., Manatschal, G., Sylvander, M., Díaz, J., Ruiz, M., Grimaud, F., Benahmed, S., Pauchet, H., Martin, R., (2016). The deep roots of the western Pyrenees revealed by full waveform inversion of teleseismic P waves.

Zolnai G. (1971) - Le front nord des Pyrénées occidentales. In: Histoire structurale du golfe de Gascogne, ed. Technip, chap. IV.5, pp. 1-10.

PERMO-TRIAS ET JURASSIQUE

Astruc J.G., Rey J., Pélissier T., Lorblanchet M., Vianney-Liaud M., Galharague J., (1992). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint Géry (857) – Orléans : BRGM, 57 p. Carte géologique par J.G. ASTRUC (1992).

Astruc J.G., (1986). Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Puy-l'Évêque (856). Orléans : BRGM, 38 p. Carte géologique par J.G. Astruc (1985).

Astruc J.G., (1990). Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Gourdon (832). Orléans : BRGM, 45 p. Carte géologique par J.G. Astruc (1990).

Canérot J., (2008). Les Pyrénées - Tome 1 : Histoire géologique, 516 p. - Tome 2 : Itinéraires de découverte, 127 p. - Atlantica Editeur

Cubaynes R., Fauré Ph., Hantzpergue P., Lefavrais-raymond A., Péliissié Th. et Rey J., (1987). Le Jurassique du Quercy. Généralités, livret-guide d'excursion. Strata, série 2, vol.7, 159 p.

Delfaud J., (1969). Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse Doc. Sc. Nat., Bordeaux.

Fauré Ph., (2002). Le Lias des Pyrénées. Strata, vol.39, Tome 1 - 365 p., 187 fig.; Tome 2 - 396 p., 169 fig., 25 pl.

Hantzpergue P. et Lafaurie G., (1983). Le Kimméridgien quercynois : un complément biostratigraphique du Jurassique supérieur d'Aquitaine. Géobios, n°16, fasc.5, p.601-611.

James V., (1998). La plate-forme carbonatée ouest-pyrénéenne au Jurassique moyen et supérieur. Stratigraphie séquentielle, stades d'évolution, relations avec la subsurface en Aquitaine méridionale. Strata, vol. 31, 351 p., 178 fig., 5 tabl., 11 pl. vol. 31

Lenoble J.L., (1992). Les plates-formes carbonatées Ouest-Pyrénéennes du Dogger à l'Albien. Thèse Doctorat 3e cycle, Université Paul-Sabatier, Toulouse, 413 p.

Péliissié T., (1982). Le Causse jurassique de Limogne-en-Quercy : stratigraphie, sédimentologie, structure. Thèse Doctorat 3e cycle, Université Paul-Sabatier, Toulouse, 281 p.

Peybernès B., (1976). Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse d'Etat de l'Université de Toulouse, 459 p.

Rossi P., Cocherie A., Fanning CM., Ternet Y., (2003). Attribution à la limite Trias-Jurassique des basaltes doléritiques tholéitiques des Pyrénées (ophites) et relations avec les tufs volcaniques dit « infra-liasiques » nord-pyrénéens. Données U-Pb sur zircons (SHRIMP). C.R. Geoscience 335, p. 1071-1080.

Ternet Y, Majesté-Menjoulas C, Canérot J., Baudin T., Cocherie A., Guerrot C, Rossi P., (2004). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Laruns-Somport (1069). Orléans : BRGM, 192 p. Carte géologique par Ternet Y, Barrère P., Canérot J., Majesté-Menjoulas C.

CRETACE ET TERTIAIRE

Alvinerie J. (coord.), (1977) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Bordeaux (803) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Alvinerie J. avec la collaboration de Astié H., Duvergé J., Dubreuilh J., Gayet J., Moisan J.L., Pratviel L. Wilbert J. (1977), 40 p.

Alvinerie J. (coord.), (1978) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Pessac (827) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Alvinerie J. avec la collaboration de Astié H., Duphil J., Duvergé J., Dubreuilh J., Gayet J., Pratviel L. Wilbert J. (1977), 34 p.

Andreieff P., Marionnaud J.M. (1972) - Observations préliminaires sur la limite Éocène/Oligocène dans la série classique du Médoc (Gironde). La position stratigraphique des « grès et calcaires à Anomies ». Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, n°274, p. 1637-1640.

Benoist E. (1887) - Tableau synchronique des formations tertiaires du Sud-Ouest de la France, du bassin de Paris, du bassin de Mayence et du Vicentin. Actes Soc. linn. Bordeaux, t. XLI, p. 191-199.

Bitner M.A., Lozouet P. & Cahuzac B. (2013). Upper Oligocene (Chattian) brachiopod fauna from the Aquitaine Basin, southwestern France and its paleoenvironmental implications. *Geodiversitas* 35 (3) : 579-606.

Blanc P.L. (1973) - Le Crétacé terminal des rides de Villagrains-Landiras (Gironde), Roquefort-Créon (Landes) et Cézán-Lavardens (Gers). Thèse doct. 3ème cycle, univ. Paris VI, 192 p.

Bongrain M., Cahuzac B. & Freneix S. (1994). *Amussiopecten* (*Costellamussiopecten*) *praeaueri* nov. subgen., nov. sp. (Pectinidae, Bivalvia) de l'Aquitainien basal d'Aquitaine. Considérations sur la lignée des *Costellamussiopecten*. *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. 13, n° 1, p. 97-115.

Bongrain M. & Cahuzac B. (2004). *Cristatopecten* nov. gen. *benoisti* (Pectinidae, Bivalvia) du Chattien d'Aquitaine (France). Révision systématique et réflexions sur l'origine et l'évolution des *Cristatopecten*. *Geobios*, Lyon, vol. 37, 4, p. 488-515.

Boulanger D. (1968) - Révision du Nummulitique de la Chalosse, du Béarn et du Bas-Adour (Landes et Basses-Pyrénées). Thèse État, 2 vol., 376 p., Paris.

Boulanger D., Debourle A. & Deloffre R. (1970). Le récif oligocène du Tuc de Saumon (Aquitaine, France sud-ouest). *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, 4, 1, p. 9-37.

Cahuzac B. (1980). Stratigraphie et paléogéographie, de l'Oligocène au Miocène moyen, en Aquitaine sud-occidentale. Thèse Doctorat Université Bordeaux-1, 2 tomes, n° 1463, 586 p., Annexe 90 p.

Cahuzac B. (1984). Les faunes de Miogypsinidae d'Aquitaine méridionale (France). In : *Benthos'83*, 2e Symp. Intern. Foram. benthiques (Pau). H.J. Oertli Éd., Pau, p. 117-129.

Cahuzac B. & Roman J. (1994). Les Échinoïdes de l'Oligocène supérieur (Chattien) des Landes (Sud-Aquitaine, France). *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. 13, n° 2, p. 351-373.

Cahuzac B. (1995). Les grands traits de la Chalosse à l'Oligocène et au Miocène. Colloque "La Chalosse", juin 1993, Montfort-en-Chalosse et Dax. *Bull. Soc. Borda*, Dax, 120e année, n° 439, 3, p. 393-422.

Cahuzac B., Janin M.-C. & Steurbaut E. (1995). Biostratigraphie de l'Oligo-Miocène du Bassin d'Aquitaine fondée sur les nannofossiles calcaires. Implications paléogéographiques. *Géologie de la France*, Orléans (B.R.G.M. et Soc. géol. Fr., éd.), n°2, p. 57-82.

Cahuzac B. & Poignant A. (1996). Foraminifères benthiques et microproblematica du Serravallien d'Aquitaine (Sud-Ouest de la France). *Géologie de la France*, Orléans (B.R.G.M. et Soc. géol. Fr., éd.), n° 3, p. 35-55.

Cahuzac B., Carbonel P., Cluzaud P., Colin J.P., Faury B., Gilly Y., Lesport J.F., Londeix L., Martin N., Rocher P. (1996) - La Réserve Naturelle Géologique de Saucats-La Brède. *Sud-Ouest Nature* (ed.), n° spécial 92, 64 p.

Cahuzac B. & Poignant A. (1997). Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris, t. 168, n° 2, p. 155-169.

Cahuzac B., Turpin L. & Bonhomme P. (1997). Sr isotope record in the area of the Lower Miocene historical stratotypes of the Aquitaine Basin (France). In : Montanari (A.) et al. (Ed.), *Miocene Stratigraphy : an Integrated Approach. Developments in Paleontology and Stratigraphy*, vol. 15, Elsevier publisher, Amsterdam. Chapter A 4, p. 33-56.

Cahuzac B. & Poignant A., (2000). Les foraminifères benthiques du Langhien du bassin d'Aquitaine (S-W de la France); données paléoécologiques et biogéographiques. *Geobios*, Lyon, vol. 33, fasc. 3, p. 271-300.

Cahuzac B. (2001). Le substrat miocène de la région de Brocas (Landes, Bassin d'Aquitaine). [Colloque : Ressources minérales du sol et du sous-sol des Landes de Gascogne, Brocas-les-Forges, 2000]. *Travaux et Colloques Scientifiques*, n°3, Parc naturel régional Landes Gascogne édit., Bordeaux, p. 41-59.

Cahuzac B. & Poignant A. (2004). Les foraminifères du Burdigalien moyen à supérieur de la région sud-aquitaine (golfe de Saubrigues, SW France). *Revue de Micropaléontologie*, Paris, vol. 47, n° 4, p. 153-192.

Cahuzac B., Chartier D. (2006) - Quelques sites géologiques inédits ou peu connus du Tertiaire (Oligocène, Miocène) de l'Entre-Deux-Mers (Aquitaine, France). [suite et fin]. *Bull. Soc. Linn. Bordeaux*, tome 141, (N.S.) n°34, fasc.4 : 287-306.

Capdeville J.P. (1987) - Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluvio-lacustres tertiaires du Nord du bassin aquitain entre Lot et Dordogne - Thèse Doctorat d'Etat ès Sciences, Bordeaux III, 295 p - Document BRGM n° 175 (1989).

Capdeville J.P. (1991) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Eymet (830) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Capdeville J.P. avec la collaboration de Geneste J.M., Kervazo B., Ringeade M. (1991), 45 p.

Capdeville J.P. (1992) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Bazas (876) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Capdeville J.P., 44 p.

Capdeville J.P. (1997) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Hagetmau (978) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Capdeville J.P., 44 p.

Cavelier C. (1976) - La limite Éocène-Oligocène en Europe occidentale. Thèse Doctorat ès Science, Paris, t.I et II, 353 p.

Chateauneuf J.J., Dubreuilh J. et Platel J.P. (1977) - Eléments de datation par la palynologie du Tertiaire continental à faciès sidérolithiques des Charentes, Bull. BRGM, Fr. (2), sect. I, n°4, p. 356-359.

Chavanon S. (1974) - L'approche statistique dans l'interprétation de la systématique, de l'évolution et de la paléoécologie des Échinides des formations du Cénozoïque bordelais. Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 6, t. 1 et 2, 457 + 200 p.

Colin J.-P. (1973) - Étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé supérieur de la région de Saint-Cyprien (Dordogne). Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Paris VI.

Crochet B. (1991) - Molasses syntectoniques du versant nord des Pyrénées : la Série de Palassou. Document BRGM, n°199, 387 p.

Cuvillier J , Dupouy-Camet J , Sacal V. (1951) - L'anticlinal de Roquefort-des-Landes et les pointements crétacés de Créon-Saint-Julien. Bull. Soc. géol. Fr., (6), I, p. 553-584.

Daguin F. (1948) - L'Aquitaine occidentale. In : Géologie régionale de la France - V. Actualités scientifiques et industrielles, n° 1 050, Hermann Paris édit., 232 p.,

Delbos J. (1847) - Recherches sur l'âge de la formation d'eau douce de la partie orientale du bassin de la Gironde. Mémoires de la Société géologique de France, série 2, tome 2, p. 241-289.

Delbos J. (1848) - Notice sur les fahluns du Sud-Ouest de la France. Bulletin de la Société géologique de France, n°2, fasc.5, p. 417-428.

Depéret C. (1892) - Sur la classification et le parallélisme du système miocène. Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France n°3, fasc.20 : 170-266.

Dubreuilh J. (coord.), (1973) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Lesparre (754) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Dubreuilh J. avec la collaboration de Marionnaud J.M., Andreieff P. (1973), 47 p.

Dubreuilh J. (1982) - Corrélations stratigraphiques entre les dépôts continentaux fluviatiles du Sidérolithique et des Sables du Périgord des Charentes et les formations molassiques du Libournais. Bull. BRGM, Fr. (2), sect. I, n°4, p. 281-284.

Dubreuilh J., Capdeville J.P., Platel J.P. (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Belvès (831) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Dubreuilh J. avec la collaboration de Kervazo B., Turq A., Ruhard J.P., Bambier A. (1988), 49 p.

Dubreuilh J. (1984) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Montpon-Ménéstérol (781) Orléans-BRGM. Notice explicative par Dubreuilh J. avec la collaboration de Mondeilh C., 27 p.

Dubreuilh et Platel (1980)

Dubreuilh J., Platel J.P. (1982) - Stratigraphie et sédimentologie des formations continentales tertiaires à faciès sidérolithiques et Sables du Périgord. Bull. BRGM, Fr. (2), sect. I, n°4, p. 269-280.

Dubreuilh J. (1987) - Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du Nord du bassin d'Aquitaine. Passages aux formations palustres, lacustres et marines. Thèse Doctorat d'État ès-Sciences, Bordeaux III, 481 p.

Fabre A. (1939) - Description géologique des terrains tertiaires du Médoc et essai sur la structure tectonique du département de la Gironde. Imp. Drouillard, Bordeaux, 533 p.

Fallot et Reyt (1880).

Fallot E. (1893) - Sur la classification du Néogène inférieur. Bull. Soc. géol. Fr., t. XXI, p. LXXII, CXVI.

Feinberg H. (1964) - Contribution à l'étude stratigraphique et structurale de l'anticlinal d'Audignon (Landes). Thèse 3ème cycle, Paris, 123 p. + annexes.

Gayet J. (1985) - L'ensemble des environnements oligocènes nord aquitains: un modèle de plateforme marine stable à sédimentation carbonatée. Mémoires de l'Institut de Géologie du bassin d'Aquitaine, Talence, n° spécial, 2 tomes, 541 p.

Gély J.-P. & Sztrakos K. (2000). L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne, Géologie de la France, 2 (2000), 31-57.

Gourdon-Platel N., Platel J.P., Astruc J.G. (2000) - La Formation de Rouffignac, témoin d'une paléoaltérite cuirassée intra-éocène en Périgord-Quercy (SW de la France). Géologie de la France, n° 1, p. 27-36

Hourdebaigt (1988)

Karnay G., Turq A. (1996) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Nérac (901). – Orléans : BRGM. Notice explicative par Karnay G. et Turq A. (1996), 50 p.

Karnay G. (1999) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Le Bugue (807). - Orléans : BRGM - Notice explicative par Karnay G., avec collab. de Aujoulat, N., Konik S., Mauroux B., Pluchery E., et Turq A. (1999), 86 p. - Edit. BRGM

Kennedy W.J. (1984) - Systematic palaeontology and stratigraphic distribution of the ammonites faunas of the french Coniacian. Spec.Pap.Pal., n°31, P. 1-160.

Kennedy W.J. (1986) - Campanian and maastrichtian Ammonites from northern Aquitaine, France. Spec. Pap.Pal., n°36, p. 1-145.

Kennedy W.J. (1987) - Ammonites of the type Santonian and adjacent parts of northern Aquitaine (western France). Palaeontology, vol. 30, part 4, p. 765-782. (Kieken et al., 1972, 1975).

Kieken M. & Thibault C. (1975). Feuille géologique et notice de la carte Saint-Vincent-de-Tyrosse au 1/50 000e (n°975-976). Bureau de Recherches Géologiques et Minières édit., Orléans, 46 p.

Kromm F. (coord.), (1970) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Montendre (755) Orléans-BRGM. Notice explicative par Kromm F. avec la collaboration de Lavigne J., Marionnaud J.M., Andreieff P., Vouvé J., 20 p.

Londeix L. (coord.), (2014) - Stratotype Aquitanien. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris ; Biotope, Mèze ; p. 416 (Patrimoine géologique ; 5).

Mathelin J.-C. & Sztrákos K. (1993). L'Éocène de Biarritz (Pyrénées-Atlantiques, SW France). Stratigraphie et paléoenvironnement. Monographie des foraminifères. Cahiers de

Micropaléontologie, Paris, nouvelle série, 8 (1), p. 5-85.

Mayer-Eymar K. (1858) - Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiär-Gebilde Europa's. Réunion de Trogen (17-19 août 1857), Verhandlungen der allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften 70-71 : 165-199.

Menecart B., Bourgeois R., Londeix L. & Spezzaferri S. (2012) – New coastline morphology in Western France during the Miocene. 10th Swiss Geoscience Meeting, 16-17 November 2012, Bern (Switzerland). Session 8. Palaeontology, p. 212.

Mouline P. (1984) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Blaye (779) Orléans-BRGM. Notice explicative par Mouline P. avec la collaboration de Moussié B., 45 p.

Neumann M., Andreieff P., Lambert B., Platel J.P., (1984) - Un exemple précis du passage Campanien-Maastrichtien en faciès néritique: la région de Maurens, Dordogne (France). C.R.Acad.Sci., Paris, t. 298, série II, n°19, p. 845-850.

Nolf D., Steurbaut É., Cahuzac B., (2002). Progrès récents dans la connaissance des gisements cénozoïques en Aquitaine méridionale (Chalosse, Béarn et Bas-Adour ; SW France). Revue de Micropaléontologie, Paris, vol. 45, n° 3, p. 169-194.

Neumann M., Platel J.P., Andreieff P., Bellier J.P., Damotte R., Lambert B., Mazure E., Monciardini C. (1983) - Le Campanien stratotypique: étude lithologique et micropaléontologique. Géologie méditerranéenne, t. X, n°3-4, p. 41-57.

Odin G.S. (2001) - The Campanian-Maastrichtian Stage Boundary. Characterisation at Tercis-les-Bains (France) and Correlation with Europe and other Continents. Edité par Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 19, 2001 – Elsevier Science Amsterdam et Mémoire 36 de l'Union Internationale des Sciences Géologiques, 881 p.

Pacaud J.M., Ledon D. (2010) – Révision des Mollusques de l'Éocène de Blaye (Gironde). 1. Description d'une espèce nouvelle de Turbinidae (Gastropoda, Vetigastropoda). Bull. Soc. Linn. Bordeaux, t.145, n°38, fasc.3, p. 349-359.

Platel J.P. (1987) - Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du bassin d'Aquitaine. Stratigraphie et évolution géodynamique. Thèse Doctorat d'État ès-Sciences, Bordeaux III, 573 p. avec atlas. Documents BRGM, n°164 (1989).

Platel J.P. (1990) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Cazaubon (926). - Orléans : BRGM - Notice explicative par Platel J.P. (1990), 66 p.- Edit. BRGM

Platel J.-P., Capdeville J.-P. & Dubreuilh J. (1990). Carte géologique France (1/50 000e), feuille TARTAS (n°950). Bureau Rech. Géol. Min., Orléans. Notice explicative par Platel J.-P., 51 p.

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, n° 4, p. 33-58

Platel J.P. (1998). The Turonian rudist-bearing carbonates platforms of the Charentes and Perigord areas, Aquitaine basin (France). Geobios, Mémoire spécial n° 22, p. 295-311

- Platel J.P. (2000) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Thenon (783). - Orléans : BRGM - Notice explicative par Platel J.P., Faugeras P., Mauroux B., Spencer C., Charnet F., Celerier G., Harielle B. et Jacquement P. (2000), 128 p.- Edit. BRGM
- Platel J.P., Dubreuilh J. (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Fumel (855) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Platel J.P. avec la collaboration de Tessier J.L. et Le Tensorer J.M. (1983), 50 p.
- Platel J.P., Paris J.P. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Périgueux-Ouest (758) Orléans-BRGM. Notice explicative par Platel J.P., Celerier G., Duchadeau-Kervazo C., Charnet F., Chigot D. (1989), 82 p.
- Platel J.P., Roger P. (1978). - Mise en évidence d'une formation sableuse marine littorale dans le Santonien supérieur du Nontronnais. Relations entre tectonique et sédimentation. Bull. BRGM, (2), section I, n°1, p.65-68.
- Poignant A. (1967). L'Oligo-Miocène d'Aquitaine méridionale. Thèse Doctorat Université Paris, 3 tomes, 381 p.
- Pomerol C. (1973) - Ère cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). In Stratigraphie et paléogéographie, Doin éd., Paris, 263 p.
- Pratviel L. (1972) - Essai de cartographie structurale et faciologique du bassin sédimentaire ouest aquitain pendant l'Oligocène. Mémoires de l'Institut de Géologie du bassin d'Aquitaine, Talence, n°3, 632+35 p.
- Ringeade M. (1987) - Séquences mammaliennes en Aquitaine. München Geowiss. Abhandlungen (1987), (A), 10, 312 p.
- Roman J. & Cahuzac B. (1992). Une riche faune d'échinoïdes de l'Éocène d'Angoumé (Sud-Aquitaine, France). Geobios, Lyon, Mém. spéc. n° 14, p. 113-121.
- Roux M., Cahuzac B. & Sztrákos K. (2006). Les paléoenvironnements éocènes à crinoïdes pédonculés des Marnes de Miretrain (Angoumé, SW France) : interprétations paléobathymétriques. Comptes Rendus Géosciences, Acad. Sc., Paris, t. 338, fasc. 4, p. 262-271.
- Saint-Marc P. (1966) - Étude micropaléontologique du Cénomaniens et du Turonien de Roquefort des Landes. C.R. somm. Soc. géol. Fr., p.296-298.
- Saspiturry, N. et al. (2019). Symmetry vs. Asymmetry of a hyper-thinned rift: Example of the Mauléon Basin (Western Pyrenees, France). Marine and Petroleum Geology 104 (2019), pp. 86-105.
- Schaub H. (1981). Nummulites et assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. Mémoires suisses de Paléontologie, 104-106, p. 1-227.
- Souquet, P., et al. (1985). Le groupe du Flysch noir (albo-cénomaniens) dans les Pyrénées. Bull. Cent. Rech. Explo-Prod Elf-Aquitaine Pau 9, 183-252.
- Sztrákos K. (2005). Les foraminifères du Paléocène et de l'Éocène basal du sillon nord-pyrénéen (Aquitaine, France). Revue de Micropaléontologie, 48, p. 175-236.

Sztrákos K., Gély J.-P., Blondeau A. & Müller C. (1997). Le Paléocène et l'Ilerdien (p.p.) du Bassin sud-aquitain: lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle. *Géologie de la France*, (4), p. 27-54.

Sztrákos K., Gély J.P., Blondeau A., Müller C. (1998) - L'Éocène du bassin sud-aquitain : lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle. *Géologie de la France*, n°4, p. 57-105.

Sztrákos K., Steurbaut E. (2017) - Révision lithostratigraphique et biostratigraphique de l'Oligocène d'Aquitaine occidentale (France). *Geodiversitas*, n°39, fasc.4, p. 741-781.

Veillon M., Vigneaux M. (1961) - Stratigraphie des calcaires de Blaye. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, n°252, p.575-2577.

Vigneaux M., Magne A., Veillon M., Moyes J. (1954) - Aquitanien et Burdigalien. *C. R. Acad. Sci., Paris*, tome 239, p. 818-820.

Vigneaux M., Alvinerie J., Caralp M., Julius C., Latouche C., Moyes J., Réchiniac C., Valenton S. (1966) - Une succession stratigraphique en milieu marin épicontinental : principes et méthodes d'interprétation. *Bull. Inst. Géol. bassin Aquitain, Talence*, n°1, p. 1-61.

Vigneaux M. (1971) - Girondian. *Giornale di Geologia, Bologna*, (2) tome XXXVII, fasc. II, p. 91-92.

Vigneaux M. (1975) - Aquitaine occidentale. *Guides géologiques régionaux, Masson & Cie édit. (Paris)*, 223 p.

PLIOQUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Andrieux E., Bertran P., Saito K., (2016). Spatial analysis of the French Pleistocene permafrost by a GIS database. *Permafrost and Periglacial Processes* 27, 17-30.

Andrieux E., Bateman M., Bertran P., (2018). The chronology of Late Pleistocene thermal contraction cracking derived from sand wedge OSL dating in central and southern France. *Global and Planetary Change* 162, 84-100.

Aubié S., Mallet C., Favennec J., (2011). Caractérisation de l'aléa érosion (2020-2040) de la Côte Aquitaine dans le cadre de l'étude stratégique de gestion du trait de côte. *Observatoire de la Côte Aquitaine. Rapport final, BRGM/RP-59095-FR, BRGM, Orléans.*

Ballabio C., Panagos P., Monatanarella L., (2016). Mapping topsoil physical properties at European scale using the LUCAS database. *Geoderma* 261, 110-123.

Bertran P., Bateman M.D., Hernandez M., Mercier N., Millet D., Sitzia L., Tastet J.-P., (2011). Inland aeolian deposits of south-west France: facies, stratigraphy and chronology. *Journal of Quaternary Science* 26, 374–388.

Bertran P., Liard M., Sitzia L., Tissoux H., (2016). A map of Pleistocene aeolian deposits in Western Europe, with special emphasis on France. *Journal of Quaternary Science* 31, 844-856.

- Bosq M., Bertran P., Beauval C., Kreutzer S., Duval M., Bartz M., Mercier N., Sitzia L., Stephan P., (2019). Stratigraphy and chronology of Pleistocene coastal deposits in northern Aquitaine, France: a reinvestigation. *Quaternaire* 30 (1).
- Buffault P., (1942). Histoire des dunes maritimes de la Gascogne. Editions Delmas, Bordeaux, 446 p.
- Clarke M.L., Rendell H.M., Pye K., Tastet J.P., Pontee N.I., Massé M., (1999). Evidence for the timing of dune development on the Aquitaine coast, southwest France. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 116, 147-163.
- Clarke M.L., Rendell H.M., Tastet J.P., Clavé B., Massé L., (2002). Late-Holocene sand invasion and North Atlantic storminess along the Aquitaine Coast, southwest France. *The Holocene* 12, 231-238.
- Hernandez M., Mercier N., Bertran P., Colonge D., Lelouvier L.A., (2012). Premiers éléments de datation des industries du Pléistocène moyen (Acheuléen - Paléolithique moyen ancien) de la région pyrénéo-garonnaise : une approche géochronologique pluri-méthodes (TL, OSL et TT-OSL) des sites de Duclos et Romentères. *PALEO* 23, 155-170.
- Kreutzer S., Moineau V., Mercier N., (2016). Rapport de datation. Horsarrieu 2, Serreslous, Pomarez. Rapport non publié, IRAMAT-CRP2A, Université Bordeaux-Montaigne, 17 p.
- Kreutzer S., Duval M., Bartz M., Bertran P., Bosq M., Eynaud F., Verdin F., Mercier N., (2018). Deciphering long-term coastal dynamics using IR-RF and ESR dating: A case study from Médoc, south-west France. *Quaternary Geochronology* 48, 108-120.
- Legigan P., (1979). L'élaboration de la formation du Sable des Landes, Mémoire de l'Institut de Géologie du bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 429 pp.
- O'Brien C.E., Jones R.L., (2003). Early and Middle Pleistocene vegetation history of the Medoc region, southwest France. *Journal of Quaternary Science* 18 (6), 557-579.
- Sitzia L., Bertran P., Bahain J.-J., Bateman M.D., Hernandez M., Garon H., de Lafontaine G., Mercier N., Leroyer C., Queffelec A., Voinchet P., (2015). The Quaternary coversands of southwest France. *Quaternary Science Reviews* 124, 84–105.
- Sitzia L., Bertran P., Sima A., Chery P., Queffelec A., Rousseau D.-D., (2017). Dynamics and sources of last glacial aeolian deposition in southwest France derived from dune patterns, grain-size gradients and geochemistry, and reconstruction of efficient wind directions. *Quaternary Science Reviews* 170, 250–268.
- Tastet J.-P., (1998). Chronologie et cartographie d'un complexe dunaire côtier holocène, l'exemple aquitain du Nord-Médoc (France). *Quaternaire* 9, 157-167.



Géosciences pour une Terre durable

brgm

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

BRGM Nouvelle-Aquitaine
Parc Technologique Europarc
24, Avenue Léonard de Vinci
33600 – Pessac – France
Tél. : 05 57 26 52 70