



HAL
open science

Caractérisation sédimentologique et distribution des dépôts syn-orogéniques miocènes des Chaines Subalpines (Royans-Vercors-Chartreuse-Bauges), du Jura méridional et du Bas-Dauphiné. Cadre chronologique et tectonostratigraphique

Amir Kalifi

► **To cite this version:**

Amir Kalifi. Caractérisation sédimentologique et distribution des dépôts syn-orogéniques miocènes des Chaines Subalpines (Royans-Vercors-Chartreuse-Bauges), du Jura méridional et du Bas-Dauphiné. Cadre chronologique et tectonostratigraphique. Stratigraphie. Université Claude Bernard Lyon 1, 2020. Français. NNT: 2020LYSE1100 . tel-03198092v1

HAL Id: tel-03198092

<https://hal.science/tel-03198092v1>

Submitted on 14 Apr 2021 (v1), last revised 29 Sep 2021 (v2)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



N° d'ordre NNT : 2020LYSE1100

THESE de DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE LYON

opérée au sein de

l'Université Claude Bernard Lyon 1

Ecole Doctorale E2M2

(Evolution Ecosystèmes Microbiologie Modélisation)

Spécialité de doctorat : Sciences de la Terre

Discipline : Géologie

Soutenue publiquement le 08/06/2020, par :

KALIFI Amir

Caractérisation sédimentologique et distribution des dépôts syn-orogéniques miocènes des Chaines Subalpines (Royans-Vercors-Chartreuse-Bauges), du Jura méridional et du Bas-Dauphiné

Cadre chronologique et tectonostratigraphique

Devant le jury composé de :

Présidente :

QUANTIN Cathy Professeure, Université Claude Bernard Lyon 1

Rapporteurs :

DUMONT Thierry Chargé de recherche, Université de Grenoble

REYNAUD Jean-Yves Professeur, Université de Lille

Examineurs :

DEVILLE Eric Professeur, IFPschool

LASSERRE Cécile Professeure, Université Claude Bernard Lyon 1

ROBIN Cécile Maître de conférences, Université de Rennes

Directeurs :

PITTET Bernard Maître de conférences, Université Claude Bernard Lyon 1

RUBINO Jean-Loup Expert international, TOTAL, Pau

Invités :

LELOUP Philippe-Hervé Directeur de recherche, Université Claude Bernard Lyon 1

SORREL Philippe Maître de conférences, Université Claude Bernard Lyon 1

Remerciements :

Ce travail de thèse est le fruit d'une collaboration entre le département « Sédimentologie des clastiques » (EXPLO/EP/GTS/ISS/CLS) du CSTJF de TOTAL (Pau, FRANCE) et le laboratoire de Géologie de Lyon – Terre, Planètes, Environnement (UMR 5276 CNRS LGL-TPE, Université Claude Bernard Lyon 1, Villeurbanne, FRANCE). Il a été cofinancé par TOTAL et par l'Association Nationale de la Recherche Technique (ANRT) à travers une bourse CIFRE (n°2016/1180). *Mes premiers remerciements se tournent naturellement vers TOTAL, le Laboratoire de Géologie de Lyon et l'ANRT qui ont co-financés/co-encadrés ce travail de thèse.*

Je souhaite ensuite adresser mes remerciements à ceux qui ont également rendu ce projet possible. Bien qu'être supervisé par 5 encadrants ne soit pas toujours de tout repos, j'ai pu énormément apprendre auprès de chacun de vous : Bernard Pittet, Jean-Loup Rubino, Philippe Hervé Leloup, Philippe Sorrel, Vincenzo Spina, merci à tous les 5, merci pour votre grande disponibilité, notamment sur le terrain et en cette fin de thèse, je souhaite à travers ces quelques lignes, vous exprimer ma gratitude la plus sincère.

Je tiens également à remercier chaleureusement chacun des membres du Jury de thèse, d'avoir accepté de corriger et juger ce travail.

Mes datations Strontium qui ont été si importantes dans le cadre de cette étude n'auraient jamais été possible sans Albert Galy et son enthousiasme, Thomas Rigaudier et Catherine Zimmermann du CRPG. Merci à tous les 3. Je remercie également Sidonie Revillon et Jean-pierre Girard avec qui nous avons eu des discussions très fructueuses qui m'ont permis d'y voir plus clair dans l'utilisation de cette technique de datation.

J'aimerais également exprimer une profonde gratitude aux biostratigraphes qui ont bien voulu participer à cette aventure : Jérémie Gaillot, Frédéric Quillevere, Frédéric Ricciardi, Daniel Michoux, et Davide Olivero. Je remercie aussi François Demory de m'avoir permis de découvrir la magnétostratigraphie dans la bonne humeur. Je tiens à remercier Xavier-du-Bernard, Emmanuel Masini, François Lafont, Julien Bourget, Jonathan Pelletier, Gweltaz Maheo, Guillaume Suan, Samuel Maillot, Romain Bibonne, Hugues Feniès, Daniel Fournier, Pierre Courrier, Philippe Düringer, Edouard Le-garzik, Gilles Escarguel, Loïc Costeur et Jean-Pierre Suc, que j'ai sollicité à plusieurs reprises. Je souhaite ensuite remercier du fond du cœur les étudiants qui ont montré beaucoup d'enthousiasme à m'accompagner sur le terrain et/ou participé à mes travaux : Romain Grime, Astrid Jonet, Séverine Russo, Thomas Pichancourt, Kilian Lecacheur, Thomas Courrier, Alessandro Menini, Antoine Mercier, Andrea Lopez-Vega et Hawoly Bass. Je remercie spécialement Bastien Huet, qui tout comme moi a fait partie de l'aventure Miocène à travers un stage de M2, et qui a su m'épauler quant il le fallait.

Enfin, j'adresse un immense merci à ma famille, tout particulièrement à ma mère qui a été, comme depuis toujours, d'un soutien inconditionnel.

Résumé

Bien qu'étudiée depuis plus d'un siècle, l'évolution de la cinématique et de la chronologie de la déformation des zones externes de la chaîne alpine fait encore débat (e.g. ; Leloup *et al.*, 2005; Dumont *et al.*, 2008; Bellahsen *et al.*, 2012, 2014). Cette étude propose d'apporter de nouvelles réponses à travers l'étude et la caractérisation des dépôts syn-orogéniques du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales. En effet, le Miocène des massifs subalpins septentrionaux, du Jura méridional, du Royans, du Bas-Dauphiné et de la Bresse, a fait l'objet d'une étude multidisciplinaire ayant pour objectif la mise en place d'un calendrier tectono-stratigraphique robuste à l'échelle du bassin. C'est à la lumière de la stratigraphie séquentielle appliquée à des données de terrains et des données de puits, de 134 âges $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, combinée à des datations magnétostratigraphiques et biostratigraphiques, qu'un découpage séquentiel précis (11 séquences de dépôts datées à +/- 0.5 Ma en moyenne) est proposé en cohérence avec la stratigraphie du Miocène des bassins voisins (bassin molassique Rhodano-provençal et bassin molassique Suisse). Pour ce faire, un modèle d'évolution des processus sédimentaires au cours d'une séquence de dépôt a été préalablement proposé. La zone d'étude a ensuite été subdivisée en 12 zones et une série sédimentologique type a été proposée pour chaque zone. Ces 12 zones sont regroupées en 4 domaines bien définis à partir du remplissage sédimentaire propre à chaque zone : **(i)** le domaine oriental, où les séquences de dépôts S1 à S3 sont présentes (~21.3 à 15Ma), **(ii)** le domaine médian, avec les séquences de dépôts S2a à S5 (~17.8 à 14Ma), **(iii)** le domaine occidental, avec les séquences S2a à S8 (~17.8 à 8-7Ma), **(iv)** et le cas particulier du domaine bressan avec les séquences S6 à S8 (~ 11.55 à 8-7Ma).

Pour inscrire cette distribution spatio-temporelle des dépôts dans un contexte tectonique, une étude structurale a été menée en parallèle. Celle-ci a permis d'identifier cinq Zones de failles (ZF) majeures à partir de données de terrains et de données de sous-sol. Une corrélation a pu être démontrée entre les domaines de dépôts (i), (ii) et (iii) et les ZF1, ZF2 et ZF3, indiquant ainsi une interaction entre le contexte tectonique et la distribution spatiale des dépôts. En effet, à partir de l'évolution spatio-temporelle de la distribution des dépôts dans un contexte structural bien défini, de l'identification d'évidences de dépôts syn-tectoniques et de la migration du dépo-centre, un calendrier de la déformation précis caractérisé par trois phases majeures est proposé : **(i)** une phase compressive WNW/ESE qui débute à l'Oligocène (P1) qui implique la ZF1. Celle-ci limitera par la suite la transgression du Miocène à l'Est, **(ii)** une phase compressive W-WNW/E-ESE (P2) qui implique le chevauchement basal du massif de Belledonne et les ZF2 à ZF5 en surface. Cette phase débute à 18.05 +/- 0.3 Ma et se prolonge au minimum jusqu'à 12 Ma. En surface, le front de déformation se propage rapidement d'Est en Ouest, et il faut 4 Ma pour que les ZF2 à ZF5 s'activent les unes après les autres. **(iii)** une ultime phase tortonienne (P3) moins bien cernée, qui enregistre l'activation du front du Jura et semble être sub-synchrone à une surrection régionale.

La phase P2 marque un changement paléogéographique majeur. La mer Miocène est rapidement chassée vers l'Ouest, en relation directe avec la mise en place de bassins de type « *Piggy-back* » transportés sur les ZF naissantes. Enfin, des reconstructions paléogéographiques sont proposées, intégrant notamment le Bassin molassique suisse (BMS) au Nord et le Bassin molassique rhodano

provençal (BMRP) au Sud. La phase P2 paraît correspondre à un événement tectonique majeur à l'échelle des Alpes, provoquant la migration vers l'Ouest et le Nord des dépo-centres avec le retrait de la mer par le Sud dans le BMS, et l'inondation de la vallée du Rhône dans le BMRP.

Mots clés : Miocène, bassin d'avant-pays, Alpes occidentales, stratigraphie séquentielle, sédimentation syn-tectonique, évolution paléogéographique, coupes structurales, âges Strontium.

Abstract:

Even if studied since more than a century, the geometry and chronology of the deformation of the external part of the Alpine belt is still controversial (e.g., Leloup *et al.*, 2005; Dumont *et al.*, 2008; Bellahsen *et al.*, 2012, 2014). In this area, the Miocene deposits of the northern subalpine massifs, the southern Jura, the Royans, the Bas-Dauphiné and the La Bresse basins were studied through a multidisciplinary approach that aimed at building a robust tectono-stratigraphic calendar at the basin scale. Through sequence stratigraphy applied on log sections and wells diagraphes, numerous sedimentary sequences (S1a to S8, dated at a precision better than +/-0.5 Ma) in the Miocene have been reappraised and constrained in time between the Lower Burdigalien (-21 Ma) and the Langhien (-16 Ma) by using $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ages (e.g., chemostratigraphy, 134 data), combined with biostratigraphy and magnetostratigraphy. These sequences are in accordance with the Miocene of the Swiss Molasse Basin and the Miocene of the Rhone valley. Beforehand, a model tackling the evolution of process changes within 3rd order sequences (of the overfilled phase) of foreland basins is proposed, thereby improving sequence stratigraphic predictions in foreland basins. Then, the study area was subdivided into 12 zones, each one being characterized by a specific sedimentary succession. Those 12 zones were further grouped into 4 different domains: **(i)** the oriental domain is characterized by the deposits of the S1a to S3 sequences (~21.3 to 15Ma), **(ii)** the median domain, where the S2a to S5 depositional sequences were described (~17.8 to 14Ma), **(iii)** the occidental domain characterized by the S2a to S8 depositional sequences (~17.8 to 8-7Ma), **(iv)** the particular case of the Bressan domain, in which S6 to S8 were described (~11.55 to 8-7Ma).

In order to link these results within a tectonic framework, a structural study was conducted. This study has highlighted 5 faults zones (ZF) through fieldworks and/or seismic data. A correlation of domains (i); (ii) and (iii) with ZF1, ZF2 and ZF3 has been proposed, suggesting a strong interplay between tectonic and sedimentation. Evolution in time and space of such domains within a well-established structural framework, along with evidences of syn-tectonic deposits as well as a westward migration of the depocenters, allow to propose the following chronology: **(i)** a WNW/ESE-directed compressive event (P1) corresponding to thrusting above ZF1 that likely initiated during the Oligocene. This event also implies that the ZF1 corresponds to the eastern border of the Miocene transgression; **(ii)** a W-WNW/E-ESE-directed compressive event (P2) involving the Belledonne massif Basal thrust, which implies the activation of the ZF2 to ZF5 during the early- to middle Miocene. P2 started at 18 +/- 0.3 Ma and lasted at least until 12 Ma. A fast Westward propagation of the deformation front occurred between east (ZF2) and West (ZF5), since not more than 4 Ma separated the onset ZF2 from the onset of the ZF5. **(iii)** a last phase (P3), dating back to the Tortonian finally occurred. This phase is less understood but is thought to imply a significant uplift in the subalpine massifs, whereas horizontal motions prevailed within the Jura Mountains.

The P2 phase deeply impacted the Miocene paleogeographic evolution. The Miocene sea was indeed characterized by a rapid migration westward, in response to the expel of piggy-back basins on the growing ZF. Finally, palaeogeographical reconstructions are proposed, and integrated at a

larger scale with the Swiss Molassic Basin (BMS) to the north and the Rhodano-provençal molassic Basin (BMRP) to the south. The P2 phase most likely corresponded to a prominent compressive event at the scale of the Alpine chain, which involved a rapid sea retreat in the BMS coevally to the Rhone valley marine invasion in the BMRP, in response to the westward migration of the depocenter.

Keywords: Miocene, foreland basin, Western Alps, sequence stratigraphy, syn-tectonic sedimentation, paleogeographical evolution, structural cross-sections, strontium ages.

Table des matières

Remerciements :	1
Résumé	3
Abstract:	5
Table des matières	7
Table des illustrations	13
Table des annexes	26
CHAPITRE 1 : Introduction générale	31
1. Problématique	31
2. Cadre géographique	32
3. Cadre géologique succinct	33
4. Objectifs de l'étude et organisation du manuscrit	34
CHAPITRE 2 : Cadre géologique et état de l'art	37
1. De l'orogène au bassin d'avant-pays	37
1.1. Cadre géologique	37
1.2. Zoom sur le bassin d'avant-pays : Définitions	38
1.3. Les étapes de remplissage d'un bassin d'avant-pays.	41
1.4. Mise en place des bassins de type « piggy back basin » et sédimentation syn-tectonique:	42
2. L'histoire géologique du bassin d'avant-pays alpin	45
2.1. L'histoire ante-orogénèse alpine :	45
2.2. L'orogénèse alpine	47
2.3. L'évolution du remplissage du bassin d'avant-pays alpin, depuis le début de l'orogénèse alpine	51
2.4. Le Miocène du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales : Evolution paléogéographique	52
2.5. Etat de l'art sur le Miocène de la zone d'étude :	57
CHAPITRE 3 : Méthodologie de travail	59
1. Stratigraphie séquentielle <i>sensu</i> Embry (1993, 1995)	59
2. Description de successions verticales de dépôts :	64
2.1. A l'affleurement :	65
2.2. Les données de forage :	66
2.2.1. Le log Gamma Ray	70
2.2.2. Le log de Polarisation Spontanée (P.S.)	70
2.2.3. Utilisation des diagraphies pour l'interprétation stratigraphique	71
3. Chronostratigraphie :	73
3.1. Echelle chronostratigraphique utilisée :	73
3.2. La Chimiostratigraphie :	75
3.2.1. Principes généraux de la méthode de datation isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	75
3.2.2. L'évolution du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au cours du Miocène et l'utilisation de la courbe LOWESS	76

3.2.3.	Fiabilité de la méthode de datation isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: les risques potentiels _____	76
3.2.4.	Le contrôle de la modification du signal primaire par la diagénèse et/ou les apports d'eaux douces: l'utilisation des isotopes des éléments stables et de la cathodoluminescence _____	78
3.2.5.	De l'échantillonnage à l'interprétation : _____	79
3.3.	La Magnétostratigraphie : _____	80
3.3.1.	L'aimantation détritique de dépôt : _____	81
3.3.2.	De l'échantillonnage à l'interprétation : _____	82
3.4.	La Biostratigraphie _____	86
3.5.	Charte eustatique de Miller <i>et al.</i> (2005) : _____	88

CHAPITRE 4 : La stratigraphie séquentielle d'un bassin d'avant-pays : Modèle d'évolution des processus sédimentaires au cours d'une séquence de dépôts _____ 93

1.	ABSTRACT _____	94
2.	INTRODUCTION _____	95
3.	GEOLOGICAL SETTING _____	96
4.	MATERIALS AND METHODS _____	98
5.	SEDIMENTARY FACIES AND PALAEOENVIRONMENTS _____	98
5.1.	Wave-dominated sedimentary environments _____	98
5.1.1.	Facies Association 1 – Offshore _____	104
5.1.2.	Facies Association 2 – Offshore transition _____	104
5.1.3.	Facies Association 3 – Shoreface _____	104
5.1.4.	Facies Association 4 – Foreshore _____	105
5.2.	Mixed Wave-Tide sedimentary environments _____	109
5.2.1.	Facies Association 5 – Open-coast subtidal _____	109
5.2.2.	Facies Association 6 – Open-coast intertidal _____	111
5.3.	Tide-dominated sedimentary environments _____	113
5.3.1.	Facies Association 7 – Subtidal _____	113
5.3.2.	Facies Association 8 – Intertidal _____	117
5.4.	Mixed River-Tide sedimentary environments _____	119
5.4.1.	Facies Association 9 – River to tidal transition _____	119
5.5.	River-dominated sedimentary environments _____	121
5.5.1.	Facies Association 10 – River environment _____	121
5.5.2.	Facies Association 11 – Gilbert delta _____	123
5.5.3.	Subaerial exposure _____	123
5.5.4.	Non-categorized facies _____	125
6.	SEQUENCE STRATIGRAPHY _____	125
7.	DEPOSITIONAL MODELS _____	133
7.1.	Wave-dominated depositional model _____	133
7.2.	Mixed Wave-Tide depositional model _____	133
7.3.	River to Tide depositional model _____	137
7.4.	River-dominated Gilbert-delta depositional model _____	137
7.5.	Palaeo-landscape during the initial transgression _____	138
8.	DISCUSSION _____	140
8.1.	Foreland basin zonation _____	140

8.2.	The distal to proximal depozone transition _____	140
8.3.	Repetitive changes of depositional models during a third-order sequences and possible forcing mechanisms _____	142
8.4.	Common sedimentary patterns in foreland basins _____	144
9.	CONCLUSION _____	146
	ACKNOWLEDGEMENT _____	146
CHAPITRE 5 : Structure des massifs subalpins et du Jura méridional, proposition d'un schéma structural. _____		149
1.	Introduction _____	150
2.	Méthodologie : _____	150
3.	Définition des accidents majeurs affectant les chaînes subalpines. _____	154
3.1.	Préambule _____	154
3.2.	La zone de faille n°1 (ZF1) : « le chevauchement subalpin principal » _____	154
3.2.1.	« Le chevauchement subalpin principal » en Chartreuse _____	154
3.2.2.	Prolongation du Chevauchement Subalpin Principal (ZF1) au Nord de la Chartreuse _____	155
3.2.3.	Prolongation du Chevauchement Subalpin Principal (ZF1) dans le Vercors, au Sud de la clue de l'Isère : 157	
3.2.4.	La ZF1 en bordure Est de Chartreuse et Ouest de Belledonne. _____	164
3.2.5.	Synthèse de la ZF1 _____	168
3.3.	La zone de faille n°2 (ZF2) : « le chevauchement de Rencurel-Voreppe » _____	168
3.3.1.	Le Chevauchement de Rencurel dans le Vercors. _____	168
3.3.2.	Le Chevauchement de Voreppe en Chartreuse. _____	170
3.4.	Les zones de failles n°3 (ZF3) « le chevauchement du Ratz » et n°4 (ZF4) « le chevauchement du Royans » _____	173
3.4.1.	« Les chevauchements du Ratz et du Royans » le long de la bordure Nord-orientale du Bas-dauphiné (bordure Ouest de la Chartreuse et clue de l'Isère) _____	174
3.4.2.	« Les chevauchements du Ratz et du Royans » entre le Vercors et les Monts-du-Matin. _____	176
3.4.3.	Prolongation dans le Jura de la ZF3 et ZF4? _____	178
3.5.	Zone de faille n°5 (ZF5) : « le chevauchement de St-Lattier » _____	178
3.6.	Un chevauchement Oligocène au front des chaînes subalpines ? _____	179
3.7.	Les décrochements : _____	182
3.7.1.	Les décrochements dextres NE-SW de la Chartreuse orientale _____	182
3.7.2.	Les décrochements senestres SE-NW _____	185
3.8.	Les failles normales _____	186
3.8.1.	Entre le Massif Central et la bordure occidentale des massifs subalpins : _____	186
3.8.2.	La bordure orientale des massifs sub-alpins _____	188
3.8.3.	En bordure de Belledonne interne et Belledonne externe : _____	189
3.8.4.	Synthèse de l'étude des failles normales : _____	190
4.	Synthèse : Schéma structural et coupes dans l'ensemble des chaînes subalpines _____	191
4.1.	Schéma structural de l'ensemble des chaînes subalpines _____	191
4.2.	Interprétations structurales : proposition de 4 coupes régionales : _____	193
4.2.1.	Coupe A : Belledonne-Jura _____	193
4.2.2.	Coupe B- Chartreuse Nord-Belledonne _____	194
4.2.3.	Coupe C- Chartreuse Sud-Belledonne _____	195
4.2.4.	Coupe D - Bas Dauphiné – Belledonne _____	198

4.3.	Ebauche de chronologie de la déformation à partir de critères structuraux : _____	198
5.	Conclusion _____	200
CHAPITRE 6 : Chrono-stratigraphie et stratigraphie du Miocène des massifs subalpins, du sud du Jura, du Bas-Dauphiné, de la Bresse et du bassin de Crest _____		203
1.	Introduction _____	204
2.	Résultats de l'étude chronostratigraphique _____	205
2.1.	Chimio-stratigraphie – l'isotopie Strontium : _____	205
2.1.1.	Contrôle de la diagénèse : _____	206
2.1.2.	Les résultats des datations Strontium : _____	208
2.2.	Magnéto-stratigraphie : _____	216
2.3.	Biostratigraphie conventionnelle : _____	218
2.4.	Synthèse de l'étude chronostratigraphique: _____	223
2.4.1.	Coupe type du Miocène de la zone d'étude : _____	223
2.4.2.	Comparaison avec les unités lithostratigraphiques de la littérature : _____	225
3.	Stratigraphie du Miocène des massifs sub-alpins et du sud du Jura _____	228
3.1.	Zone A: Les synclinaux de Rumilly-Chambéry _____	228
3.2.	Zone B: Les synclinaux de Lans-Proveyzieux _____	235
3.3.	Zone C : Le synclinal de Novalaise _____	239
3.4.	Zone D : Le synclinal de Voreppe - Montaud _____	244
3.5.	Zone E : Les synclinaux de Rencurel-Autrans _____	251
3.6.	Zone F : La Bièvres _____	254
3.7.	Zone G : Le synclinal du Royans _____	261
3.8.	Synthèse de la stratigraphie du Miocène des massifs subalpins et du Jura méridional : _____	267
4.	Stratigraphie du Bas-Dauphiné, de la Bresse et du bassin de Crest _____	268
4.1.	Zone H : La région de la Tour-du-Pin _____	269
4.2.	Secteur I : Le bassin de la Bresse (et le Lyonnais) _____	275
4.3.	Secteur J : Le Plateau de Bonnevaux _____	281
4.4.	Secteur K : Le Plateau de Chambaran : _____	285
4.5.	Secteur L : Le bassin de Crest _____	293
4.6.	Synthèse de la stratigraphie du Miocène du Bas-Dauphiné, de la Bresse et du bassin de Crest _____	302
5.	Synthèse de l'étude chrono-stratigraphique de la zone d'étude : _____	303
5.1.	Récapitulatif des éléments clés de l'analyse sédimentologique et stratigraphique : _____	303
5.2.	La distribution dans l'espace des séquences de dépôts : Mise en évidence d'une organisation spatiale _____	304
CHAPITRE 7 : La chronologie de la déformation _____		309
1.	Introduction _____	309
2.	Chronologie de la ZF1: _____	311
3.	Chronologie de la zone de faille n°2 _____	314
3.1.	Les évidences de sédimentation syn-tectonique _____	314
3.2.	Le déplacement du dépo-centre vers l'Ouest : un événement majeur. _____	316
3.3.	La ZF2 et les Gilbert-deltas du Pont Demay : _____	319
4.	Chronologie des zones de faille ZF3 et ZF4 : _____	321

5. Chronologie de la ZF5 :	324
6. Cas particuliers :	328
6.1. Apports du profil 82SE01-91VER02 :	328
6.2. Le front du Jura :	332
7. Synthèse :	332
Discussion - Synthèse	337
1. Récapitulatif des principaux résultats	337
2. Apports de la littérature :	340
2.1. Les taux de raccourcissement :	340
2.2. « Source-to-sink »	343
3. Evolution paléogéographique :	345
3.1. Oligocène / Aquitaniens inférieurs (UMM) : -33Ma à -21Ma :	345
3.2. 21.5 à 18 Ma – L'Aquitaniens supérieurs (S1a) et le Burdigaliens inférieurs (S1b) : La transgression Miocène :	348
3.3. 18,05 à 16.2 Ma - Burdigaliens supérieurs (S2a et S2b) – Amorce brutale d'une compression E-W:	351
3.4. 16.2 à 13.8 Ma - Langhien (S3 et S4) – Dépôts syn-tectoniques:	354
3.5. 14 à 10.8 Ma - Serravaliens (S5 et S6) – Transition vers des mouvements verticaux ?	357
3.6. 10.6 à 7.8 Ma - Tortonien (S7 et S8) – Soulèvement régional et activation du front du Jura	359
4. Évolution du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales, depuis la Suisse, jusqu'au bassin du sud-Est.	361
4.1. Succession stratigraphique du Miocène inférieur du Bassin molassique suisse :	363
4.1.1. L'Aquitaniens supérieurs et le Burdigaliens inférieurs :	363
4.1.2. Le Burdigaliens supérieurs:	365
4.2. Succession stratigraphique du Miocène inférieur du Bassin du Rhodano-Provençal :	367
4.2.1. L'Aquitaniens supérieurs (~S1a) et le Burdigaliens inférieurs (~S1b):	368
4.2.2. Origine de la transgression de l'Aquitaniens supérieurs :	371
4.2.3. Le Burdigaliens supérieurs :	372
4.3. Reconstructions paléogéographiques du Miocène inférieur à l'échelle du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales	372
Conclusion :	377
1. Quelles sont les facteurs qui contrôlent l'évolution dans le temps d'un système sédimentaire en contexte de bassin d'avant-pays ?	377
2. Le cadre tectono-stratigraphique du bassin – Un pré-requis indispensable pour contraindre la chronologie de la déformation :	378
3. Comment la déformation impacte-elle la distribution des dépôts syn-orogéniques ?	378
Perspectives	379
BIBLIOGRAPHIE	384
Annexes	416

Table des illustrations

FIGURE 1: CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE. (A) VUE SATELLITE DU BASSIN D'AVANT-PAYS ALPIN. (B) LE MIOCÈNE DU BASSIN D'AVANT-PAYS DES ALPES OCCIDENTALES EN JAUNE. CADRE ROUGE = ZONE D'ÉTUDE. (C) LE MIOCÈNE DE LA ZONE D'ÉTUDE EN JAUNE. B= SYNCLINAL DE BELLEY ; C= SYNCLINAL DE CHAMBÉRY ; CR= BASSIN DE CREST ; L= SYNCLINAL DE LANS ; MA= SYNCLINAL DE MÉAUDRE-AUTRANS ; MM= LES MONTS-DU-MATIN ; N= SYNCLINAL DE NOVALAISE ; P= SYNCLINAL DE PROVEYZIEUX ; RU= SYNCLINAL DE RUMILLY ; RE= SYNCLINAL DE RENCUREL. -----	33
FIGURE 2: COUPE SCHÉMATIQUE DES ALPES ET INTERPRÉTATIONS TEMPORELLES (AGARD & LEMOINE, 2003). -----	34
FIGURE 3: LES DIFFÉRENTS DOMAINES STRUCTURAUX D'UNE CHAÎNE DE MONTAGNE (TOTAL, COMMUNICATION PERSONNELLE). O.C. = CROUTE OCÉANIQUE ; EN ROSE FONCÉ = LE MANTEAU SUPÉRIEUR ; MARRON CLAIR ET ROSE PÂLE = CROUTE CONTINENTALE INDIFFÉRENCIÉE ; VERT ET ORANGE = COUVERTURE SÉDIMENTAIRE ; JAUNE= DÉPÔTS SYN-TECTONIQUES -----	37
FIGURE 4: LES BASSINS D'AVANT-PAYS SELON DECELLES & GILES (1996). (A) BASSIN D'AVANT-PAYS DE TYPE PÉRIPHÉRIQUE, SUR LA PLAQUE SUBDUCTÉE, AU FRONT DE L'OROGÈNE. (B) BASSIN D'AVANT-PAYS DE TYPE RÉTRO-ARC, SUR LA PLAQUE CHEVAUCHANTE, EN ARRIÈRE D'UN ARC MAGMATIQUE. -----	38
FIGURE 5: LE TAUX DE SUBSIDENCE D'UN BASIN D'AVANT-PAYS, RÉSULTAT DE L'INTERACTION ENTRE LA FLEXURE LITHOSPHÉRIQUE ("DYNAMIC SUBSIDENCE », TRAIT POINTILLÉ ROUGE) ET LA SUBSIDENCE TECTONIQUE (« FLEXURAL TECTONICS », TRAIT POINTILLÉ VERT), MODIFIÉ DE CATUNEANU (2019). -----	39
FIGURE 6: SCHÉMAS SIMPLIFIÉS D'UN BASSIN D'AVANT-PAYS (REDESSINÉ, DE DECELLES & GILLES, 1996). (A) VUE EN CARTE. (B) VUE EN COUPE. SUBDIVISIONS DU BASSIN D'AVANT-PAYS EN 4 DOMAINES (D'APRÈS DECELLES & GILES, 1996). -----	40
FIGURE 7: LE BASSIN D'AVANT-PAYS, EN 3D (CATUNEANU, 2004, 2019) -----	41
FIGURE 8: LES DEUX PHASES DU REMPLISSAGE DU BASSIN D'AVANT-PAYS (CRAMPTON & ALLEN, 1995). (A) « UNDERFILLED PHASE » OÙ LA SUBSIDENCE EST SUPÉRIEURE AU TAUX DE SÉDIMENTATION. LA SÉDIMENTATION EST CARACTÉRISÉE PAR DES DÉPÔTS MARINS TURBIDITIQUES. (B) « OVERFILLED PHASE » OÙ LA SUBSIDENCE EST INFÉRIEURE AU TAUX DE SÉDIMENTATION. LA SÉDIMENTATION EST CARACTÉRISÉE PAR DES DÉPÔTS MARINS PEU PROFONDS ET/OU CONTINENTAUX. -----	42
FIGURE 9 : MISE EN PLACE DES BASSINS DE TYPE PIGGY-BACK (MODIFIÉ DE LETOUZEY ET AL., 1995) ET SÉDIMENTATION SYN-TECTONIQUE ASSOCIÉE. LE DÉPOCENTRE MIGRE EN PARALLÈLE DE L'AVANCÉE DU FRONT DE CHEVAUCHEMENT. -----	44
FIGURE 10: SYNTHÈSE DÉTAILLÉE DES ÉVÉNEMENTS VARISQUES DANS LE MASSIF CENTRAL (MCF) ET DE L'ÉVOLUTION MÉSO-CÉNOZOÏQUE DU BASSIN DU SUD-EST, MODIFIÉ DE RUBERT (2009). LA CHARTE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE Y A ÉTÉ IMPLÉMENTÉE. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE DE RUBERT (2009) : OROGÈNE VARISQUE D'APRÈS : FAURE ET AL. (2008). RIFTING TÉTHYSIEN D'APRÈS DEBRAND-PASSARD ET AL. (1984), LEMOINE ET AL. (1986), DE GRACIANSKY & LEMOINE (1988). OROGÈNES PYRÉNÉENNE ET ALPINE D'APRÈS : CHOUKROUNE ET AL. (1973), ZIEGLER (1992), PHILIPPE ET AL., 1998; DEVILLE & SASSI (2006). VOLCANISME CÉNOZOÏQUE-ACTUEL DU MCF D'APRÈS : MERLE & MICHON (2001), MICHON & MERLE (2001). -----	46
FIGURE 11: ÉVOLUTION STRUCTURALE DES ALPES EXTERNE, D'APRÈS LELOUP ET AL. (2005), LE LONG D'UN TRANSECT NW-SE PASSANT PAR LES AIGUILLES ROUGES ET LE MASSIF DU MONT BLANC). 7 ÉTAPES SONT PROPOSÉES ENTRE 50Ma ET AUJOURD'HUI. -----	48
FIGURE 12: CHRONOLOGIE DE L'ÉVOLUTION DU BASSIN D'AVANT-PAYS DU SUD DES ALPES OCCIDENTALES. D1, RACCOURCISSEMENT N-S D'ÂGE EOCÈNE, INDUIT PAR L'OROGÈNE PYRÉNÉENNE ; D2 : AU COURS DE L'EOCÈNE, PREMIERS EFFETS DE L'OROGENÈSE ALPINE DÉBUTE AVEC LA PROPAGATION D'UN FRONT DE CHEVAUCHEMENT QUI MIGRE VERS LE NW-NNW ET LA NAISSANCE DES PREMIÈRES NAPPES ALPINES ; D3 : NAISSANCE DE L'ARC ALPIN AU DÉBUT DE L'OLIGOCÈNE, AVEC L'INITIATION D'UNE PHASE COMPRESSIVE MAJEURE DE DIRECTION E-W. CETTE PHASE SE POURSUIT JUSQU'AU MIOCÈNE. -----	50
FIGURE 13: CARTE PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU BURDIGALIEN (18Ma) DANS LES DIFFÉRENTS BASSINS EUROPÉENS (SANT ET AL., 2017) --	52
FIGURE 14: COUPE SYNTHÉTIQUE INTÉGRANT LES DONNÉES LITHOSTRATIGRAPHIQUES, BIOSTRATIGRAPHIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES DES DIFFÉRENTS SOUS-BASSINS DU BASSIN MOLASSIQUE RHODANO-PROVENÇALE, D'APRÈS BESSON (2005)-----	53
FIGURE 15: ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU MIOCÈNE DU BASSIN DU SUD-EST. EXTENSION DES TRANSGRESSIONS MIOCÈNES AU SEIN DU BASSIN D'AVANT-PAYS DES ALPES OCCIDENTALES (RUBINO ET AL., 1990) -----	54
FIGURE 16: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE-TYPE DE LA SÉRIE MIOCÈNE DU BAS DAUPHINÉ, D'APRÈS KWASNIEWSKI (2010).-----	55
FIGURE 17: CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DU MIOCÈNE DU BASSIN MOLASSIQUE SUISSE (BERGER ET REICHENBACHER, 2005)-----	56

FIGURE 18: SCHEMAS SIMPLIFIES ILLUSTRANT LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE MODIFIES DE HOMEWOOD ET AL. (2000). (A) UNE EVOLUTION VERTICALE DE DEPOTS, REFLÈTE UNE EVOLUTION PROGRESSIVE DES SYSTEMES DE DEPOTS DANS LE TEMPS. IL EST ALORS POSSIBLE D'IDENTIFIER DES TENDANCES DE DEPOTS : REGRESSIONS/TRANSGRESSIONS; (B) CORRELATIONS ENTRE 2 COUPES SEDIMENTOLOGIQUES A PARTIR DE L'IDENTIFICATION DE CORTÈGES TRANSGRESSIFS, RÉGRESSIFS (ET DE SURFACES MAJEURES), INTERPRÉTÉS À PARTIR D'UNE EVOLUTION VERTICALE DE DEPOTS. -----	60
FIGURE 19: LES DIFFÉRENTS MODÈLES DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE (CATUNEANU, 2006). TIMING DES CORTÈGES DE DEPOTS ET POSITION DES LIMITES DE SEQUENCES EN FONCTION DE LA METHODE UTILISEE. ENCADRE EN ROUGE = METHODE UTILISEE AU COURS DE CETTE ETUDE. LST= LOWSTAND SYSTEMS TRACTS (CORTÈGE DE BAS NIVEAU MARIN) ; TST= TRANSGRESSIVE SYSTEM TRACT (=CORTÈGE TRANSGRESSIF) ; HST= HIGHSTAND SYSTEM TRACT (=CORTÈGE DE HAUT NIVEAU MARIN) ; FSST= FALLING-STAGE SYSTEM TRACT (=CORTÈGE DE RÉGRESSION FORCÉE) ; RST= REGRESSIVE SYSTEM TRACT (=CORTÈGE RÉGRESSIF) ; T-R=TRANSGRESSIVE-REGRESSIVE (=TRANSGRESSION-RÉGRESSION) -----	61
FIGURE 20: (A) LE BASSIN D'AVANT-PAYS DES ALPES OCCIDENTALES. D'APRÈS LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU MIOCÈNE (EN HAUT À DROITE, RUBINO ET AL. 2002), LE PÔLE DISTAL DE LA MER MIOCÈNE SE SITUE DANS LA POSITION ACTUELLE DE LA MER MÉDITERRANÉE. NOTRE ZONE D'ÉTUDE EST EN POSITION LA PLUS PROXIMALE, LE BASSIN DE VALRÉAS-CARPENTRAS EN POSITION INTERMÉDIAIRE, ET LE GOLFE DU LION EN POSITION DISTALE. (B) ABSENCE DE CORTÈGES DE BAS NIVEAUX MARINS OU DE RÉGRESSIONS FORCÉES DANS LES VALLÉES INCISÉES DU BASSIN DE VALRÉAS-CARPENTRAS (BESSON ET AL. 2002, BESSON ET AL., 2005). LES VALLÉES INCISÉES, SONT DIRECTEMENT COMBLÉES PAR LE CORTÈGE TRANSGRESSIF. (C) PRÉSENCE DES CORTÈGES DE BAS NIVEAUX MARINS DES SEQUENCES MARINES DU MIOCÈNE, DANS LE PROFIL SISMIQUE LMR28 SITUÉ DANS LE GOLFE DU LION. (D) SCHEMA DU CONTEXTE SEQUENTIEL DU MIOCÈNE DU BASSIN D'AVANT-PAYS DES ALPES OCCIDENTALES LE LONG D'UN TRANSECT PROXIMAL-DISTAL (MODIFIÉ DE NEAL & ABREU, 2009). NOTRE ZONE D'ÉTUDE SE SITUANT EN POSITION PROXIMALE (ENCADRE ROUGE) ENREGISTRE SEULEMENT LES CORTÈGES TRANSGRESSIFS ET RÉGRESSIFS. -----	63
FIGURE 21: PRÉSENTATION DES COUPES SEDIMENTOLOGIQUES INTERPRÉTÉES. (i) A PARTIR DE DONNÉES D'AFFLEUREMENTS, CARRÉES ROUGES. (ii) A PARTIR DE DONNÉES DE FORAGES, TRIANGLES BLEUS. VOIR TABLE 1 POUR COORDONNÉES GPS DES PUIITS ET DESCRIPTIFS. -----	64
FIGURE 22: EXEMPLE DE CAROTTES SEDIMENTAIRES DANS LA SÉRIE MIOCÈNE SABLEUSE DU FORAGE BRESSE-1 DE LA BRESSE MÉRIDIONALE. LE PUIITS EST NON LISTÉ DANS LA TABLE 1 CAR IL N'A PAS FAIT L'OBJET D'ANALYSE SEQUENTIELLE. -----	69
FIGURE 23 : EXEMPLE D'UTILISATION DU LOG GAMMA RAY DANS L'INTERPRÉTATION PALÉOENVIRONNEMENTALE DE SÉRIES DELTAÏQUES DU GOLFE DU MEXIQUE (MODIFIÉ PAR BIBONNE (2014), D'APRÈS POSAMENTIER & ALLEN (1999). DANS CET EXEMPLE, L'AUTEUR ASSOCIE TOUT D'ABORD LES VARIATIONS DU GAMMA RAY À PETITE ÉCHELLE À DES CORPS SEDIMENTAIRES (PROBABLEMENT EN ACCORD AVEC LES DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUES) ET INTERPRÈTE LES VARIATIONS À GRANDE ÉCHELLE COMME DES CORTÈGES SEDIMENTAIRES. ICI, UN CORTÈGE TRANSGRESSIF (CORRESPONDANT À UNE DÉFLECTION GLOBALE DU SIGNAL VERS LA DROITE) SUPERPOSÉ À UN CORTÈGE DE HAUT NIVEAU (CORRESPONDANT À UNE DÉFLECTION GLOBALE DU SIGNAL VERS LA GAUCHE) SONT MIS EN ÉVIDENCE. -----	72
FIGURE 24: CHARTE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE GTS2016 DU MIOCÈNE (OGG ET AL. 2016). LES ÂGES ONT SEULEMENT ÉTÉ AFFINÉS DEPUIS LES VERSIONS PRÉCÉDENTES (GTS2004 ET GTS2012).-----	74
FIGURE 25: EVOLUTION DES RAPPORTS Sr AU COURS DES TEMPS GÉOLOGIQUES (MCARTHUR ET AL. 2012). A GAUCHE, REPRÉSENTÉE SUR L'ÉCHELLE DES TEMPS GÉOLOGIQUES. A DROITE, ZOOM SUR LE CÉNOZOÏQUE. LA BARRE JAUNE CONCERNE LE MIOCÈNE.-----	76
FIGURE 26: LES ÉLÉMENTS DU CHAMPS MAGNÉTIQUE TERRESTRE (PRÉVOT ET AL., 1977)-----	82
FIGURE 27: (A) DIAGRAMME DE ZIJDERVELD, DIAGRAMME STÉRÉOGRAPHIQUE, ET CONVENTIONS CORRESPONDANTES (MODIFIÉ DE POITOU (2008) ; (B) REPRÉSENTATION SCHÉMATIQUE DES RÉSULTATS DE DÉSAIMANTATION THERMIQUE PAR PALIERS (RICORDEL, 2007). LA DÉSAIMANTATION PAR CHAMP ALTERNATIF CORRESPOND AU MÊME PRINCIPE. CAS N°1 : COMPOSANTE C1 VERS L'ORIGINE. CETTE SEULE COMPOSANTE QUI EST DÉTRUITE CORRESPOND À LA COMPOSANTE PRIMAIRE. CAS N°2 : PRÉSENCE DE 2 COMPOSANTES : LA C1 CORRESPOND À LA DERNIÈRE COMPOSANTE ENREGISTRÉE. C2 CORRESPOND À LA COMPOSANTE D'ORIGINE OU ARD (RETOUR VERS L'ORIGINE). CAS N°3 : PAS DE RETOUR À L'ORIGINE CAR LA DÉSAIMANTATION N'A PAS ÉTÉ TOTALE.-----	85
FIGURE 28: RÉSULTAT DE L'ÉTUDE MAGNÉTOSTRATIGRAPHIQUE : EXEMPLE D'INTERPRÉTATION. L'ÉCHANTILLON FOR14FD-TC (AVEC TC=TECTONIC CORRECTED) PRÉSENTE DEUX COMPOSANTES. LA COMPOSANTE SUPPOSÉE PRIMAIRE (ALLANT VERS L'ORIGINE D'APRÈS LE DE DIAGRAMME DE KIRSCHVINK AU CENTRE) DONNE LA POLARITÉ ENREGISTRÉE LORS DU DÉPÔT.-----	86
FIGURE 29: LES CHARTES BIOPSTRATIGRAPHIQUES UTILISÉES DANS LE CADRE DE CETTE ÉTUDE. ELLES SONT CALBRÉES SUR GTS 2016. --	88

FIGURE 30: CHARTE EUSTATIQUE DE MILLER ET AL. (2005) À DROITE. COMPARAISON AVEC LA CHARTE EUSTATIQUE DE HAQ ET AL. (1987) ET DE ABREU ET AL. (1998). CES CHARTES ONT ÉTÉ INITIALEMENT RECALIBRÉES SUR LA CHARTE GTS2004 PAR LE SERVICE « BIOSTRATIGRAPHIE » DE TOTAL (CSTJF, PAU). UNE EXTRAPOLATION SUR LA CHARTE GTS2016 EST ICI PROPOSÉE PUISQUE LES ÂGES ONT SEULEMENT ÉTÉ AFFINÉS DEPUIS GTS2004. DOCUMENT INÉDIT FOURNI PAR TOTAL (MODIFIÉ). ----- 90

FIGURE 31: (A) LOCATION MAP OF THE WESTERN ALPINE FORELAND BASIN IN YELLOW (MAP FROM GOOGLE EARTH®) AND LOCALIZATION OF THE STUDY AREA. (B) SIMPLIFIED GEOLOGICAL MAP OF THE STUDY AREA CORRESPONDING TO THE SUBALPINE MASSIFS AND SOUTHERN JURA. THE STUDIED LOG SECTIONS ARE LOCALIZED (1 TO 35). (C) MIOCENE STRATIGRAPHY OF THE BAS-DAUPHINÉ BASIN (MODIFIED FROM KWASNIEWSKI, 2010). COMPARISON WITH ALLEN & BASS (1993) MIOCENE STRATIGRAPHY OF THE SOUTHERN JURA (RUMILY, CHAMBÉRY AND NOVALAISE AREAS) AND THE SWISS MOLASSIC BASIN STRATIGRAPHY. ----- 97

FIGURE 32: SEDIMENTARY FACIES OF WAVE-DOMINATED OFFSHORE TO SHOREFACE SEDIMENTARY ENVIRONMENTS. (A) BIOTURBATED SILTS WITH LATERALLY CONTINUOUS ACCUMULATION LEVELS OF BIG-SIZED MONOSPECIFIC OYSTERS (ARROW IN YELLOW, PROBABLY EX SITU) SUGGESTING DISTAL TEMPESTITES AND INTERPRETED AS F2 OFFSHORE DEPOSITS. (B) HCS INTERSTRATIFIED IN BIOTURBATED SILTS INTERPRETED AS F3 OFFSHORE TRANSITION DEPOSITS. (C) AND (D) AMALGAMATED OSCILLATION STRUCTURES INTERPRETED AS F4 SHOREFACE DEPOSITS; (D) CORRESPONDS TO THE MICROFACIES OF F4, SHOWING CALCARENITES VERY RICH IN BIOGENIC COMPONENTS: BR = BRYOZOAN; SH = BIVALVE SHELL; FB= BENTHIC FORAMINIFERA. ----- 105

FIGURE 33: SEDIMENTARY ARCHITECTURE AND FACIES OF WAVE-DOMINATED SHOREFACE TO FORESHORE SEDIMENTARY ENVIRONMENTS: PL = PLANAR LAMINATIONS; CB = CLINOFORM BOTTOMSETS; (A) PANORAMIC VIEW FROM THE CORBEL ROAD CLIFF. RED SURFACES REPRESENT MINOR SEQUENCE BOUNDARIES (POSSIBLY FOURTH OR FIFTH-ORDER) ON WHICH FORESHORE DEPOSITS ARE ONLAPPING. (B), (C), (D) AND (F) ARE CLOSE-UP VIEWS OF (A). (B) F4 AMALGAMATED OSCILLATION STRUCTURES ONLAPPING ON F6 BEACH BERMS; (D) IS A CLOSE-UP VIEW SHOWING F4 AND F6 GEOMETRICAL RELATIONSHIPS. (C) F5 FORESHORE (FOR EXAMPLE, BEACH) PLANAR LAMINATIONS OVERLAIN BY OBLIQUE STRATIFICATIONS FORMING CLINOFORMS THAT DIP 20° SOUTH-EASTWARD. (D) F6 BEACH BERM SHOWING OBLIQUE TANGENTIAL STRATIFICATION CORRESPONDING TO CLINOFORM BOTTOMSETS: B = BIOPERFORATION. (E) ANTIDUNES IN F5. RED DOTTED ARROWS SHOWS THE MIGRATION OF THE CRESTS IN THE SOUTH-WEST OPPOSITE CURRENT DIRECTION (NORTH-EAST). NOTE THE GENERAL DECREASE IN DIP ON THE FORWARD SLOPE, PASSING RAPIDLY AGAIN TO (SUB-) PLANAR LAMINATION. ANTIDUNES ARE ATTRIBUTED TO SUPERCRITICAL CURRENTS, INDUCING STATIONARY WAVE INTERFERENCES IN THE SWASH ZONE (POSSIBLY DURING RISING OR FALLING TIDES)... (SUITE) ----- 106

FIGURE 34: SEDIMENTARY FACIES OF THE FA5 OPEN-COAST SUBTIDAL SEDIMENTARY ENVIRONMENT; (A) OUTCROP SHOWING A F1, F7 AND F8 VERTICAL SUCCESSION WITH THE CORRESPONDING DETAILED PHOTOGRAPHS. (B) F1 BLUE MARLS. CLOSE-UP VIEW SHOWING HORIZONTAL BIOTURBATION (PLANOLITES). (C) F7 FACIES SHOWING SANDSTONE LENSES (LENTICULAR BEDDING): (D) AND (F) ARE CLOSE-UPS FOCUSING ON ONE OF THE MANY SANDSTONE LENSES FOUND IN THIS FACIES, WHICH ARE INTERPRETED AS COMBINED WAVE-FLOW RIPPLES. (D) SUB-SYMMETRICAL COMBINED WAVE-FLOW RIPPLE SHOWING UNIDIRECTIONAL FORESET PROGRADATION. NOTE, HOWEVER, THE SUCCESSIVE REACTIVATION SURFACES CUTTING THE FORESETS AND THE INCREASE IN LEEWARD SLOPE ANGULARITY, BOTH IMPLYING A PERVASIVE WAVE INFLUENCE DURING THE GENESIS OF THE RIPPLE: (F) IS A CLOSE-UP VIEW OF THE INNER ORGANIZATION OF THE WAVE-FLOW RIPPLE. NOTE THE PROMINENT INCREASE IN LEEWARD SLOPE ANGULARITY. (E) DETAILED CLOSE-UP OF A COMBINED WAVE-FLOW RIPPLE WITHIN F7. THE CROSS-CUT IS IN THE DIRECTION OF PROGRADATION. NOTE THE SUCCESSIVE REACTIVATION SURFACES (RED CURVED LINES) CUTTING THE FORESETS, THE BIDIRECTIONAL FORESET PROGRADATION (THUS INVOLVING TWO OPPOSITE CURRENT DIRECTIONS) AND THE PATTERN OF INTERMINGLED SILT AND CLAY DEPOSITS SUGGESTING RECURRENT HYDRODYNAMIC CHANGES DURING THE GENESIS OF THE COMBINED WAVE-FLOW RIPPLE; I.E. A POSSIBLE MODULATION BY TIDES AND A PERVASIVE INFLUENCE OF WAVES. (F) FORESET LAMINAE SHOWING A RECURRENT PATTERN OF SILT AND FINER-GRAINED (FOR EXAMPLE, MUD) DEPOSITS INVOLVING A POSSIBLE MODULATION BY TIDES. NOTE THE PROMINENT INCREASE IN LEEWARD SLOPE ANGULARITY AND THE REWORKING SURFACE AT TOP. (G) F8 WAVY BEDDING FACIES SHOWING ALTERNATIONS OF BIDIRECTIONAL SANDY RIPPLES AND WAVY, CENTIMETRE-THICK AND LATERALLY CONTINUOUS MUDDY LAYERS (I.E. FLUID MUD). RELATIVE MUD/SAND RATIO REPETITIVELY VARIES VERTICALLY: (H) IS A CLOSE-UP VIEW. (H) SYMMETRICAL RIPPLES IN RED. NOTE THAT THE FORESET LAMINAE CONTAIN LESS INTERTWINED MUD LAMINATIONS COMPARED WITH F7 RIPPLES SHOWN IN (C) TO (F). ----- 111

FIGURE 35: SEDIMENTARY FACIES OF THE FA6 OPEN-COAST INTERTIDAL SEDIMENTARY ENVIRONMENT. (A) OUTCROP SHOWING AN ALTERNATION OF F8 AND F9. F9 OVERLIES F8 WITH SHARP CONTACTS, WHEREAS THE F9 TO F8 TRANSITION IS PROGRESSIVE: (B) IS A CLOSE-UP VIEW OF F9. (B) F9 SANDSTONES. THE FLASER BEDDING PATTERN IS CONTINUOUS LATERALLY – PLURI DECAMETRE-SCALE, SEE (A). TOWARDS THE TOP, FLASER BEDDING FREQUENCY INCREASES AND BECOMES WAVIER: FL = FLASER BEDDING. (C)

GUTTER CAST BELOW F9 SHARP TRANSITION: GC = GUTTER CAST. (D) F10 RIDGES AND RUNNELS FACIES. ALTERNATION OF LATERALLY DISCONTINUOUS SANDSTONES (RIDGES) AND FINE-GRAINED HETEROLITHICS (RUNNELS). SANDSTONES GRADUALLY THIN-UP LATERALLY AND PASS TO FINE-GRAINED SEDIMENTS, LEADING TO A HETEROLITHIC FACIES: € IS A CLOSE-UP VIEW FOCUSING ON A RUNNEL. (E) F10 SANDSTONES IN A RIDGE. RECURRENT PATTERN OF ALTERNATION BETWEEN (SUB-PLANAR BEDDING WITH) AGGRADING SYMMETRICAL RIPPLES (OR HUMMOCK/SWALE STRUCTURES; HCS/SCS) AND BIDIRECTIONAL COMBINED WAVE-FLOW RIPPLES ACCRETING LATERALLY. (F) F10 HETEROLITHICS IN A RUNNEL SHOWING COMBINED WAVE-FLOW RIPPLES. NOTE (ABOVE THE RED SURFACE) THE CONTINUOUS REACTIVATION OF THE RIPPLES BY WAVES, THE PREDOMINANCE OF ONE CURRENT DIRECTION (TO THE EAST), AND THE PERVASIVE OCCURRENCE OF DOWNCUTTING IN THE BOTTOMSETS OF THE RIPPLES.----- 113

FIGURE 36: SEDIMENTARY FACIES OF THE FA7 SUBTIDAL SEDIMENTARY ENVIRONMENT. (A) F11 LARGE-SCALE TIDAL DUNE: (E) IS A CLOSE-UP VIEW ON THE BOTTOMSETS. (B) F11 LARGE-SCALE TIDAL DUNE INTERSTRATIFIED IN AF1 OFFSHORE DEPOSITS. RED ARROWS SHOWS A RECURRENT THICKNESS VARIABILITY OF THE CROSS-LAMINAE, WHICH WERE INTERPRETED AS TIDAL BUNDLES. (C) F12 MEDIUM-SCALE TIDAL DUNES. NORTHWARD-DIRECTED METRE-SCALE OBLIQUE TANGENTIAL FORESETS ON THE LONGITUDINAL VIEW: (D) CORRESPONDS TO THE ORTHOGONAL VIEW; (F) CORRESPONDS TO THE LONGITUDINAL VIEW TOO, 5 TO 10 M DOWNSTREAM FROM (C). (D) PLURI-METRIC TROUGH CROSS-BEDS (OR FESTOONS), ORTHOGONALLY TO THE NORTHWARD-DIRECTED TANGENTIAL CROSS-BEDS DEPICTED ON (C). (E) HETEROLITHIC DEPOSITS SHOWING BIDIRECTIONAL RIPPLES IN THE BOTTOMSETS OF THE TIDAL DUNE SHOWN IN (A). (F) F12 MEDIUM-SCALE TIDAL DUNES. METRE-SCALE SIGMOID-SHAPED CROSS-STRATA PROGRADING NORTHWARD, INTERPRETED AS TIDAL BUNDLES. (G) AND (H) TROUGH CROSS-BEDDING OF F13 SMALL-SCALE TIDAL DUNES. THIN DISCONTINUOUS CONGLOMERATIC LEVELS LOCALLY UNDERLINE THE CROSS-STRATIFICATIONS, AS WELL AS MUD AND ORGANIC MATTER DRAPES, LOCALLY AS DOUBLE DRAPES (BLACK ARROWS), AS SHOWN IN (H) CLOSE-UP VIEW... (SUITE)----- 114

FIGURE 37: SEDIMENTARY FACIES OF THE FA8 INTERTIDAL SEDIMENTARY ENVIRONMENT. (A) F15 SAND FLAT. PLURI-DECIMETRE OBLIQUE TANGENTIAL CROSS-BEDS: (B) IS A CLOSE-UP VIEW ON THE BOTTOMSETS OF THE MEGARIPPLES. (B) AMALGAMATED CENTIMETRE-SCALE TROUGH-CROSS BEDS INTERPRETED AS RUN-OFF RIPPLES IN THE TROUGH OF THE CROSS-BEDS SHOWN ON (A). (C) F16 MIXED-FLAT. REPETITIVE ALTERNATION BETWEEN SANDY LEVELS INCLUDING MUD CLASTS (AND CURRENT RIPPLES AT TOP) AND LENTICULAR BEDDING LEVELS SHOWING BIDIRECTIONAL CURRENT RIPPLES AS PINPOINTED IN THE CLOSE-UP VIEW. THE LOWEST PART OF PHOTOGRAPH (C) SHOWS OBLIQUE CROSS-BEDS (AS UNDERLINED BY THE MUD CLASTS, SEE BLACK DASHED LINE) LIKELY CORRESPONDING TO LATERAL ACCRETION IN A TIDAL CREEK. MC = MUD CLASTS. (D) F16 MIXED-FLAT. MILLIMETRE-SCALE RILL-MARKS. (E) F16 MIXED-FLAT. LOADCASTS. (F) F17 TIDAL CREEK. METRE-SCALE INCISION FILLED BY SANDSTONES INTERSTRATIFIED WITHIN F16 MIXED-FLAT HETEROLITHIC DEPOSITS. (G) AND (H) F17 TIDAL CREEK. METRE-SCALE INCISION WITHIN F15 SAND FLAT DEPOSITS FILLED BY SANDSTONES CONTAINING MUD CLASTS, AS SHOWN IN (H) CLOSE-UP VIEW. ----- 119

FIGURE 38: SEDIMENTARY FACIES OF THE FA9 RIVER-TO-TIDAL TRANSITION AND FA10 RIVER SEDIMENTARY ENVIRONMENTS WITH F19 BRAIDED-RIVER SYSTEM. (A) F18 RIVER-MOUTH. ONE-METRE DEEP GUTTER-CAST INFILLED BY OBLIQUE TANGENTIAL CROSS-STRATIFIED PEBBLES/COBBLES. THE GUTTER-CAST STRUCTURE IS EROSIONAL ON THE UNDERLYING F15 SAND FLAT DEPOSITS, SUGGESTING THAT FLUVIAL INPUTS WERE PERMANENTLY REWORKED BY TIDES. (B) F18 RIVER-MOUTH: MD = MUD DRAPE; L = LAG. ONE-METRE DEEP GUTTER-CAST INFILLED BY OBLIQUE TANGENTIAL CROSS-STRATIFIED SANDSTONES SHOWING MUD DRAPES IN THE BOTTOMSETS. THE GUTTER-CAST IS INTERSTRATIFIED WITHIN SANDSTONES AND CONGLOMERATES (AS LATERALLY SHEET-LIKE CONTINUOUS LEVELS) SUGGESTING FLUVIAL INPUTS. (C) AND (D) F18 RIVER-MOUTH. CO-EXISTENCE OF TIDAL DUNES (NORTHWARD-DIRECTED CROSS-BEDS WITH OPPOSITELY-DIRECTED RIPPLES) AND TROUGH-CROSS BED INDICATING A PERPENDICULAR DIRECTION OF CURRENTS LIKELY SUGGESTING RIVER INPUTS. (E) F18 RIVER-MOUTH: G = GUTTER; F = FLOODS. INTERMINGLED LATERALLY CONTINUOUS CONGLOMERATES AND TROUGH CROSS-BEDDED (= FESTOONS) SANDSTONES. THE RED SURFACE UNDERLINES THE ONSET OF THE CONGLOMERATIC F19 BRAIDED-RIVER SYSTEM. (F), (G) AND (H) F18 RIVER-MOUTH AT THE BASE AND F19 BRAIDED-RIVER DEPOSITS ABOVE THE RED SURFACE. NOTE THE PLURI-METRE GUTTER-LIKE EROSIONAL SURFACES, INFILLED BY OBLIQUE TANGENTIAL CROSS-STRATIFIED CONGLOMERATES: (G) AND (H) ARE CLOSE-UP VIEWS. CONGLOMERATES ARE INTERSTRATIFIED WITH SANDSTONES INCLUDING 5 TO 10 CM THICK LEVELS RICH IN CENTIMETRIC ANGULAR TO ROUNDED MUD CLASTS, AS SHOWN IN (F). OC = ORIENTED PEBBLES EMPHASIZING THE OBLIQUE TANGENTIAL CROSS-STRATIFICATIONS. ----- 121

FIGURE 39: SEDIMENTARY FACIES OF THE FA10 RIVER DEPOSITS AND F22 PALAEOSOIL. (A) AND (B) F19 BRAIDED-RIVER DEPOSITS (ABOVE THE RED SURFACE), SHOWING FLAT-LYING CLAST-SUPPORTED CONGLOMERATES THAT FORM UP THICK MASSIVE UNITS: (A) CORRESPONDS TO THE ORTHOGONAL SECTION AND SHOWS AN INFILLED CHANNEL INCISION AT THE BASE, PASSING UPWARD TO LOW-ANGLE TROUGH CROSS-BEDDED CONGLOMERATES; (B) CORRESPONDS TO THE LONGITUDINAL SECTION. SL = SANDSTONES LENSES CORRESPONDING TO LOCALLY PRESERVED FINER MATERIAL ONTO THE BARS OR IN THE DEACTIVATED CHANNELS BETWEEN THE

FLUVIAL BARS. (C) F19 BRAIDED-RIVER SYSTEM. NORMALLY-GRADED LEVELS OVERLAIN BY A PALAEOSOIL: Ps = PALAEOSOIL (F22). (D) F19 BRAIDED-RIVER SYSTEM. FLAT-LYING CLAST-SUPPORTED CONGLOMERATES MADE OF CLASTS OF VARIOUS SIZES (FROM PEBBLES TO BOULDERS) INDICATING FLOODS EVENTS, SHOWING WESTWARD-DIRECTED IMBRICATIONS: IM = IMBRICATION. (E) F22 PALAEOSOIL: R = ROOTLET. ----- 123

FIGURE 40: SEDIMENTARY FACIES OF THE FA11 GILBERT DELTA SEDIMENTARY ENVIRONMENT AND F25 EARTHQUAKE-DISTURBED LAYER. (A) F20 GILBERT DELTA SHOWING WESTWARD-DIRECTED FORESETS (FOR EXAMPLE, DELTAIC CLINOFORMS) OVERLYING FLAT-LYING CONGLOMERATES INTERPRETED AS F19 BRAIDED-RIVER SYSTEM. THIS SUCCESSION SUGGESTS THE CREATION OF GRADIENT SLOPE. (B) FLAT-LYING CONGLOMERATES INTERPRETED AS F19 BRAIDED-RIVER SYSTEM OVERLYING F20 GILBERT DELTA THAT DEPICTS NORTHWARD-DIRECTED FORESETS: (C) CORRESPONDS TO AN ORTHOGONAL VIEW. (C) IN THIS VIEW, F20 GILBERT DELTA NORTHWARD-DIRECTED FORESETS SHOWN IN (B) CORRESPOND TO FLAT-LYING CONGLOMERATES, WHICH INDICATE A PROGRADATION IN 2D. (D) 15 CM THICK POORLY SORTED PEBBLE LEVEL INTERSTRATIFIED IN F1 OFFSHORE DEPOSITS, INTERPRETED AS THE BOTTOMSETS OF A GILBERT DELTA (F21). (E) F25 EARTHQUAKE-DISTURBED LAYER. MATRIX-SUPPORTED AUTOCHTHONOUS DECIMETRE TO PLURI-METRE ANGULAR CLASTS. THE ORGANIZATION IS CHAOTIC BUT THE ORIGINAL STRATIFICATION IS PRESERVED. ----- 124

FIGURE 41 : DETAILED LOG SECTIONS OF THE MIOCENE MARINE SUCCESSIONS OF THE SOUTHERN JURA SYNCLINES AND THE SUBALPINE MASSIFS (LOCATIONS IN FIGURE 31). (A) KEY FOR THE SEDIMENTARY LOGS DISPLAYED IN (B) TO (F). SYNTHETIC TABLE OF FACIES AND FACIES ASSOCIATIONS, AND THE CORRESPONDING SEDIMENTARY ENVIRONMENTS. THE MIXED SEDIMENTARY ENVIRONMENTS ARE WAVE-TIDE (WT) AND RIVER-TIDE (RT), AND ARE HIGHLIGHTED BY LIGHT-GREY SHADING. THE DIFFERENT COLOURS USED TO DECIPHER THE FOUR DEPOSITIONAL MODELS ARE: (I) BLUE FOR THE WAVE-DOMINATED MODEL; (II) RED FOR THE MIXED WAVE-TIDE MODEL; (III) LIGHT-ORANGE FOR THE RIVER TO TIDAL MODEL; AND (IV) GREEN FOR THE GILBERT DELTA MODEL. SEDIMENTARY CAPTIONS FOR THE LOG SECTIONS ARE PRESENTED AT THE BOTTOM END OF THE FIGURE. (B) THE LOISIEUX SECTION, LOCALITY 13 IN FIGURE 31, FIGURE 44. (C) THE CHAILLES EST SECTION, LOCALITY 16 IN FIGURE 31, FIGURE 44. (D) THE GRÉSY SECTION, LOCALITY 4 IN FIGURE 31. (E) THE LA ROIZE SECTION, LOCALITY 20 IN FIGURE 31. (F) THE FOREZAN SECTION, LOCALITY 5 IN FIGURE 31. IN (B) TO (F), FROM LEFT TO RIGHT: LITHOLOGY, SEDIMENTARY STRUCTURES, FACIES AND FACIES ASSOCIATIONS, DEPOSITIONAL PROCESSES, DEPOSITIONAL MODELS, SEQUENCE STRATIGRAPHY. ----- 126

FIGURE 42: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ VALUES MEASURED ON SHELLS (PECTINIDS AND OYSTERS) OF THE STUDIED MIOCENE DEPOSITS. ACCORDING TO McARTHUR ET AL. (2012), VALUES HAVE BEEN NORMALIZED TO THE VALUE OF 0.710248 FOR THE NBS987 STANDARD AND UNCERTAINTIES ON THE MEAN AGE CORRESPOND TO THE UNCERTAINTY (AT 95% CONFIDENCE LEVEL) OF THE MEASUREMENTS (SAMPLE AND CORRESPONDING NBS STANDARDS) ADDED TO THE UNCERTAINTY ON THE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ MARINE CURVE (LOWESS VERSION 5). PROPAGATED UNCERTAINTIES ARE SHOWN AS STANDARD ERRORS OF THE MEAN VALUES. THE DIFFERENT COLOURS USED FOR THE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ DATA POINTS REFER TO THE SEQUENCE STRATIGRAPHICAL POSITION OF THE SAMPLES: DARK-ORANGE FOR THE S1 TRANSGRESSION; LIGHT-ORANGE FOR THE S1 REGRESSION; DARK-BLUE FOR THE S2 TRANSGRESSION; LIGHT-BLUE FOR THE S2 REGRESSION; AND GREEN FOR THE S3 TRANSGRESSION. THE RED ARROWS OUTLINE THE DATING UNCERTAINTIES CALCULATED FOR THE TRANSITIONS SPANNING TWO SUCCESSIVE STRATIGRAPHICAL SEQUENCES. THIS TIME INTERVAL THEREFORE RESULTS FROM THE OVERLAPPING ERROR BARS OF $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ VALUES BELONGING TO THE DIRECTLY UNDERLYING AND OVERLYING SEQUENCES. DIAMOND-SHAPE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ DATA POINTS REFER TO SAMPLES BELONGING TO THE EARLIEST TRANSGRESSIVE LEVELS. RED-LABELLED FOR6 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ VALUE UNDERLINES AN INCONSISTENT VERTICAL STRATIGRAPHICAL SUCCESSION (WITH A PRESUMABLY REWORKED SHELL). CORRESPONDING LOG SECTIONS OF THE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ DATA ARE SHOWN IN LIGHT-GREEN FOR THE EXTERNAL SUBALPINE CHAINS AND DARK-GREEN FOR THE JURA CHAIN (SEE FIGURE 31 FOR THE LOCALIZATION OF LOG SECTIONS). THE TWO RIGHT-MOST COLUMNS CORRESPOND TO THE MIOCENE EUSTATIC CURVE OF MILLER ET AL. (2005) AND THE CORRESPONDING GEOCHRONOLOGICAL CALIBRATION OF THE GRADSTEIN ET AL. (2004) EUSTATIC CURVE. BLUE ARROWS SHOW THE EUSTATIC SEA-LEVEL RISES DEPICTED BY MILLER ET AL. (2005). ----- 132

FIGURE 43: DEPOSITIONAL MODELS BASED ON THE MIOCENE MARINE SUCCESSIONS OF THE SOUTHERN JURA SYNCLINES AND THE SUBALPINE MASSIFS: FWWB = FAIR-WEATHER WAVE BASE; SWWB = STORM-WEATHER WAVE BASE. (A) WAVE-DOMINATED DEPOSITIONAL MODEL. (B) MIXED WAVE-TIDE DEPOSITIONAL MODEL. (C) RIVER TO TIDAL DOMINATED DEPOSITIONAL MODEL. (D) RIVER-DOMINATED GILBERT DELTA DEPOSITIONAL MODEL. ----- 134

FIGURE 44: PALAEO-LANDSCAPE RECONSTRUCTIONS BASED ON THE SUBCROP MAP OF THE BASAL MIOCENE DISCONFORMITY. THIS MAP WAS CREATED BY REPORTING ALL STRATIGRAPHICAL CONTACTS OF THE BASAL MIOCENE OBSERVED IN THE FIELD IN ADDITION TO THOSE PRESENTED IN THE 1/50 000 GEOLOGICAL MAPS (SEE BRGM WEBSITE: [HTTP://INFOTERRE.BRGM.FR/](http://infoterre.brgm.fr/)). (A) SUBCROP MAP

IN THE SOUTHERN JURA SYNCLINES, SUBALPINE MASSIFS AND BAS-DAUPHINÉ BASIN AREA: (B) IS AN INTERPRETED CLOSE-UP FOCUSING ON THE SOUTHERN JURA SYNCLINES AREA. (B) SUBCROP MAP IN THE SOUTHERN JURA SYNCLINES SHOWING EAST–WEST INCISED VALLEYS AT THE WESTERN PART OF THE AREA: (C) AND (D) ARE RECONSTRUCTED GEOLOGICAL CROSS-SECTIONS PRECEDING THE MIOCENE MARINE TRANSGRESSION. (C) EAST–WEST RECONSTRUCTED GEOLOGICAL CROSS-SECTION IMPLYING A 1° GENTLE SLOPE (DIPPING TO THE EAST), ON WHICH THE MIOCENE SEDIMENTS ONLAPPED. (D) NORTH–SOUTH RECONSTRUCTED GEOLOGICAL CROSS-SECTION SHOWING EAST–WEST INCISED VALLEYS.-----	138
FIGURE 45: FORELAND BASIN SYSTEM ZONATION (MODIFIED FROM DeCELLES & GILES, 1996).-----	140
FIGURE 46: PROGRADING GILBERT DELTA FORESETS OVERLYING BRAIDED RIVER DEPOSITS IN THE PROXIMAL DEPOZONE (SECTION 22, LOCATION IN FIGURE 31), INVOLVING AN ABRUPT STEEPENING OF THE SLOPE CONTROLLED BY TECTONIC ACTIVITY COEVAL INCREASE OF SEAWATER DEPTH (EUSTATIC-DRIVEN OR FLEXURAL-DRIVEN, OR BOTH OF THEM).-----	141
FIGURE 47: MODEL OF A VERTICAL SEDIMENTARY SUCCESSION DURING A THIRD-ORDER SEQUENCE IN THE DISTAL DEPOZONE AND ITS PROXIMAL DEPOZONE RELATIVE, WITH EMPHASIS ON THE PREDOMINANT HYDRODYNAMIC PROCESSES OCCURRING DURING THE TRANSGRESSIVE AND REGRESSIVE SYSTEM TRACTS. LEGEND AS IN FIGURE 41A.-----	143
FIGURE 48: MODEL DEALING WITH THE EVOLUTION OF SEDIMENTARY PROCESSES CHANGES DURING THIRD-ORDER INFILL SEQUENCES (OF THE OVERFILLED PHASE) IN PERIPHERAL FORELAND BASINS. THESE RESULTS ARE COMPARED WITH THE RHODANO–PROVENCAL MOLASSIC BASIN (SOUTH-EAST FRANCE; DEMARCO, 1962; RUBINO ET AL., 1990; CRUMEYROLLE ET AL., 1991; BESSON ET AL., 2002, 2005; JAMES ET AL., 2014), THE EBRO BASIN (NORTHERN SPAIN; ANADÓN ET AL., 1986; BURNS ET AL., 1997; LÓPEZ-BLANCO ET AL., 2000; CABELLO ET AL., 2010) AND THE WESTERN INTERIOR SEAWAY OF NORTH AMERICA OR WISNA (UTAH, UNITED STATES; PLINK-BJÖRKLUND ET AL., 2008; PLINK-BJÖRKLUND, 2012; STEEL ET AL., 2012; SCHWANS, 1995; VAN WAGONER, 1995; YOSHIDA ET AL., 2007).-----	145
FIGURE 49: SITUATION DES DONNÉES UTILISÉES /PRÉSENTÉS AU COURS DU CHAPITRE STRUCTURAL : LES DONNÉES DE PUIITS, LES PROFILS SISMIQUES, LES COUPES STRUCTURALES PRÉSENTÉES ET COUPES RÉGIONALES. [1] = RÉCAPITULATIF DES SONDAGES EN ANNEXE 3 ; [2] = COUPES RÉGIONALES PRÉSENTÉES EN FIGURE 69 ; [3] = COUPE DE RENCUREL PRÉSENTÉE EN FIGURE 57 , [4] = COUPE STRUCTURALE DE LA BORDURE ORIENTALE DES ARAVIS PRÉSENTÉE EN FIGURE 56 ; [5] = COUPES SÉRIÉES DU MASSIF DE MOUCHEROTTE ET DU SUD-EST DE LA CHARTREUSE PRÉSENTÉES EN FIGURE 53 ; [6] = COUPES SÉRIÉES DES COLLINES BORDIÈRES DU GRÉSIVAUDAN PRÉSENTÉES EN FIGURE 55. LES POINTS NOIRS INCLUS DANS LES CADRES EN ORANGE CORRESPONDENT AUX DONNÉES DE TERRAIN.-----	152
FIGURE 50: LA ZF1 EN CHARTREUSE. MG = MONT GARNIER; NE = NÉRON ; PR= SYNCLINAL DE PROVEYZIEUX; RA = CHAÎNON DU RATZ; OU= OUTHERANS; VG = VALLÉE DU GRÉSIVAUDAN;-----	155
FIGURE 51: PROFILS SISMIQUES DU SYNCLINAL DE RUMILLY ET DU BASSIN MOLASSIQUE GENEVOIS. DU SUD AU NORD : 88SV01, 88SV02-HR528, 88SV03, 88SV05, 88SV06, 88SV07-HR535. INTERPRÉTATIONS DES LIGNES SISMIQUES À L'AIDE DES DONNÉES DE SURFACE ET DES DONNÉES DE PUIITS : SV101, SV106, SV107, SV108, LTA-1, CHY-1, SLV-1, SLV-2, HU2 (VOIR ANNEXE 4, ANNEXE 5, ANNEXE 6, ANNEXE 7, ANNEXE 8, ANNEXE 9).-----	157
FIGURE 52: PHOTOS DE TERRAIN ET D'AVION DE L'ÉVOLUTION DE LA ZONE DE FAILLE N°1 (ZF1) ENTRE LE VERCORS SEPTENTRIONAL ET LA CHARTREUSE MÉRIDIONALE. M= MIOCÈNE ; CSUP= CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ; CI= CRÉTACÉ INFÉRIEUR ; URG= URGONIEN. SUR LES PHOTOS : STRATIFICATION EN POINTILLÉS BLANCS ET FAILLES CHEVAUCHANTES EN ROUGE; (A) SITUATIONS GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DES POINTS DE VUES B À I (TRIANGLES ROUGES). (B, C) LE NÉRON ET L'ANTICLINAL DE SASSENAGE, VUE D'AVION DEPUIS LE N : LE SYNCLINAL DU NÉRON CHEVAUCHANT UN SYNCLINAL À CŒUR DE MIOCÈNE (SYNCLINAL DE PROVEYZIEUX). ON RETROUVE LA ZF1 AU-DELÀ DE LA CLUE DE L'ISÈRE, QUI FAIT CHEVAUCHER LE MASSIF DE MOUCHEROTTE AU-DESSUS DU PLI-FAILLE DE SASSENAGE (VOIR I POUR ZOOM). (D) LE NORD DU COL DE L'ARC, AU SUD DU MASSIF DE MASSIF DE MOUCHEROTTE : CHEVAUCHEMENT DE L'URGONIEN PLISSÉ (VOIR F POUR ZOOM) SUR LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR NON PLISSÉ, PERMETTANT DE SITUER LE PASSAGE PROBABLE DE LA ZF1. LE SUD DU COL DE L'ARC PERMET DE MIEUX OBSERVER LE PLI (VOIR E) : L'URGONIEN FORME EN RÉALITÉ UN PLI-COUCHÉ DÉVERSÉ VERS L'OUEST, RÉSULTANT PROBABLEMENT D'UN CROCHON AU-DESSUS DE LA ZF1... (SUITE)	158
FIGURE 53: COUPES SÉRIÉES DES BORDURES ORIENTALES DU VERCORS SEPTENTRIONALE ET DE LA CHARTREUSE MÉRIDIONALE : EVOLUTION DANS L'ESPACE DE LA ZONE DE FAILLE N°1. VOIR FIGURE 52 ET FIGURE 54 POUR PHOTOS.-----	161
FIGURE 54: PHOTOGRAPHIES DE LA KLIPPE DU PIEU, AU SUD DE GRENoble. JC= JURASSIQUE SUPÉRIEUR CALCAIRE ; JM= JURASSIQUE SUPÉRIEUR MARNEUX. (A) KLIPPE DU PIEU, VUE DU NORD. DÉDOUBLEMENT DE LA SÉRIE JURASSIQUE ; (B) CARTOGRAPHIE EN RELIEF DE LA BORDURE ORIENTALE DU VERCORS. EN TRIANGLES ROUGES, GÉOLOCALISATION ET ANGLES DES POINTS DE VUES DE LA	

PLANCHE ; (C) LES TERRAINS ALLOCHTONES DE LA KLIPPE DU PIEU. ZOOM SUR LES CHARNIÈRES ANTICLINALES AU TOIT DE LA ZF1, DU JM (D) ET DU Jc (E). -----	164
FIGURE 55: COUPES SÉRIÉES DES COLLINES BORDIÈRES DE LA VALLÉE DU GRÉSIVAUDAN (MODIFIÉ DE BARFÉTY & GIDON, 1996)-----	166
FIGURE 56: COUPE SYNTHÉTIQUE DE LA BORDURE ORIENTALE DES ARAVIS (REDESSINÉ DE GIDON (2004); VOIR PAGE « UGINE » DU SITE WEB: GEOL.ALP.COM). LA PROLONGATION NORD DE LA ZF1 MISE EN ÉVIDENCE LE LONG DES COLLINES BORDIÈRES DU GRÉSIVAUDAN, PLUS AU SUD (ENCADRÉ NOIR, * VOIR FIGURE 55), CORRESPOND ICI À UNE ZONE DE CISAILLEMENT QUI AFFECTE PRINCIPALEMENT LE LIAS ET LE DOGGER. -----	167
FIGURE 57: LA ZONE DE FAILLE N°2 (ZF2) DANS LE VERCORS. LES MESURES DE PENDAGES SONT PROJETÉES LE LONG DE LA COUPE SELON UN AXE ORTHOGONAL AU TRAIT DE COUPE (OUTILS QPROF, QGIS). SUR LES PHOTOS : STRATIFICATION EN POINTILLÉS BLANCS ET FAILLES CHEVAUCHANTES EN ROUGE ; (A) SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA COUPE PRÉSENTÉE. (B) LA ZF2 VUE D'AVION, DEPUIS LE SUD-OUEST. (C) COUPE STRUCTURALE W-E DE LA ZF2. A LA FAILLE PRINCIPALE, D'EST EN OUEST, S'AJOUTE UN ACCIDENT MINEUR ET UN ACCIDENT PLUS IMPORTANT AU REJET HECTOMÉTRIQUE. (D) ZF2 À L'AFFLEUREMENT LE LONG DE LA D103. URGONIEN CHEVAUCHANT LE MIOCÈNE. (E) ANTICLINAL DE FAILLE DE LA ZF2. -----	169
FIGURE 58: PROFILS SISMIQUES 91CHA1 ET 91CHA2 (LIGNES PUBLIÉES DANS DEVILLE, 2020). L'INTERPRÉTATION EST PROPOSÉE À L'AIDE DES DONNÉES DE PUIITS PA-1, ET DES DONNÉES EN SURFACE. (A) SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DES LIGNES INTERPRÉTÉES. (B) PLAN DE POSITION PRÉCIS DES LIGNES SISMIQUES 91CHA01, 91CHA02 EN CDP (COLLECTION EN POINT MIROIR COMMUN) SUR CARTES GÉOLOGIQUES AU 1/50000 (MODIFIÉ DE DEVILLE ET AL, 1992). (D) PROFONDEUR ESTIMÉE À PARTIR DES DONNÉES DE PUIITS PA-1. LES POINTS BLANCS INDIQUENT OU LES REJETS ONT ÉTÉ CALCULÉS. -----	170
FIGURE 59: (A) CONTEXTE DE LA FAILLE 2A. LES POINTS BLANCS INDIQUENT OU LES REJETS ONT ÉTÉ CALCULÉS. CS= CHARMANT SOM ; EP= CHAÎNE DE L'ÉPINE ; GC= GRAND COLLOMBIER ; GF= GROS FOUG ; RA= CHAINON DU RATZ ; TO= MONT TORUNIER ; OU= ANTICLINAL D'OUTHERANS; VG= VALLÉE DU GRÉSIVAUDAN; (B ET C) FAILLE 2A ET ANTICLINAL DU GROS FOUG VISIBLE DANS LE PROFIL SISMIQUE 88SV02 (B) ET 88SV01 (C). -----	173
FIGURE 60: PROFIL SISMIQUE 91VER01 (LIGNES PUBLIÉE DANS DEVILLE, 2020). L'INTERPRÉTATION EST PROPOSÉE À L'AIDE DES DONNÉES DE PUIITS BR-1, ET DES DONNÉES EN SURFACE. (A) SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DES LIGNES INTERPRÉTÉES. (B) PLAN DE POSITION PRÉCIS DES LIGNES SISMIQUES EN CDP (COLLECTION EN POINT MIROIR COMMUN) SUR CARTES GÉOLOGIQUES AU 1/50000 (MODIFIÉ DE DEVILLE ET AL., 1992). (C ET D) INTERPRÉTATIONS. PRÉSENCE DES ZF2, ZF3, ZF4 ET ZF5 ? . -----	175
FIGURE 61: PROFIL SISMIQUE 82SE01-91VER02 (LIGNES PUBLIÉES DANS DEVILLE, 2020). L'INTERPRÉTATION EST PROPOSÉE À L'AIDE DES DONNÉES DE PUIITS SL2, SLF2, ET DES DONNÉES EN SURFACE. LES PUIITS BB1 ET GVA1 SONT PROJETÉS ET UTILISÉS À TITRE INFORMATIF. (A) SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DES LIGNES SISMIQUES INTERPRÉTÉES. MM= MONTS-DU-MATIN (B) PLAN DE POSITION PRÉCIS DES LIGNES SISMIQUES EN CDP SUR CARTES GÉOLOGIQUES AU 1/250000 ET 1/50000 (MODIFIÉ DE IFF, 1991). (C) INTERPRÉTATIONS. PRÉSENCE DES ZF2, 3, 4 ET 5, ET ZF0 ? -----	177
FIGURE 62: TRANSECTS SE-NW DU BAS-DAUPHINÉ À PARTIR DES DONNÉES DE PUIITS. -----	181
FIGURE 63: PROFIL SISMIQUE 88MEX-1. L'INTERPRÉTATION EST PROPOSÉE À L'AIDE DES DONNÉES DE PUIITS BLY-101 PROJETÉ, ET DES OBSERVATIONS EN SURFACE. (A, B) SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA LIGNE INTERPRÉTÉE. (B) INTERPRÉTATION DE 88MEX-01 (HUET, 2018) -----	181
FIGURE 64: LES DÉCROCHEMENTS DEXTRES (EN BLEU) DE LA CHARTREUSE. ADAPTÉ DE GIDON (1990) -----	183
FIGURE 65: LES FAILLES DÉCROCHANTES DE LA CHARTREUSE. (A) LOCALISATION DES SITES M452, M425. VOIR E POUR LES SITES M427, M428, M430, M435. (B) LA FAILLE DES BALMES (DÉCROCHEMENT DEXTRE) D'ORIENTATION N60 À N73 VUE DEPUIS LE SUD-OUEST. (C) MIROIR DE FAILLE DE LA FAILLE DES BALMES. N73, 80°N. LOCALISATION, POINT M452 EN A. ZOOM SUR LES STRIES EN C. (D) STRIES PLONGEANT DE ~10° VERS LE SUD ET PRÉSENTANT DES CRITÈRES MICROTECTONIQUES INDIQUANT UN MOUVEMENT DEXTRE. (E) LOCALISATION DES POINTS D'OBSERVATIONS M427, M428, M430, M435 RÉALISÉS AU SUD DE ST-LAURENT-DU-PONT. CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE EN A. -----	185
FIGURE 66 : APERÇU DE L'HÉRITAGE DES PHASES EXTENSIVES DANS LA ZONE D'ÉTUDE. FAILLES NORMALES JURASSIQUES EN BLEU, CRÉTACÉES EN VERT, OLIGOCÈNES EN ROSE. CO=CONEST ; GC= GRAND CERF ; MM= MONTS-DU-MATIN; MT= MONT TOURNIER. (A) CADRE GÉOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE. [SAINT-NAZAIRE-EN-ROYANS*] POUR LOCALISATION DE LA FIGURE 67. (B) FAILLE NORMALE DU MONT TOURNIER (ENAY ET AL., 1976) ; (C) FAILLE NORMALE OBSERVÉE GRÂCE AU PROFIL SISMIQUE 91VER01 (FIGURE 60) ; (D) FAILLES NORMALES OBSERVÉES GRÂCE AU PROFIL SISMIQUE 82SE01-91VER02 (FIGURE 61) ; (E) PALÉO-FAILLE NORMALE LIASIQUE PROBABLE EN BORDURE EST DE BELLEDONNE EXTERNE. COUPE PROPOSÉE PAR DUMONT ET AL. (2008) COÏNCIDE AVEC NOS OBSERVATIONS. BCI= BASEMENT-COVER-INTERFACE ; (F) FAILLE NORMALE DU PAS DE L'OEILLE D'ÂGE	

CRÉTACÉ SUPÉRIEUR (GIDON, 1995) ; (G) FAILLE NORMALE AU COL DE BELLEFOND, 4KM AU NORD DE LA DENT DE CROLLES, EN BORDURE ORIENTALE DE LA CHARTREUSE : REMPLISSAGE SYN-SÉDIMENTAIRE DE L'APTIEN (CRÉTACÉ INFÉRIEUR) (GIDON, 1992).

-----	188
FIGURE 67: VUE VERS LE NORD DU GRABEN À REMPLISSAGE EOCÈNE DE ST-NAZAIRE-EN-ROYANS (KWASNIEVSKI, 2010). LOCALISATION DE ST-NAZAIRE-EN-ROYANS EN FIGURE 66A. -----	188
FIGURE 68: SCHÉMA STRUCTURAL DÉTAILLÉ DE LA ZONE D'ÉTUDE. PRÉSENTATION DES 5 ZONES DE FAILLES IDENTIFIÉES, DU CHEVAUCHEMENT DE BELLEDONNE INTERNE (AM), DU SALÈVE (SAL) ET DU JURA (J). AR= ARAVIS ; CO= CONEST ; EP= EPINE ; GC= GRAND COLOMBIER ; GM= GRANDE MOUCHEROLLE ; GF= GROS Foug ; MD= MONTS-D'OR ; MM= MONTS-DU-MATIN ; MO= MOUCHEROTTE ; PO= POLIÉNAS ; OU= OUTHERANS ; RA= RATZ ; RO= ROYANS ; SA= SALÈVE ; SAS= SASSENAGE ; SE= SEMNOZ ; VG= VALLÉE DU GRÉSIVAUDAN ; VU= VUACHE. -----	193
FIGURE 69: COUPES STRUCTURALES RÉGIONALES DE LA ZONE D'ÉTUDE ET LOCALISATION DES SOMMETS CITÉS. PRÉSENTATION DES 5 ZONES DE FAILLES IDENTIFIÉES, DU CHEVAUCHEMENT DE BELLEDONNE INTERNE (AM), DU SALÈVE (SAL) ET DU JURA (J). -----	197
FIGURE 70: LE MIOCÈNE DES MASSIFS SUB-ALPINS, DU JURA MÉRIDIONAL, DU BAS-DAUPHINÉ ET DE LA BRESSE : PRÉSENTATION DES 12 SOUS-ZONES -----	205
FIGURE 71: COMPARAISON DE LA DIFFÉRENCE DE $\Delta^{13}\text{C}$ MESURÉE ENTRE LES DUPLICATAS ET LA DIFFÉRENCE DU RAPPORT $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ OBTENUE ENTRE LES DUPLICATAS (2FOR1, ALC3, GRE6, LMF4, SCOUZ4, 2VDF1, L'ANNEXE 12). L'ÉCHANTILLON ISOLÉ CORRESPOND À L'ÉCHANTILLON 2FOR1. -----	206
FIGURE 72: COMPARAISON ENTRE LES MESURES OBTENUES SUR LES DUPLICATAS ET LES DUPLIQUÉS : DIFFÉRENCE DE $\Delta^{13}\text{C}$ VS DIFFÉRENCE DES VALEURS DE ^{87}Sr ENTRE LE DUPLICATA ET LA MESURE INITIALE (2FOR1, ALC3, GRE6, LMF4, SCOUZ4, 2VDF1, L'ANNEXE 12) -----	207
FIGURE 73: PRÉSENTATION DES RÉSULTATS DES ANALYSES ISOTOPIQUES DES ÉLÉMENTS STABLES: $\delta^{18}\text{O}$ VS $\delta^{13}\text{C}$ (‰). LES POINTS ROUGES CONCERNENT LES ÉCHANTILLONS INCOHÉRENTS STRATIGRAPHIQUEMENT. $\Delta^{13}\text{C} > \text{à } -1\text{‰}$ (ZONE BLEUE): ZONE DE CONFIANCE MAXIMUM, ORIGINE PRIMAIRE DU SIGNAL $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. $\Delta^{13}\text{C}$ ENTRE -1‰ ET -5‰ (ZONE ORANGE): ÉCHANTILLONS CONSIDÉRÉS À RISQUE. $\Delta^{13}\text{C} < \text{à } -5\text{‰}$ (ZONE ROUGE) : ÉCHANTILLONS À EXCLURE. LES ÉCHANTILLONS NOMMÉS SONT LES ÉCHANTILLONS DUPLIQUÉS (FIGURE 71, FIGURE 72) -----	208
FIGURE 74: DONNÉES D'ÂGES STRONTIUM ET ÂGES DES SÉQUENCES TRANSGRESSIVES DES ZONES A ET C. LA COULEUR DU FOND DES TRIANGLES INDIQUE LA SÉQUENCE STRATIGRAPHIQUE DANS LAQUELLE L'ÉCHANTILLON A ÉTÉ PRÉLEVÉ (EXEMPLE : BLEU FONCÉ = S2A). LES TRIANGLES VERS LE HAUT INDIQUENT LA PARTIE TRANSGRESSIVE DE LA SÉQUENCE, CEUX VERS LE BAS CELLE RÉGRESSIVE. LES TRIANGLES AVEC UN CONTOUR ROUGE SONT CEUX PRÉLEVÉS À 0-10M DE LA LIMITE DE SÉQUENCE. LES BANDES HORIZONTALES DE COULEUR CORRESPONDENT AUX ÂGES RETENUS POUR LES CORTÈGES TRANSGRESSIFS AVEC LEURS MARGES D'ERREUR (VALEURS EN ROUGE À DROITE). LES BARRES D'INCERTITUDES EN NOIR GRAS CORRESPONDENT AUX DONNÉES PRISES EN COMPTE POUR LE CALCUL DE LE MOYENNE. -----	210
FIGURE 75: ÂGES STRONTIUM DES ZONES B ET D. LA COULEUR DES TRIANGLES INDIQUE LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DANS LAQUELLE L'ÉCHANTILLON A ÉTÉ PRÉLEVÉ (EXEMPLE : TRIANGLE BLEU FONCÉ VERS LE HAUT = CORTÈGE TRANSGRESSIF DE LA S2A). LES TRIANGLES QUI POSSÈDENT UN CONTOUR ROUGE CONCERNENT LES ÉCHANTILLONS PRÉLEVÉS À 0-10M DE LA LIMITE DE SÉQUENCE. LES BARRES D'INCERTITUDES EN NOIR GRAS CORRESPONDENT AUX DONNÉES PRISES EN COMPTE POUR LE CALCUL DE LA MOYENNE. -----	211
FIGURE 76: ÂGES STRONTIUM DES ZONES E ET G. LA COULEUR DES TRIANGLES INDIQUE LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DANS LAQUELLE L'ÉCHANTILLON A ÉTÉ PRÉLEVÉ (EXEMPLE : TRIANGLE BLEU FONCÉ VERS LE HAUT = CORTÈGE TRANSGRESSIF DE LA S2A). LES TRIANGLES QUI POSSÈDENT UN CONTOUR ROUGE CONCERNENT LES ÉCHANTILLONS PRÉLEVÉS À 0-10M DE LA LIMITE DE SÉQUENCE. LES BARRES D'INCERTITUDES EN NOIR GRAS CORRESPONDENT AUX DONNÉES PRISES EN COMPTE POUR LE CALCUL DE LA MOYENNE. -----	213
FIGURE 77: SYNTHÈSE DES DATATIONS STRONTIUM DES CORTÈGES TRANSGRESSIFS DANS LES 12 SOUS-ZONES DU MIOCÈNE DE LA ZONE D'ÉTUDE. -----	215
FIGURE 78: RÉSULTATS DES DATATIONS MAGNÉTOSTRATIGRAPHIQUES -----	217
FIGURE 79: SYNTHÈSE DE LA BIOSTRATIGRAPHIE DU MIOCÈNE DES MASSIFS SUB-ALPINS, DU JURA MÉRIDIONAL, DU BAS-DAUPHINÉ ET DE LA BRESSE. -----	221
FIGURE 80: DÉCOUPAGE SÉQUENTIEL-TYPE DU MIOCÈNE DE LA ZONE D'ÉTUDE. -----	224

FIGURE 81: TABLEAU COMPARATIF DU DÉCOUPAGE SÉQUENTIEL-TYPE DU MIOCÈNE PROPOSÉ DANS CETTE ÉTUDE ET LES DÉCOUPAGES LITHOSTRATIGRAPHIQUES PRÉSENTÉS DANS LA LITTÉRATURE DANS CHACUNE DES 12 SOUS-ZONES. -----	226
FIGURE 82: LÉGENDE GÉNÉRALE DES COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES -----	228
FIGURE 83: CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA ZONE A ET PRÉSENTATION DES POINTS DE CONTRÔLES. *VOIR ANNEXE 17. -----	229
FIGURE 84: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE SYNTHÉTIQUE DE LA ZONE A: LES SYNCLINAUX DE RUMILLY-CHAMBÉRY. CONSTRUCTION DE LA COUPE À PARTIR DES POINTS DE CONTRÔLES QUI FIGURENT À DROITE : VOIR FIGURE 83 POUR LEURS CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET ANNEXE 17 POUR LES POINTS GPS, LES DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES, CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ET LES INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. LES ÉTOILES DE COULEURS REPRÉSENTENT LES DONNÉES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES DISPONIBLES. VOIR FIGURE 82 POUR LÉGENDE COMPLÈTE. → -----	230
FIGURE 85: LES SABLES TRANSGRESSIFS DE LA SÉQUENCE 3. (A) COUPE DE FORÉZAN N°5. PROGRADATION BRUTALE D'UNE DUNE SUR LES DÉPÔTS INTERTIDIAUX SOUS-JACENTS. (B) COUPE DE GRÉSY-SUR-AIX N°4 : LA MÊME SUCCESSION VISIBLE EN (A) EST OBSERVÉE. EN REVANCHE, LES DÉPÔTS TRANSGRESSIFS SONT INCISÉS PAR UN CHENAL DE 10M DE LARGE. L'INCISION AFFECTE MÊME LES DÉPÔTS INTERTIDIAUX DE LA S2B. -----	234
FIGURE 86: CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA ZONE B ET PRÉSENTATION DES POINTS DE CONTRÔLES. *ANNEXE 26. --	235
FIGURE 87: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE SYNTHÉTIQUE DE LA ZONE B. CONSTRUCTION DE LA COUPE À PARTIR DES POINTS DE CONTRÔLES QUI FIGURENT À DROITE : VOIR FIGURE 86 POUR CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET ANNEXE 26 POUR POINTS GPS, LES DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES, CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, ET INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. VOIR FIGURE 82 POUR LÉGENDE COMPLÈTE. -----	236
FIGURE 88: TRANSECT NNE-SSE DES COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES DE LA ZONE B. ILLUSTRATION DE L'HYPOTHÈSE DE DÉPÔTS DELTAÏQUES AU SUD (SECTION N°12) VS GILBERT DELTA PROBABLE AU NORD (SECTION N°10). -----	238
FIGURE 89: CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA ZONE C ET PRÉSENTATION DES POINTS DE CONTRÔLES. *VOIR ANNEXE 30. -----	240
FIGURE 90: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE SYNTHÉTIQUE DE LA ZONE C. CONSTRUCTION DE LA COUPE À PARTIR DES POINTS DE CONTRÔLES QUI FIGURENT À DROITE : VOIR FIGURE 89 POUR CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET ANNEXE 30 POUR POINTS GPS, LES DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES, CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ET INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. -----	241
FIGURE 91: CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DES ZONES D ET E ET PRÉSENTATION DES POINTS DE CONTRÔLES.*VOIR ANNEXE 39 POUR ZONE D ET ANNEXE 16 POUR ZONE E. -----	244
FIGURE 92: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE SYNTHÉTIQUE DE LA ZONE D. CONSTRUCTION DE LA COUPE À PARTIR DES POINTS DE CONTRÔLES QUI FIGURENT À DROITE : VOIR FIGURE 91 POUR CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET ANNEXE 39 POUR POINTS GPS, LES DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES, CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ET INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. VOIR FIGURE 82 POUR LÉGENDE COMPLÈTE. -----	245
FIGURE 93: PHOTOS DE FACIÈS DES DÉPÔTS MIOCÈNES DU SYNCLINAL DE VOREPPE (ZONE D). (A) DUNES SUBTIDALES DU CORTÈGE TRANSGRESSIF S2B. LA PERSONNE MESURE 1M80. TAILLE DES FORESETS ESTIMÉES ENTRE 1M ET 1M50 DE HAUT. RIDES ASYMÉTRIQUES, PARFOIS BI-DIRECTIONNELLES, ET DÉPÔTS D'ARGILES DANS LES BOTTOMSETS (VOIR ZOOM EN BAS À GAUCHE). DIRECTIONS DE PROGRADATIONS N-S. (B) CORTÈGE RÉGRESSIF DE LA S3. ATTENTION À L'EFFET DE PERSPECTIVE TRÈS MARQUÉ À CAUSE DU RECUIL DE LA FALAÏSE À GAUCHE DE LA CASCADE. ACCUMULATION MASSIVE DE CONGLOMÉRATS DÉPOSÉS EN ENVIRONNEMENT DE DÉPÔT DELTAÏQUE À FLUVIATILE (FA10). LA BASE DE L'UNITÉ CORRESPOND À UN SYSTÈME DE CHENAUX QUI INCISENT LES DÉPÔTS « RIVER-TIDE » SOUS-JACENTS (FA9). (C) S4 ET S5 CORRESPONDANT À DES DÉPÔTS DE GILBERT DELTAS (FA11). -----	247
FIGURE 94: CORRÉLATION NORD-SUD DES DÉPÔTS MIOCÈNES DU SYNCLINAL DE VOREPPE. PHOTOGRAPHIES DES GILBERTS DELTAS S4 ET S5 DE LA COUPE N°20 DE LA PISSEROTTE EN FIGURE 93C. -----	250
FIGURE 95: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE SYNTHÉTIQUE DE LA ZONE E. CONSTRUCTION DE LA COUPE À PARTIR DES POINTS DE CONTRÔLES QUI FIGURENT À DROITE : VOIR FIGURE 91 POUR CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET ANNEXE 44 POUR POINTS GPS, LES DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES, CHRONOSTRATIGRAPHIQUE ET INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. VOIR FIGURE 82 POUR LÉGENDE COMPLÈTE. -----	251
FIGURE 96: LA « ROCHE ROUSSE » (25)* DU SYNCLINAL DE RENCUREL (ZONE E), VUE DE L'OUEST PAR DRÔNE. (A) VUE D'ENSEMBLE. (B) LIMITE DE SÉQUENCE S3 AU CONTACT BRUTAL ENTRE LE SOMMET CONGLOMÉRATIQUE DU CR DE LA S2B, ET LES SABLES DÉPOSÉS EN ENVIRONNEMENT DE DÉPÔT À INFLUENCES FLUVIATILES ET TIDALES (À PARTIR D'AUTRES OBSERVATIONS EN POSITION LATÉRALE) QUI	

MATÉRIALISENT LE CT DE LA S3. CETTE UNITÉ DISPARAIT RAPIDEMENT AVEC LA PROGRADATION D'UN SYSTÈME FLUVIATILE, MARQUANT LE CR DE LA S3. -----	252
FIGURE 97: CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DES ZONE F ET G ET PRÉSENTATION DES POINTS DE CONTRÔLES. *VOIR ANNEXE 48 POUR ZONE F ET ANNEXE 54 POUR ZONE G.-----	255
FIGURE 98: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE SYNTHÉTIQUE DE LA ZONE F. VARIATION D'ÉPAISSEUR NOTABLE ENTRE F-NORD ET F-SUD. CONSTRUCTION DE LA COUPE À PARTIR DES POINTS DE CONTRÔLES QUI FIGURENT À DROITE : VOIR FIGURE 97 POUR CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET ANNEXE 17 POUR POINTS GPS, LES DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES, CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ET INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. VOIR FIGURE 82 POUR LÉGENDE COMPLÈTE.-----	256
FIGURE 99: AFFLEUREMENT DU SOMMET DES CONGLOMÉRATS DE NOTRE DAME DE L'OSIER AU NW DE VINAY, À CARACTÈRE ALLUVIAL AVEC DE NOMBREUX CHENAUX EN TRESSÉS AMALGAMÉS.-----	258
FIGURE 100: TRANSECT SE-NW ENTRE LES SONDAGES VAF-1 ET BR-1. LA DISPOSITION SPATIALE DE VAF-2 MONTRE UNE COMPLEXITÉ STRUCTURALE.-----	258
FIGURE 101: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE SYNTHÉTIQUE DE LA ZONE G. CONSTRUCTION DE LA COUPE À PARTIR DES POINTS DE CONTRÔLES QUI FIGURENT À DROITE : VOIR FIGURE 97 POUR CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET ANNEXE 54 POUR POINTS GPS, LES DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES, CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ET INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. VOIR FIGURE 82 POUR LÉGENDE COMPLÈTE.-----	262
FIGURE 102: CONTACT ÉNIGMATIQUE DE LA COUPE DU PONT DE MANNE. LE CONTACT SURMONTE DES DÉPÔTS D'« OFFSHORE » (FA1) PASSANT À DES DÉPÔTS D'« OFFSHORE TRANSITION » (FA2). AU-DESSUS DE LA SURFACE, IL S'AGIT DE DÉPÔTS DE TYPE « OPEN-COAST INTERTIDAL » (FA6).-----	263
FIGURE 103: LES SÉQUENCES S2B ET S3 DU ROYANS (ZONE G). (A) LS3 À ST-JEAN-EN-ROYANS (34b)*. LE CT S3 SURMONTE LE TERME LE PLUS RÉGRESSIF DE LA S2B DATÉ AU STRONTIUM À 16.7 +/- 0.25 MA. VOIR (B) POUR ZOOM SUR LA LS. (B) PALÉOSOL AU SOMMET DU CR DE LA S2B, SURMONTÉ PAR LE CT DE LA S3, RICHE EN HUITRES, DATÉ AU STRONTIUM À 16.2 +/- 0.45 MA (MOYENNE DES 2 ÂGES). (C) LA S3, VISIBLE EN RIVE GAUCHE DE LA BOURNE, EN CONTRE-BAS DE LA COUPE DU PONT-DE-MANNE (32)*. LA PARTIE INFÉRIEURE DU CT EST PRÉSENTÉE AVEC LA PHOTO (E). LA PARTIE SUPÉRIEURE DU CT EST REPRÉSENTÉ PAR DES DUNES TIDALES (FESTONS PLURI-MÉTRIQUES INDICANT UNE DIRECTION DE PROGRADATION PERPENDICULAIRE AU TRAIT DE COUPE ENE-WSW DE L'AFFLEUREMENT). LA SIMS3 EST REPRÉSENTÉE PAR DES ARGILES D'OFFSHORE, SURMONTÉES PAR LE CR DE LA S3 CORRESPONDANT À DES DUNES TIDALES PROGRADANT VERS L'OUEST (VOIR D POUR L'ÉQUIVALENT LATÉRAL, 50 M VERS L'EST). (E) BASE DU CT DE LA S3 CORRESPONDANT À DES CHENAUX SUBTIDIAUX SURMONTANT DES DÉPÔTS DE PLATIERS TIDAUX, TRANSGRESSIFS OU MARQUANT LA LIMITE DE SÉQUENCE AVEC S2B ?-----	264
FIGURE 104: CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DES ZONES H ET I ET PRÉSENTATION DES POINTS DE CONTRÔLES. *VOIR ANNEXE 59 POUR ZONE H ET ANNEXE 62 POUR ZONE I.-----	270
FIGURE 105: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE SYNTHÉTIQUE DE LA ZONE H. CONSTRUCTION DE LA COUPE À PARTIR DES POINTS DE CONTRÔLES QUI FIGURENT À DROITE : VOIR FIGURE 104 POUR LE CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET ANNEXE 59 POUR POINTS GPS, LES DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES, CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ET INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. VOIR FIGURE 82 POUR LÉGENDE COMPLÈTE.-----	272
FIGURE 106: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE SYNTHÉTIQUE DE LA ZONE I. CONSTRUCTION DE LA COUPE À PARTIR DES POINTS DE CONTRÔLES QUI FIGURENT À DROITE : VOIR FIGURE 19 POUR CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET ANNEXE 62 POUR POINTS GPS, LES DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES, CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ET INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. VOIR FIGURE 82 POUR LÉGENDE COMPLÈTE.-----	275
FIGURE 107: ISOBATHES DE LA MOLASSE SOUS LYON ET SA RÉGION D'APRÈS BRENOT ET AL. (2009)-----	278
FIGURE 108: TRANSECTS EST-OUEST DE LA COLLINE DE LA CROIX-ROUSSE (MODIFIÉ DE MONGEREAU ET VINET, 2004, ET MONGEREAU, 2005).-----	280
FIGURE 109: CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DES ZONES J ET K ET PRÉSENTATION DES POINTS DE CONTRÔLES. *VOIR ANNEXE 65 POUR ZONE J ET ANNEXE 69 POUR ZONE K.-----	282
FIGURE 110: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE SYNTHÉTIQUE DE LA ZONE J. CONSTRUCTION DE LA COUPE À PARTIR DES POINTS DE CONTRÔLES QUI FIGURENT À DROITE : VOIR FIGURE 109 POUR CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET ANNEXE 65 POUR POINTS GPS, LES DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES, CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ET INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. VOIR FIGURE 82 POUR LÉGENDE COMPLÈTE.-----	284

FIGURE 111: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE SYNTHÉTIQUE DE LA ZONE K. CONSTRUCTION DE LA COUPE À PARTIR DES POINTS DE CONTRÔLES QUI FIGURENT À DROITE : VOIR FIGURE 109 POUR CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET ANNEXE 69 POUR POINTS GPS, LES DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES, CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ET INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. VOIR FIGURE 82 POUR LÉGENDE COMPLÈTE. -----	286
FIGURE 112: TRANSECT SE-NW DU MIOCÈNE DU PLATEAU DE CHAMBARAN (ZONE K), ENTRE LES PUIITS SL-1 ET CL-1. LES CORRÉLATIONS SONT PROPOSÉES À PARTIR DES DÉCOUPAGES SÉQUENTIELS RÉSULTANT DE L'ÉTUDE DES DIAGRAPHIES. -----	287
FIGURE 113: LA BASE DES SABLES DE ST DONAT AU SUD DE LA LOCALITÉ, PROBABLE CORTÈGE RÉGRESSIF DE LA S4. -----	289
FIGURE 114: AFFLEUREMENT DE CLÉRIEUX MONTRANT UNE GRANDE BARRE TIDALE LONGITUDINALE DANS LES SABLES GRANITIQUES À LA BASE, SURMONTÉE PAR LES SABLES ALPINS DE ST DONAT À LAMINATIONS PLANES ET RECOUPÉS PAR UN CHENAL TRÈS ÉROSIF (VALLÉE INCISÉE EN BASE DE S5b ?)-----	291
FIGURE 115: DUNE TIDALE LONGITUDINALE À LA BASE DE LA CARRIÈRE CHEVAL DANS LE CORTÈGE RÉGRESSIF DE LA S6. -----	292
FIGURE 116: CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA ZONE L ET PRÉSENTATION DES POINTS DE CONTRÔLES.*VOIR ANNEXE 82. **VOIR FIGURE 118. -----	294
FIGURE 117: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE SYNTHÉTIQUE DE LA ZONE L. CONSTRUCTION DE LA COUPE À PARTIR DES POINTS DE CONTRÔLES QUI FIGURENT À DROITE : VOIR FIGURE 19 POUR CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET ANNEXE 82 POUR POINTS GPS, LES DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES, CHRONOSTRATIGRAPHIQUES ET INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. VOIR FIGURE 82 POUR LÉGENDE COMPLÈTE. -----	295
FIGURE 118: TRANSECT EST-OUEST DU BASSIN DE CREST, ENTRE MOUTIER ET LES BOIFFIS (VOIR FIGURE 116 POUR LE TRACÉ EXACT, MODIFIÉ DE LESUEUR ET AL., 1990). L'ENCADRÉ ROUGE CORRESPOND À LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DE LA PHOTOGRAPHIE PRÉSENTÉE EN FIGURE 119. -----	296
FIGURE 119: LA S2b ET LA S3 DANS LA CARRIÈRE AU SUD DE CREST (L5)* EN POSITION ÉQUIVALENTE À LA CARRIÈRE GILLES. CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE DU FRONT DE TAILLE EN FIGURE 118. (A) FRONT DE TAILLE MONTRANT À LA BASE LES DUNES TIDALES (~FA7) DE LA SÉQUENCE S2b (DATATION STRONTIUM À LA BASE À 17.525 +/- 0.225 MA) SURMONTÉES PAR LE NIVEAU DE CONDENSATION ET LES ARGILES DU CR DE S2b, ET AU SOMMET LA BASE ÉROSIVE DE LA SÉQUENCE LANGHIENNE S3. (B) BASE DU CORTÈGE TRANSGRESSIF DE LA SÉQUENCE S2b. ZOOM SUR LE NIVEAU DE CONDENSATION BIOCLASTIQUE (C) QUI A FOURNI LA DATATION STRONTIUM. -----	297
FIGURE 120: INTERPRÉTATION SÉQUENTIELLE DU SONDAGE BMT-1, À PARTIR DES DIAGRAPHIES. -----	300
FIGURE 121: GRANDE DUNE TIDALE BIOCLASTIQUES (F11, FA7) À UPIE (L2)*, PROBABLE CORTÈGE TRANSGRESSIF DE LA SÉQUENCE S6. -----	301
FIGURE 122: DISTRIBUTION DES SÉQUENCES DE DÉPÔTS DU MIOCÈNE DES MASSIFS SUB-ALPINS, DU JURA MÉRIDIONAL, DU BAS-DAUPHINÉ ET DE LA BRESSE. MISE EN ÉVIDENCE DE QUATRE DOMAINES DE DÉPÔTS. -----	305
FIGURE 123: RELATION GÉOGRAPHIQUE ENTRE LES QUATRES DOMAINES DE DÉPÔTS MIOCÈNES (ORIENTAL, MÉDIAN, OCCIDENTAL, BRESSAN) ET LES ZONES DE FAILLES MAJEURES (ZF1 À ZF5). (A) RÉSULTATS DE L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE : LES DE 4 DOMAINES DE DÉPÔTS. D'EST EN OUEST, LE DOMAINE ORIENTAL, MÉDIAN, OCCIDENTAL ET BRESSAN. (B) RÉSULTATS DE L'ÉTUDE STRUCTURALE : LES 5 ZONES DE FAILLES. (C) LES QUATRE DOMAINES SONT ALLONGÉS PARALLÈLEMENT AUX STRUCTURES ALPINES : LE DOMAINE ORIENTAL SE SITUE ENTRE LES ZF1 ET 2 ; LE DOMAINE MÉDIAN SE SITUE ENTRE LES ZF2 ET 3 ; LE DOMAINE OCCIDENTAL SE SITUE À L'OUEST DE LA ZF3 ; LE DOMAINE BRESSAN EST ISOLÉ PAR LE SEUIL DE VIENNE-CHAMAGNIEU. -----	310
FIGURE 124: SÉDIMENTATION TERTIAIRE SYN-TECTONIQUE DANS LE SYNCLINAL DE RUMILLY, AU FRONT DE LA ZF1. PROFILS SISMIQUES 88SV01, 88SV03, 88SV06, 88SV07-HR535 INTERPRÉTÉS À L'AIDE DES PUIITS LTA-1, SV101, CHY-1, SV106, SV108, SLV2, SLV1 ET HU2. -----	312
FIGURE 125: AGE DES SÉDIMENTS À LA BASE DU TERTIAIRE DANS LES BAUGES ET LE BASSIN MOLASSIQUE GENEVOIS (SYNTHÈSE À PARTIR DE RIGASSI, 1957; KISSLING, 1974; KAZO, 1975; CHAROLLAIS, 1981; HERB ET AL., 1984; BERGER ET AL., 1987; DONZEAU ET AL., 1997; GAUDANT ET AL., 2002; CHAROLLAIS ET AL., 2006). -----	313
FIGURE 126: EVIDENCE DE DÉPÔTS SYNTECTONIQUES REPLACÉES DANS LEUR CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE, À PARTIR DE LA COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°4 DE GRÉSY-SUR-AIX (DATATIONS STRONTIUM ET MAGNÉTOSTRATIGRAPHIQUE). (A) DISCORDANCE ANGULAIRE DATÉE ENTRE 17.5 ET 17.2 MA GRÂCE AU CHRON C5Dn. (B) SÉISMITE DATÉE ENTRE 18 ET 17.7 +/-0.5 MA (ÂGE DE LA BASE DE LA SÉQUENCE S2a À PARTIR DE DATATIONS STRONTIUM, VOIR CHAPITRE PRÉCÉDENT). NIVEAU SÉDIMENTAIRE INTENSÉMENT DÉSORGANISÉ. PRÉSENCE DE BLOCS PLURIMÉTRIQUES LITTÉRALEMENT BASCULÉS SUR PLACE (B) ET DE SÉDIMENTATION FINE À GALETS D'ARGILE (SLUMPS BALLS) MONTRANT UNE ORGANISATION CHAOTIQUE. -----	315

- FIGURE 127: MIGRATION BRUTALE DU DÉPOCENTRE À PARTIR DE LA SÉQUENCE DE DÉPÔT S2A. POUR LA PLANCHE DE CORRÉLATIONS, LES COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES SONT PROJETÉES PERPENDICULAIREMENT SUR UN AXE E-W, DIRECTION APPROXIMATIVE DU RACCOURCISSEMENT (VOIR CARTE). CARRÉS ROUGES = LOCALISATION DES COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES CITÉES DANS LE TEXTE. 317
- FIGURE 128: LES GILBERT-DELTAS DU PONT DEMAY EN 3D (LOGICIEL VRGS). GD= GILBERT DELTA. (A) SITUATION GÉOGRAPHIQUE DES FALAISES DU PONT DEMAY. CARRÉS ROUGES = COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES CITÉES DANS LE TEXTE. CERCLES ORANGES= ZONES DE FAILLES MAJEURES (ZF) DE LA ZONE D'ÉTUDE. (B) LES GILBERT DELTAS DU PONT DEMAY AUX ALENTOURS DE SAINT-JULIEN-DE-RATZ, VUE VERS LE NORD. (C) CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE. LES GILBERT DELTAS DU PONT DEMAY APPARTIENNENT AUX SÉQUENCES DE DÉPÔTS 4 (GD1) ET 5(GD2). (D) DISPOSITION DANS L'ESPACE ET CORRÉLATION ENTRE LE PONT DEMAY SUD ET NORD. A PRENDRE EN COMPTE : LE PENDAGE D'ENVIRON 20° VERS LE NORD. LES ENCADRÉS EN BLANCS CORRESPONDENT AUX POINTS DE VUE CI-APRÈS. (E) PONT DEMAY SUD (VOIR F, POUR LE PLAN PERPENDICULAIRE): LA SÉQUENCE 4 EST MARQUÉE PAR UN SYSTÈME DE GD POLYPHASÉS PROGRADANT VERS LE NORD : GD1A ET GD1B. LA S4 SE TERMINE AVEC DES DÉPÔTS PROXIMAUX (DÉPÔTS FLUVIATILES EN TOPSETS DU GD1) SURMONTÉS PAR LE GD2, MARQUANT L'AMORCE D'UNE NOUVELLE SÉQUENCE DE DÉPÔT. (F) PLAN PERPENDICULAIRE PAR RAPPORT AU POINT DE VUE (E) : LES FORESETS DE GD4 CORRESPONDENT À UNE STRATIFICATION PLANE, TÉMOIGNANT D'UNE PROGRADATION PURE EN 2D VERS LE NORD. LES DÉPÔTS SOMMITAUX PROXIMAUX DE TOPSETS DU GD1 MONTRENT UNE DISCORDANCE ANGULAIRE. (G, H) PONT DEMAY NORD : À LA BASE, SOMMET DU GD1 (MINIMUM 30M) SE TERMINANT AVEC DES DÉPÔTS PROXIMAUX DE TOPSETS MARQUANT LA FIN DE LA PROGRADATION DU GD1, SURMONTÉS PAR LE GD2, MARQUANT L'AMORCE D'UNE NOUVELLE SÉQUENCE DE DÉPÔT. LE GD2 FAIT AU MAXIMUM 20M DE HAUT ; IL EST SURMONTÉ BRUTALEMENT PAR DES DÉPÔTS PROXIMAUX DE TOPSETS MARQUANT LA FIN DE LA PROGRADATION DU GD2. QUELQUES MÈTRES AU-DESSUS, ON RETROUVE DES SURFACES INCLINÉES DE PETITE DIMENSION (= BARRES D'EMBOUCHURES ?) AVANT DE PASSER DÉFINITIVEMENT À UNE STRATIFICATION GÉNÉRALE PLANE PARALLÈLE (POSITION PROXIMALE=FLUVIATILE EN TRESSÉS DE TYPE CUT-AND-FILL). ----- 321
- FIGURE 129: TIMING DES ZF3 ET ZF4 À PARTIR DU PROFIL SISMIQUE 91CHA1 ET 91CHA2 ET DU DÉCOUPAGE SÉQUENTIEL DU PUITS PA-1. (A) SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE. (B) PLAN EN CDP SUR CARTE GÉOLOGIQUE AU 1/50000 MODIFIÉ DE DEVILLE ET AL. (1992), (C) DÉCOUPAGE SÉQUENTIEL DU PUITS PA-1 (VOIR CHAP. 4) ET CONVERSIONS DES ÉPAISSEURS EN VITESSES SISMIQUES (DEVILLE ET AL., 1992), (D) ZOOM SUR LES RÉFLECTEURS MIOCÈNES ET LES ZF3 ET ZF4 DES PROFILS SISMIQUES 91CHA1 ET 91CHA2. INTERPRÉTATIONS. (E) SIGNATURE SISMIQUE IDENTIQUE DE PART ET D'AUTRE DE L'ARTÉFACT DE MASSIEU. DÉCALAGE POSITIF INDUIT PAR LA ZF3 (VOIR D). (F) LES GORGES DE CHAILLES, VUE DEPUIS LE NW, VERS LE SE. RETOMBÉE DE L'ANTICLINAL DE CHAILLES DE LA ZF3. VOIR A POUR CADRE GÉOGRAPHIQUE. LA PHOTO G EST PRISE DEPUIS LA RIVE GAUCHE, VERS LE NE. (G) CONTACT CONCORDANT URGONIEN-CONGLOMÉRAT DE BASE MIOCÈNE (S2A). (H) EVENTAIL SÉDIMENTAIRE ENTRE 20 ET 30M AU-DESSUS DU NIVEAU DE LA RIVIÈRE. POSITION STRATIGRAPHIQUE PROBABLEMENT S2-S3 D'APRÈS LE PROFIL SISMIQUE (D).----- 323
- FIGURE 130: TRANSECTS SE-NW (A, B, C) DES SONDRAGES DU BAS-DAUPHINÉ. LES CORRÉLATIONS SONT PROPOSÉES À PARTIR DES INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES DE CHAQUE PUITS (VOIR EN ANNEXE). ----- 327
- FIGURE 131: PROFIL SISMIQUE 82SE01-91VER02.(A) SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE. (B) TRANSECT N-S DES PUITS INTÉGRÉS À L'ANALYSE. (C) INTERPRÉTATION. VOIR FIGURE 61 POUR VOIR LA LIGNE SISMIQUE INTERPRÉTÉE.----- 331
- FIGURE 132: RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE DU REMPLISSAGE TERTIAIRE DE LA FOSSE DE VALENCE ET DU BAS-DAUPHINÉ ORIENTAL.- 331
- FIGURE 133: LES PHASES TECTONIQUES TERTIAIRES DE LA ZONE D'ÉTUDE. SCHÉMAS STRUCTURAUX SIMPLIFIÉS. FLÈCHES ROUGES= DIRECTIONS DE RACCOURCISSEMENT. LA TAILLE DE LA FLÈCHE DÉPEND DE L'INTENSITÉ DE LA DÉFORMATION.----- 334
- FIGURE 134: RÉCAPITULATIF DES PRINCIPAUX RÉSULTATS DE CE TRAVAIL DE THÈSE. LE DÉCOUPAGE SÉQUENTIEL EN 11 SÉQUENCES DE DÉPÔTS A PERMIS DE METTRE EN ÉVIDENCE 12 ZONES, ELLES-MÊMES REGROUPÉES EN 4 DOMAINES. 5 ZONES DE FAILLES (ZF1-5) ONT ÉTÉ IDENTIFIÉES.----- 339
- FIGURE 135: ESTIMATION DU RACCOURCISSEMENT INDUIT PAR « LA PHASE COMPRESSIVE SUBALPINE (P2)» À PARTIR DES COUPES ÉQUILIBRÉES ISSUES DE LA LITTÉRATURE. LE RACCOURCISSEMENT APPARAÎT DANS LES CADRES ROUGES AVEC UN CODE EN BAS À DROITE, INDIQUANT LE NUMÉRO DE LA COUPE (À LIRE DIRECTEMENT SUR LA CARTE), AINSI QUE LES RÉFÉRENCES CONCERNÉES VIA LA COULEUR. VOIR ENCADRÉ BLANC À GAUCHE POUR LE CODE COULEUR ET LES RÉFÉRENCES. À DROITE, COMPARAISON ENTRE LES ÂGES DES PHASES TECTONIQUES MAJEURES PROPOSÉES PAR LES DIFFÉRENTS AUTEURS. EN POINTILLÉS ORANGE, TRACES DES COUPES RÉGIONALES PROPOSÉES AU COURS DE CETTE ÉTUDE. ----- 343
- FIGURE 136: CARTE DES ISOPAQUES DE L'OLIGOCÈNE DU BAS-DAUPHINÉ, DU ROYANS, DE LA SAVOIE, DU VERCORS, DE LA CHARTREUSE ET DES SYNCLINAUX DU JURA. LES ISOPAQUES DU BAS DAUPHINÉ ONT ÉTÉ RECONSTRUITS PAR B. HUET À PARTIR DES DONNÉES DE

SONDAGES. LES ISOPAQUES DU ROYANS, DE LA BORDURE ORIENTALE DU BAS-DAUPHINÉ ET DES SYNCLINAUX JURASSIENS ONT ÉTÉ RECONSTRUITS À PARTIR DES DONNÉES DE SURFACES (CARTES GÉOLOGIQUES AU 1/50000, BRGM) AINSI QUE DES PROFILS SISMIQUES INTERPRÉTÉS DANS CETTE ÉTUDE.-----	346
FIGURE 137: CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DES SÉQUENCES S1A (AQUITANIEN SUPÉRIEUR) ET S1B (BURDIGALIEN INFÉRIEUR). LES FLÈCHES NOIRES, AINSI QUE LA VALEUR ASSOCIÉE, CORRESPONDENT À L'EXTENSION MAXIMALE SUGGÉRÉE PAR LE TAUX DE RACCOURCISSEMENT INDUIT PAR LA PHASE COMPRESSIVE SUBALPINE (FIGURE 135).-----	350
FIGURE 138: CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DES SÉQUENCES S2A ET S2B (BURDIGALIEN SUPÉRIEUR). LES FLÈCHES NOIRES, AINSI QUE LA VALEUR ASSOCIÉE, CORRESPONDENT À L'EXTENSION MAXIMALE SUGGÉRÉE PAR LE TAUX DE RACCOURCISSEMENT INDUIT PAR LA PHASE COMPRESSIVE SUBALPINE P2 (FIGURE 135).-----	353
FIGURE 139: CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DES SÉQUENCES S3 ET S4 (BURDIGALIEN TERMINAL À LANGHIEN). CHEVAUchemENTS EN ROUGE = ACTIFS ; EN NOIR = INACTIF ?; EN POINTILLÉS = INCERTAIN.-----	356
FIGURE 140: CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DES SÉQUENCES S5A-B (LANGHIEN TERMINAL-SERRAVALIEN INFÉRIEUR) ET S6 (SERRAVALIEN SUPÉRIEUR/ TORTONIEN INFÉRIEUR). AUCUNE ÉVIDENCE DE DÉPÔTS SYN-TECTONIQUES N'A ÉTÉ OBSERVÉE AU COURS DE LA S6, CE QUI N'EXCLUT PAS UNE POTENTIELLE TRANSITION VERS DES MOUVEMENTS ESSENTIELLEMENT VERTICAUX DANS LES MASSIFS SUBALPINS AVEC L'ACTIVATION D'ACCIDENTS EN POSITION PLUS INTERNE. CHEVAUchemENTS EN ROUGE = ACTIFS ; EN NOIR = INACTIF + UPLIFT?; EN POINTILLÉS = INCERTAIN.-----	358
FIGURE 141: CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DES SÉQUENCES S7 ET S8 (TORTONIEN). CHEVAUchemENTS EN ROUGE = ACTIFS ; EN NOIR = INACTIF+UPLIFT ?; EN POINTILLÉS = INCERTAIN.-----	360
FIGURE 142: LE BASSIN D'AVANT-PAYS DES ALPES OCCIDENTALES SUBDIVISÉ EN PLUSIEURS BASSINS. DU NORD AU SUD : LE BASSIN MOLASSIQUE SUISSE, LE BAS DAUPHINÉ, LE BASSIN DE VALRÉAS CARPENTRAS, LE BASSIN D'APT/FORCALQUIER, LE BASSIN DE DIGNE.-----	362
FIGURE 143: CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DU MIOCÈNE DU BASSIN MOLASSIQUE SUISSE. (A) CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DE L'AQUITANIEN SUPÉRIEUR SELON BERGER ET REICHENBACHER (2005) ET (B) SELON GARAFELKIS ET SCHLUNNEGER (2019); (C) CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DU BURDIGALIEN INFÉRIEUR SELON BERGER ET REICHENBACHER (2005) ET (D) SELON GARAFELKIS ET SCHLUNNEGER (2019) ; (E) CHARTE TECTONO-STRATIGRAPHIQUE DU MIOCÈNE DU BASSIN MOLASSIQUE SUISSE D'APRÈS GARAFELKIS ET SCHLUNNEGER (2019).-----	365
FIGURE 144: CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DU MIOCÈNE DU BASSIN MOLASSIQUE SUISSE. (A, B) CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES MONTRANT LA TRANSITION ENTRE LE BURDIGALIEN INFÉRIEUR ~S1B (A) ET LE BURDIGALIEN SUPÉRIEUR ~S2A (B) SELON BERGER ET REICHENBACHER (2005); (C, D) CARTE PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU BURDIGALIEN SUPÉRIEUR ~S2A (C) ET ~S2B (D) SELON PIPPER & REICHENBACHER (2017); (E, F) CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES MONTRANT LA TRANSITION ENTRE LE BURDIGALIEN INFÉRIEUR ~S1B (E) ET LE BURDIGALIEN SUPÉRIEUR ~S2A (F) INITIANT UN RETRAIT DE LA MER ENTRE 18 ET 14 MA SELON GARAFELKIS & SCHLUNNEGER (2019).-----	367
FIGURE 145: CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DU LANGHIEN DU BASSIN MOLASSIQUE SUISSE SELON BERGER & REICHENBACHER (2005); (A) LE LANGHIEN INFÉRIEUR (~S3) ET LE LANGHIEN SUPÉRIEUR (~S4)-----	367
FIGURE 146: LES LOCALITÉS DU MIOCÈNE DU BASSIN MOLASSIQUE RHODANO-PROVENÇAL UTILISÉS AU COURS DE CETTE SYNTHÈSE. CE DERNIER SE SUBDIVISE EN PLUSIEURS SOUS-BASSINS : LE BASSIN DE DIGNE À L'EST, ET LE BASSIN DE VALRÉAS-CARPENTRAS AU NORD-OUEST. EN POSITION INTERMÉDIAIRE, ON RETROUVE LE BASSIN D'APT-FORCALQUIER.-----	368
FIGURE 147: ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU MIOCÈNE INFÉRIEUR À L'ÉCHELLE DU BASSIN D'AVANT-PAYS DES ALPES OCCIDENTALES. (A) CARTE GÉOLOGIQUE ACTUELLE DU BASSIN. (B) L'AQUITANIEN SUPÉRIEUR CORRESPONDANT À LA TRANSGRESSION DE LA SÉQUENCE S1A. (C) LE BURDIGALIEN INFÉRIEUR CORRESPONDANT À LA TRANSGRESSION DE LA SÉQUENCE S1B. (D) LE BURDIGALIEN SUPÉRIEUR CORRESPONDANT AUX TRANSGRESSIONS DES SÉQUENCES S2A ET S2B. (E) LE BURDIGALIEN TERMINAL – LANGHIEN INFÉRIEUR CORRESPONDANT À LA TRANSGRESSION DE LA SÉQUENCE S3.-----	374

Table des annexes

ANNEXE 1: HARMONISATION DES CARTES GÉOLOGIQUES AU 1/50 000 PERMETTANT LA CONSTRUCTION DE LA COLONNE STRATIGRAPHIQUE DE L'ÉTUDE STRUCTURALE	419
ANNEXE 2: SYNTHÈSE DE LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE À PARTIR DES NOTICES DE CARTES GÉOLOGIQUES AU 1/50000 (BRGM): EPAISSEURS ET POSITIONS PROBABLES DES NIVEAUX DE DÉCOLLEMENTS (FLÈCHES ROUGES)	420
ANNEXE 3: DONNÉES DE PUIITS UTILISÉES AU COURS DE L'ÉTUDE STRUCTURALE. LA PLUPART DES DONNÉES SONT DISPONIBLE DANS LA BSS (BANQUE DE SOUS-SOL) DU BRGM.....	421
ANNEXE 4: PROFIL SISMIQUE 88SV01 ; PROFIL VIERGE ET INTERPRÉTATION PROPOSÉE.....	422
ANNEXE 5: PROFIL SISMIQUE 88SV02-HR528 ; PROFIL VIERGE ET INTERPRÉTATION PROPOSÉE.....	423
ANNEXE 6: PROFIL SISMIQUE 88SV03 : PROFIL VIERGE ET INTERPRÉTATION PROPOSÉE.....	424
ANNEXE 7: PROFIL SISMIQUE 88SV05 ; PROFIL VIERGE ET INTERPRÉTATION PROPOSÉE.....	425
ANNEXE 8: PROFIL SISMIQUE 88SV06 ; PROFIL VIERGE ET INTERPRÉTATION PROPOSÉE.....	426
ANNEXE 9: PROFIL SISMIQUE 88SV07-HR535 ; PROFIL VIERGE ET INTERPRÉTATION PROPOSÉE.....	427
ANNEXE 10: PROFIL SISMIQUE 91CHA1 ; PROFIL VIERGE ET PLAN EN POSITION EN CDP (COLLECTION EN POINT MIROIR COMMUN) SUR CARTE GÉOLOGIQUE AU 1/50000 (MODIFIÉ DE DEVILLE ET AL., 1992)	428
ANNEXE 11: PROFIL SISMIQUE 91VER1 ; PROFIL VIERGE ET INTERPRÉTATION PROPOSÉE.....	429
ANNEXE 12: TABLEAU DES RÉSULTATS DES DATATIONS ISOTOPIQUES Sr^{87}/Sr^{86} COMBINÉS AUX ANALYSES ISOTOPIQUES DES ÉLÉMENTS STABLES $\Delta^{18}O$ ET $\Delta^{13}C$. LES ÂGES OBTENUS AINSI QUE LES INCERTITUDES ASSOCIÉES CONCERNENT LES 2 COLONNES CENTRALES : LES ÂGES QUI APPARAISSENT EN GRAS ROUGE SONT LES ÂGES EXPLOITÉS AU COURS DE L'ÉTUDE. LES LIGNES ENTIÈREMENT COLORÉES CORRESPONDENT AUX ÉCHANTILLONS À EXCLURE CAR PRÉSENTANT UN $\Delta^{13}C < -5\%$: ROUGE POUR LES ÉCHANTILLONS INCOHÉRENT STRATIGRAPHIQUEMENT, ROSE POUR LES ÉCHANTILLONS TOUT DE MÊME COHÉRENTS STRATIGRAPHIQUEMENT. LES NOMS DES ÉCHANTILLONS ENCADRÉS EN COULEUR CONCERNENT LES ÉCHANTILLONS REMANIÉS (EN VERT), DUPLIQUÉS (EN BLEU), ROCHE TOTALE (EN BEIGE).	438
ANNEXE 13: RÉSULTAT DES ANALYSES PALÉOMAGNÉTIQUES. LE CODE COULEUR INDIQUE LE TYPE DE DÉSAIMANTATION : PAR CHAMP ALTERNATIF EN VERT, THERMIQUE EN ROUGE, MIXTE EN BLEU. INTERVALLE = L'INTERVALLE DE TRAITEMENT ET NOMBRE DE DONNÉES QU'INCLUT LE CALCUL STATISTIQUE; DG= DÉCLINAISON NON CORRIGÉ DU PENDAGE ; IG= INCLINAISON NON CORRIGÉ DU PENDAGE ; DS= DÉCLINAISON CORRIGÉ DU PENDAGE ; IS= INCLINAISON CORRIGÉ DU PENDAGE ; MAD= « MAXIMUM ANGULAR DEVIATION »; STRIKE S0= DIRECTION DE LA COUCHE GÉOLOGIQUE (RÈGLE DE LA MAIN DROITE : PENDAGE À DROITE); DIP S0= PENDAGE DE LA COUCHE GÉOLOGIQUE.....	443
ANNEXE 14: RÉSULTATS DES DATATIONS PAR LES NANNOPLANCTONS CALCAIRES.....	447
ANNEXE 15: RÉSULTATS DES DATATIONS PAR LES KYSTES DE DYNOLAGELLÉES	452
ANNEXE 16: RÉSULTATS DES DATATIONS PAR LES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES. LES LIGNES GRIS-CLAIR CORRESPONDENT AUX RÉSULTATS DES DATATIONS ISSUES DE LA LITTÉRATURE.....	458
ANNEXE 17: LISTE DES POINTS DE CONTRÔLES DE LA ZONE A: LOCALISATIONS PRÉCISES, DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. POUR DÉTAILS, VOIR ANNEXE 12 POUR LES ÂGES STRONTIUM, ANNEXE 14 POUR LES DATATIONS PAR NANNOPLANCTONS CALCAIRES, ANNEXE 15 POUR LES DATATIONS PAR KYSTES DE DYNOLAGELLÉES, ANNEXE 16 POUR LES DATATIONS PAR FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES.....	460
ANNEXE 18: COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES N°1 (GÉNISSAT) ET N°2 (VAL DE FIER). LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	461
ANNEXE 19: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°3: ALBY-SUR-CHÉРАН. LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	463
ANNEXE 20: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°4: GRÉSY-SUR-AIX. LÉGENDE EN ANNEXE 84.	466
ANNEXE 21: COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES N°5-°5B (FOREZAN-ST-SULPICE) ET N°6 (ST-JEAN-DE-COUZ). LÉGENDE EN ANNEXE 84...469	469
ANNEXE 22: COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES N°7 (CORBEL) ET N°15 (AIGUEBELLETTE). LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	470
ANNEXE 23: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE A2 : LE VALLON DE RAFFAREY (MODIFIÉ DE BASS, 1993). CORRÉLATIONS AVEC LES COUPES 2, 3, 4, 5B, 6, 15 À PARTIR DE LA STS1A (25.1M) ET LA STS1B À 53M	471
ANNEXE 24: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE A3 : MASSIGNY (MODIFIÉ DE BASS, 1993). CORRÉLATION AVEC LA COUPE N°4 (GRÉSY-SUR-AIX) POSSIBLE GRÂCE À 2 NIVEAUX : 44.2M = LS1B ; 379M=SEÏSMITE.	477

ANNEXE 25: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE A8 : RUISSEAU DE BANÉRIEUX (MODIFIÉ DE BASS, 1993). CORRÉLATION AVEC LA COUPE N°5 (FOREZAN) POSSIBLE GRÂCE À UN NIVEAU : 56.5M = LS2	481
ANNEXE 26: LISTE DES POINTS DE CONTRÔLES DE LA ZONE B: LOCALISATIONS GPS, DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. VOIR ANNEXE 12 POUR DÉTAILS SUR LES DATATIONS STRONTIUM.	482
ANNEXE 27: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°8: COL DE LA CHARMETTE. LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	483
ANNEXE 28: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°9: LA BUISSIÈRE. LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	484
ANNEXE 29: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°10 (LE FONTANIL) ET N°12 (ROUTE DE ST-NIZIER). LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	486
ANNEXE 30: LISTE DES POINTS DE CONTRÔLES DE LA ZONE C: LOCALISATIONS GPS, DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. VOIR ANNEXE 12 POUR DÉTAILS SUR LES DATATIONS STRONTIUM. POUR DÉTAILS, VOIR ANNEXE 12 POUR LES ÂGES STRONTIUM, ANNEXE 14 POUR LES DATATIONS PAR NANNOPLANCTONS CALCAIRES, ANNEXE 15 POUR LES DATATIONS PAR KYSTES DE DYNOLAGELLÉES, ANNEXE 16 POUR LES DATATIONS PAR FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES.	490
ANNEXE 31: COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES N°13 (LOISIEUX) ET N°14 (DULLIN). PAGES PRÉCÉDENTES. LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	493
ANNEXE 32: COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES N°16 (CHAILLES EST) ET N°17 (LES ECHELLES). LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	493
ANNEXE 33: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°18 (MIRIBEL-LES-ECHELLES). LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	494
ANNEXE 34: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°19 (FOURVOIRIE). LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	495
ANNEXE 35: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°26 (ST-MAURICE DE ROTHERENS) ET N°27 (SAINTE-MARIE-D'ALVEY). LÉGENDE EN ANNEXE 84.	496
ANNEXE 36: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°28 (GORGES DE CHAILLES). LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	497
ANNEXE 37: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE DE LA LOCALITÉ C6 (RUISSEAU DE THEOU, MODIFIÉ DE BASS, 1991).....	504
ANNEXE 38: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE DE LA LOCALITÉ C9 (RUISSEAU DE COLLOMB, MODIFIÉ DE BASS, 1991)	508
ANNEXE 39: LISTE DES POINTS DE CONTRÔLES DE LA ZONE D: LOCALISATIONS PRÉCISES, DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. POUR DÉTAILS, VOIR ANNEXE 12 POUR LES ÂGES STRONTIUM, ANNEXE 14 POUR LES DATATIONS PAR NANNOPLANCTONS CALCAIRES, ANNEXE 15 POUR LES DATATIONS PAR KYSTES DE DYNOLAGELLÉES, ANNEXE 16 POUR LES DATATIONS PAR FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES.....	509
ANNEXE 40: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°20 (PISSEROTTE). LÉGENDE EN ANNEXE 84.	510
ANNEXE 41: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°21 (LA PLACETTE). LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	511
ANNEXE 42: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°22 (LA ROIZE). LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	512
ANNEXE 43: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°23 (LA GACHETIÈRE). LÉGENDE EN ANNEXE 84.	513
ANNEXE 44: LISTE DES POINTS DE CONTRÔLES DE LA ZONE E: LOCALISATIONS PRÉCISES, DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. POUR DÉTAILS, VOIR ANNEXE 12 POUR LES ÂGES STRONTIUM, ANNEXE 14 POUR LES DATATIONS PAR NANNOPLANCTONS CALCAIRES, ANNEXE 15 POUR LES DATATIONS PAR KYSTES DE DYNOLAGELLÉES, ANNEXE 16 POUR LES DATATIONS PAR FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES.....	514
ANNEXE 45: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°24 (LES ECOUGES). LÉGENDE EN ANNEXE 84.	515
ANNEXE 46: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°25 (ROCHE ROUSSE). LÉGENDE EN ANNEXE 84.	516
ANNEXE 47: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°33 (PONT-EN-ROYANS). LÉGENDE EN ANNEXE 84.	517
ANNEXE 48: LISTE DES POINTS DE CONTRÔLES DE LA ZONE F: LOCALISATIONS PRÉCISES, DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. POUR DÉTAILS, VOIR ANNEXE 12 POUR LES ÂGES STRONTIUM, ANNEXE 14 POUR LES DATATIONS PAR NANNOPLANCTONS CALCAIRES, ANNEXE 15 POUR LES DATATIONS PAR KYSTES DE DYNOLAGELLÉES, ANNEXE 16 POUR LES DATATIONS PAR FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES.....	520
ANNEXE 49: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°29 (ST-NICOLAS-DE-MACHERIN, MODIFIÉ DE HUET, 2018). LÉGENDE EN ANNEXE 84. ...	521
ANNEXE 50: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIT BIF-1 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. *ANNEXE 59.**ANNEXE 60. LÉGENDE EN ANNEXE 84.	522
ANNEXE 51: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DES PUITES DE BR-1 ET BR-1 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. LÉGENDE EN ANNEXE 84.	523
ANNEXE 52: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIT PA-1 À PARTIR DES DIAGRAPHIES.*ANNEXE 48.**ANNEXE 52. LÉGENDE EN ANNEXE 84.	524

ANNEXE 53: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DES PUIITS DE BR-1 ET BRF-1 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. *ANNEXE 48. LÉGENDE EN ANNEXE 84.	525
ANNEXE 54: LISTE DES POINTS DE CONTRÔLES DE LA ZONE G: LOCALISATIONS PRÉCISES, DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. POUR DÉTAILS, VOIR ANNEXE 12 POUR LES ÂGES STRONTIUM, ANNEXE 14 POUR LES DATATIONS PAR NANNOPLANCTONS CALCAIRES, ANNEXE 16 POUR LES DATATIONS PAR FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES.	525
ANNEXE 55: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°31 (LE PONT-DE-BEAUVOIR). LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	526
ANNEXE 56: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°32 (LE-PONT-DE-MANNE). LÉGENDE EN ANNEXE 84.	527
ANNEXE 57: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°34 (LES-POUSSELETS) ET 34B (ST-JEAN-EN-ROYANS). LÉGENDE EN ANNEXE 84.	528
ANNEXE 58: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE N°35 (ORIOLE-EN-ROYANS). LÉGENDE EN ANNEXE 84.	529
ANNEXE 59: LISTE DES POINTS DE CONTRÔLES DE LA ZONE H: LOCALISATIONS PRÉCISES, DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. POUR DÉTAILS, VOIR ANNEXE 14 POUR LES DATATIONS PAR NANNOPLANCTONS CALCAIRES, ANNEXE 16 POUR LES DATATIONS PAR FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES.	533
ANNEXE 60: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIITS DE BI-1 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	534
ANNEXE 61: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIITS DE LAMP-F1 À PARTIR DES DIAGRAPHIE. *ANNEXE 59. **ANNEXE 61. LÉGENDE EN ANNEXE 84.	535
ANNEXE 62: LISTE DES POINTS DE CONTRÔLES DE LA ZONE I: LOCALISATIONS PRÉCISES, DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. POUR DÉTAILS, VOIR ANNEXE 12 POUR LES ÂGES STRONTIUM, ANNEXE 14 POUR LES DATATIONS PAR NANNOPLANCTONS CALCAIRES, ANNEXE 16 POUR LES DATATIONS PAR FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES.	540
ANNEXE 63: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIITS DE BLY-101 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. LÉGENDE EN ANNEXE 84.	541
ANNEXE 64: COUPE SÉDIMENTOLOGIQUE DE JUJURIEUX (MODIFIÉ DE HUET, 2018). LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	542
ANNEXE 65: LISTE DES POINTS DE CONTRÔLES DE LA ZONE J: LOCALISATIONS PRÉCISES, DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. POUR DÉTAILS, VOIR ANNEXE 12 POUR LES ÂGES STRONTIUM, ANNEXE 14 POUR LES DATATIONS PAR NANNOPLANCTONS CALCAIRES.	544
ANNEXE 66: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIITS DE BEF-1 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. *ANNEXE 65. LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	545
ANNEXE 67: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIITS DE CHF-1 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. * ANNEXE 59. **ANNEXE 65. LÉGENDE EN ANNEXE 84.	546
ANNEXE 68: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIITS FA-1 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. *ANNEXE 65. LÉGENDE EN ANNEXE 84.	547
ANNEXE 69: LISTE DES POINTS DE CONTRÔLES DE LA ZONE K: LOCALISATIONS PRÉCISES, DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. POUR DÉTAILS, VOIR ANNEXE 14 POUR LES DATATIONS PAR NANNOPLANCTONS CALCAIRES, ANNEXE 16 POUR LES DATATIONS PAR FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES.	551
ANNEXE 70: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIITS DE CL-1 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	552
ANNEXE 71: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIITS DE DP-108 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. *ANNEXE 69. LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	553
ANNEXE 72: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIITS DE GVA-1 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. LÉGENDE EN ANNEXE 84...554	554
ANNEXE 73: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIITS DE MO-1 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. LÉGENDE EN ANNEXE 84....555	555
ANNEXE 74: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIITS DE MO-2 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. LÉGENDE EN ANNEXE 84....556	556
ANNEXE 75: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIITS DE MO-3 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. LÉGENDE EN ANNEXE 84....557	557
ANNEXE 76: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DES PUIITS DE SL-1 ET SL-2 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. *ANNEXE 55. LÉGENDE EN ANNEXE 84.	558
ANNEXE 77: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DES PUIITS DE SLF-1 ET SLF-2 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. LÉGENDE EN ANNEXE 84.	559
ANNEXE 78: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIITS DE SLF-3 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. LÉGENDE EN ANNEXE 84. ...560	560
ANNEXE 79: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DES PUIITS TE-1 ET TE-2 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. LÉGENDE EN ANNEXE 84.	561

ANNEXE 80: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIIS DE TE-101 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. LÉGENDE EN ANNEXE 84..	562
ANNEXE 81: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIIS DE VAF-1 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. LÉGENDE EN ANNEXE 84. ..	563
ANNEXE 82: LISTE DES POINTS DE CONTRÔLES DE LA ZONE L: LOCALISATIONS PRÉCISES, DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES, INTERPRÉTATIONS SÉQUENTIELLES. POUR DÉTAILS, VOIR ANNEXE 12 POUR LES ÂGES STRONTIUM, ANNEXE 14 POUR LES DATATIONS PAR NANNOPLANCTONS CALCAIRES, ANNEXE 16 POUR LES DATATIONS PAR FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES.	565
ANNEXE 83: STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DU MIOCÈNE DU PUIIS BMT-1 À PARTIR DES DIAGRAPHIES. *ANNEXE 82. LÉGENDE EN ANNEXE 84.....	566
ANNEXE 84: LÉGENDE DES COUPES SÉDIMENTOLOGIQUES ET DES PUIIS PRÉSENTÉS EN ANNEXES.	567

CHAPITRE 1 : Introduction générale

1. Problématique

Depuis la découverte des premiers plis dans les Alpes par De Saussure (1779) et de leur attribution à des phénomènes géologiques, retracer l'histoire de la formation d'une chaîne de montagne passionne les géologues.

Pour l'exploration pétrolière, les chaînes plissées et leurs bassins d'avant-pays associés représentent une cible à fort potentiel (par ex., Papouasie Nouvelle-Guinée, Zagros, Bolivie). La reconstruction de la chronologie de la déformation représente un enjeu majeur, afin de mieux comprendre l'organisation spatio-temporelle des dépôts en contexte de bassin d'avant-pays pouvant constituer de bons niveaux réservoirs.

D'autre part, l'étude d'un bassin d'avant-pays associé à une orogène permet de reconstituer finement l'histoire de la formation de cette chaîne de montagne et ce, à travers l'histoire du remplissage du bassin d'avant-pays rythmée par la déformation. En effet, (i) l'évolution spatio-temporelle des dépôts répond directement à des contraintes tectoniques en contexte orogénique, (ii) les dépôts syn-tectoniques enregistrent la déformation, (iii) l'évolution des compositions pétrographiques reflète l'évolution du bassin versant au cours du temps au travers de l'histoire de l'érosion en lien avec l'exhumation.

L'objectif de cette thèse consiste à caractériser les relations entre la tectonique et la sédimentation, à travers l'exemple du Miocène (-23 à -5,3 Ma) des chaînes sub-alpines septentrionales (synclinaux du Vercors, de la Chartreuse, du Royans, des Bauges), du Bas-Dauphiné, du Jura méridional et de la Bresse.

Au-delà de ses répercussions industrielles, cette étude s'inscrit dans une démarche académique en apportant de nouveaux éléments à intégrer dans les modèles classiques de bassins syn-orogéniques, notamment à travers la mise en place d'un modèle d'évolution des processus sédimentaires au cours d'une séquence de dépôt. Enfin, le Miocène des massifs sub-alpins reste à ce jour moins bien documenté que les séries synchrones se déposant au Nord dans le bassin Molassique Suisse et au Sud dans le bassin Rhodano-Provençal. L'étude apportera ainsi une connaissance approfondie de la géologie régionale sub-alpine et permettra de combler le maillon manquant sur le plan régional.

Les Alpes occidentales ont souvent été considérées comme une zone de classe mondiale pour l'étude des bassins d'avant-pays. Un grand nombre de concepts et de modèles concernant les relations entre tectonique et sédimentation dans ce type de bassin ont été testés dans cette région (Sinclair & Allen, 1992; Sinclair, 1997; Ford & Lickorish, 2004; Ford *et al.*, 2006), notamment dans le bassin Molassique Suisse (prolongement vers le Nord) et dans le bassin Rhodano-Provençal (prolongement vers le Sud). Dans ces secteurs, la déformation alpine s'initie dès la base du Miocène inférieur. En position intermédiaire, les synclinaux des Chaînes Subalpines

Septentrionales et du Sud du Jura, dans lesquels des sédiments miocènes sont impliqués, demeurent en revanche peu étudiés depuis l'apparition des concepts modernes de sédimentologie de faciès et de tectonique syn-sédimentaire. De plus, la majorité des datations disponibles précèdent la révision de la charte chronostratigraphique du congrès du Néogène méditerranéen de 1973. De plus, elles sont souvent basées sur des organismes dont on sait aujourd'hui la faible valeur chronostratigraphique. Aussi, les faciès et leur distribution ainsi que les âges des dépôts restent mal calibrés dans les synclinaux des Chaînes Subalpines Septentrionales et du Sud du Jura, ce qui impacte directement notre vision de l'évolution tectono-sédimentaire de cette région et son intégration à l'ensemble de la chaîne.

2. Cadre géographique

Le bassin d'avant-pays des Alpes occidentales s'étend depuis l'Autriche jusqu'au Sud-est de la France. Il peut-être subdivisé en deux grands domaines le long de l'arc alpin (Figure 1A): au Nord, le NAFB (« North Alpine Foreland Basin »), et à l'Ouest, le bassin d'avant-pays des Alpes occidentales.

Notre zone d'étude se situe en position centrale du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales (encadré en rouge, Figure 1B). Au Nord, cette zone passe de la zone d'étude, au bassin molassique Suisse (BMS). Au Sud, on retrouve le Bassin molassique rhodano-provençal (BMRP), lui-même subdivisé en plusieurs sous-bassins.

Tout comme pour le BMRP, on retrouve des sédiments Miocène dans plusieurs domaines (Figure 1C). Du Nord au Sud :

- les synclinaux jurassiens, au Sud du bassin molassique genevois. D'Est en Ouest, il s'agit des synclinaux de Rumilly, Chambéry, Novalaise, et Belley (Figure 1C). Ce domaine est structuralement complexe, à la transition entre le Jura et la Chartreuse ;
- le Miocène des synclinaux de la Chartreuse : d'Est en Ouest, il s'agit des synclinaux de Proveyzieux et de Voreppe (Figure 1C) ;
- le Miocène des synclinaux du Vercors : d'Est en Ouest, il s'agit des synclinaux de Lans, de Méaudre-Autrans et de Rencurel (Figure 1C) ;
- le synclinal du Royans (Figure 1C), situé entre la bordure Ouest du Vercors et la partie Nord des Monts-du-Matin ;
- au-delà, un vaste domaine s'étend vers l'Ouest, jusqu'au Massif Central : il s'agit du Bas Dauphiné (Figure 1C) ;
- au Nord du Bas-Dauphiné, entre le Jura/Ile Crémieu et le Massif Central, on retrouve le bassin de la Bresse (Figure 1C) ;
- enfin, au Sud-Ouest de la zone, entre les Monts-du-Matins et le Massif Central, se dessine le bassin de Crest (« CR », Figure 1C).

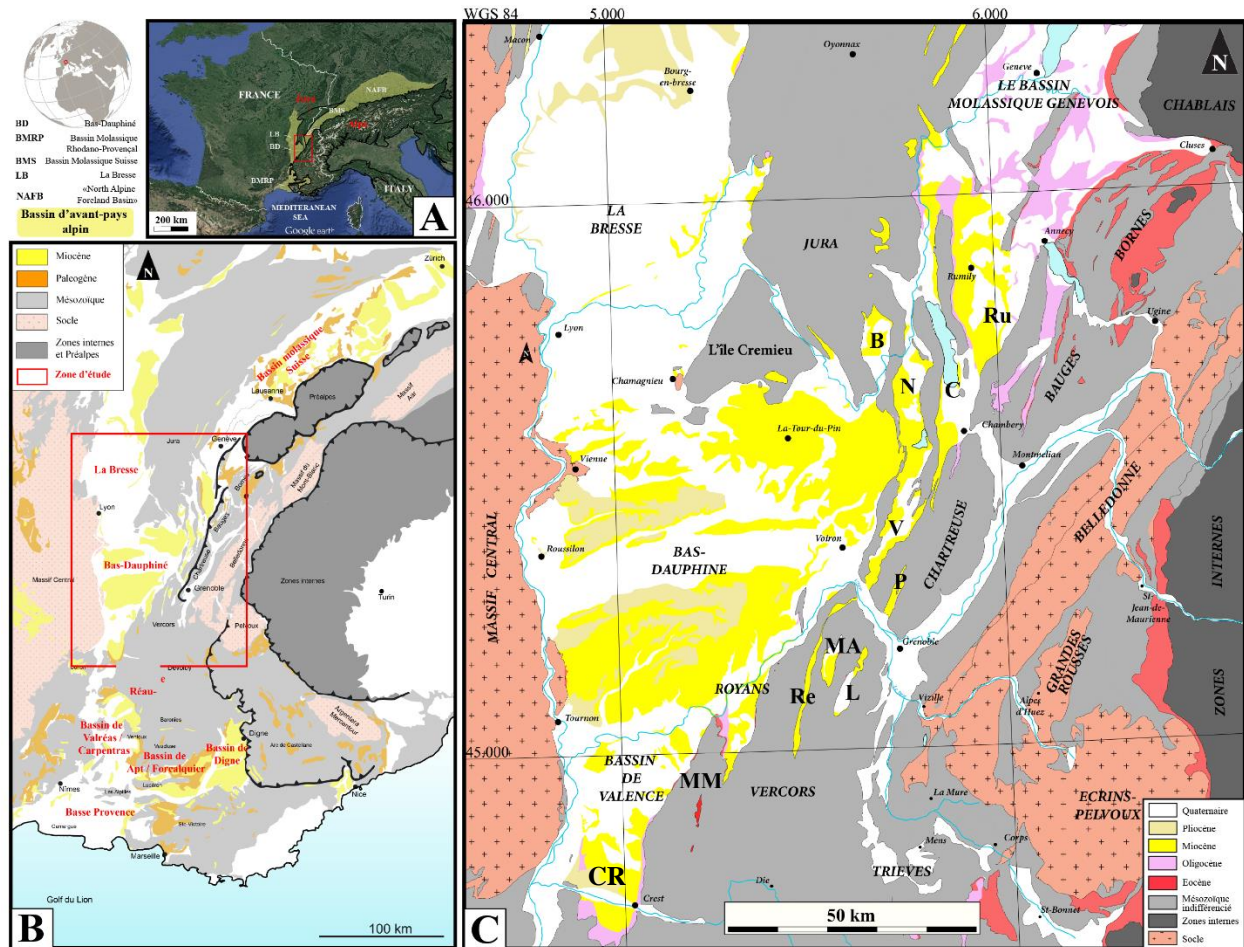


Figure 1: Contexte géographique et géologique de la zone d'étude. (A) Vue satellite du bassin d'avant-pays alpin. (B) Le Miocène du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales en jaune. Cadre rouge = zone d'étude. (C) Le Miocène de la zone d'étude en jaune. B= synclinal de Belley ; C= synclinal de Chambéry ; CR= Bassin de Crest ; L= synclinal de Lans ; MA= synclinal de Méaudre-Autrans ; MM= Les Monts-du-Matin ; N= synclinal de Novalaise ; P= Synclinal de Proveyzieux ; Ru= Synclinal de Rumilly ; Re= synclinal de Rencurel.

3. Cadre géologique succinct

La figure 3 représente une coupe schématique des Alpes qui permet d'inscrire les dépôts miocènes dans un cadre géologique et spatio-temporel (Agard & Lemoine, 2003).

Les dépôts datés du Miocène (-23.03 à -5.33 Ma) se déposent en contexte de bassin d'avant-pays des Alpes occidentales, tardivement dans l'histoire de l'orogénèse alpine, après une histoire tectonique complexe. Le Miocène enregistre les derniers mouvements de la compression alpine (Figure 2).

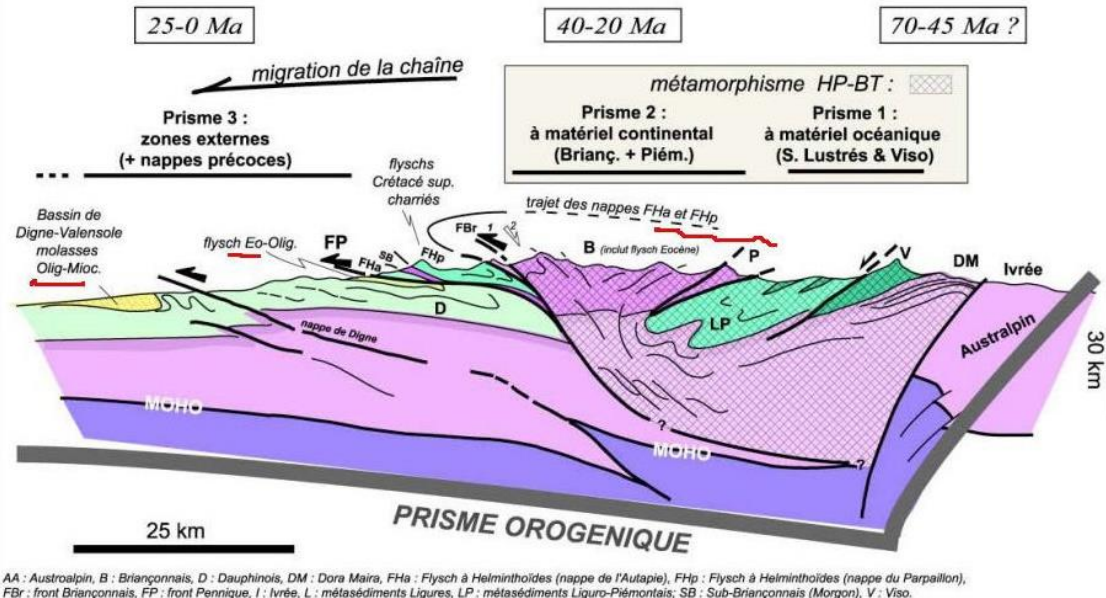


Figure 2: Coupe schématique des Alpes et interprétations temporelles (Agard & Lemoine, 2003).

En effet, dans la zone d'étude, la phase de déformation principale est classiquement attribuée au Tortonien (11.6-5.3 Ma ; (Debelmas & Lemoine, 1970; Lamiroux, 1977; Gidon *et al.*, 1978; Butler, 1992a). D'autres études suggèrent *a contrario* que la déformation a pu s'initier dès le début du Miocène (16-18Ma ; Deville *et al.*, 1994; Beck *et al.*, 1998), tout comme cela a été montré dans le BMS au Nord (Ziegler & Dèzes, 2007), ainsi que dans le BMRP au Sud (Clauzon, 1990; Rubino *et al.*, 1990; Crumeyrolle *et al.*, 1991). Parmi les trois bassins principaux de bassin d'avant-pays des Alpes Occidentales (Figure 1), c'est dans notre zone d'étude que le Miocène a été le moins étudié.

4. Objectifs de l'étude et organisation du manuscrit

Les bassins d'avant-pays sont des bassins sédimentaires complexes dans lesquels les taux d'accommodation, de sédimentation et les influences tectoniques sont autant de paramètres qui peuvent énormément varier dans l'espace et dans le temps. Dans ce contexte, comment caractériser l'évolution des environnements de dépôt et des processus sédimentaires au cours d'une séquence de dépôt ? En effet, avant de proposer des interprétations séquentielles dans le but d'établir un cadre stratigraphique robuste, il est nécessaire au préalable de décrypter le message faciologique contenu dans les successions sédimentaires. (**Chapitre 4 : La stratigraphie séquentielle d'un bassin d'avant-pays : Modèle d'évolution des processus sédimentaires au cours d'une séquence de dépôt.**)

En parallèle de cette étude sédimentologique, une étude structurale a été réalisée afin de répondre aux questions suivantes : quel est l'impact de l'héritage structural, ainsi que de la déformation

contemporaine, sur la distribution spatiale des dépôts ? (**Chapitre 5 : Révision de la cinématique des déformations des massifs sub-alpins et du Jura méridional**).

A partir du modèle d'évolution des environnements sédimentaires, et des processus associés, au cours d'une séquence de dépôt proposé au chapitre 4, il est possible de proposer un cadre stratigraphique bien contraint à l'échelle de la zone d'étude. Le cadre stratigraphique a été réalisé à l'aide d'une étude chronostratigraphique multi-paramétrique en s'appuyant en particulier sur la chimiostratigraphie (âges isotopiques Strontium). Cette étude a été complétée par des analyses magnétostratigraphiques et biostratigraphiques basée sur l'étude des foraminifères, des nannofossiles ainsi que sur une importante contribution des micromammifères. L'établissement d'un cadre chronostratigraphique rigoureux permettra de déterminer avec précision la distribution spatio-temporelle des dépôts syn-orogéniques. (**Chapitre 6 : Chronostratigraphie et stratigraphie du Miocène des massifs subalpins, du Sud du Jura, du Bas-Dauphiné, de la Bresse et du bassin de Crest**)

A partir d'un contexte structural bien défini, et de la distribution spatio-temporelle des dépôts syn-orogéniques, nous avons cherché à répondre aux questions suivantes : Quelles sont les évidences de déformation syn-sédimentaire dans cette zone ? Comment la déformation se propage-t-elle dans l'espace et dans le temps dans les synclinaux frontaux (chaînes plissées), ainsi que dans le bassin d'avant-pays ? (**Chapitre 7 : La chronologie de la déformation**).

L'ensemble des résultats issus des chapitres cités ci-dessus seront ensuite synthétisés sous forme de cartes paléogéographiques. Finalement, une reconstitution paléogéographique générale du bassin d'avant-pays à l'échelle des Alpes occidentales permettra de comprendre les relations existant avec le Bassin Molassique Suisse au Nord et le Bassin Rhodano-Provençal au Sud (**Discussion - Synthèse : Reconstitutions paléogéographiques**).

CHAPITRE 2 : Cadre géologique et état de l'art

1. De l'orogène au bassin d'avant-pays

1.1. Cadre géologique

La naissance d'une chaîne de montagne a lieu lorsque deux plaques continentales entrent en collision. La coupe schématisée ci-dessous illustre les 3 principaux domaines d'une chaîne de montagne (Figure 3) :

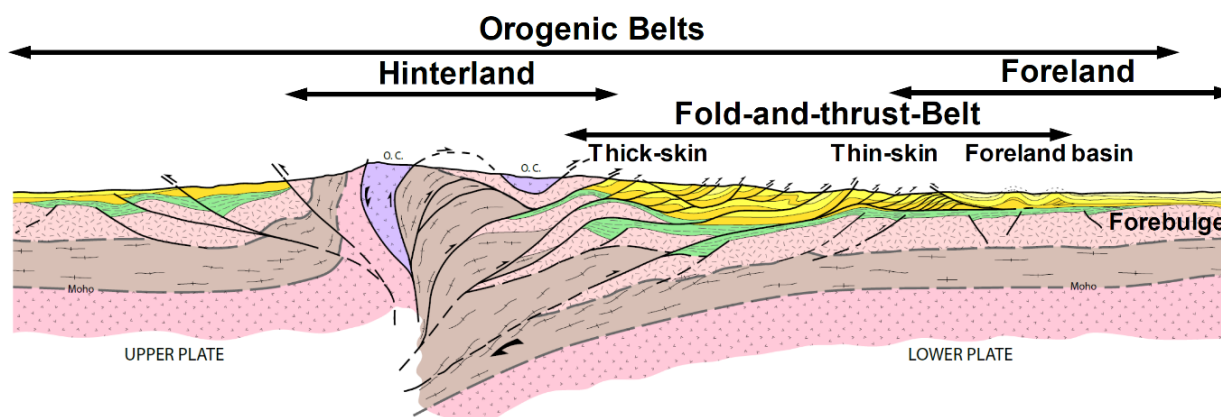


Figure 3: Les différents domaines structuraux d'une chaîne de montagne (Total, communication personnelle). O.C. = Croute océanique ; En rose foncé = le manteau supérieur ; marron clair et rose pâle = croûte continentale indifférenciée ; vert et orange = couverture sédimentaire ; jaune = dépôts syn-tectoniques

La **zones interne** (*hinterland*), comme son nom l'indique, constitue le domaine le plus interne de la chaîne de montagne. C'est ici qu'on retrouve la zone de suture entre les 2 plaques continentales. Plus vers l'externe, on retrouve la **chaîne plissée** (*Fold-and-thrust belt* = FTB) qui implique généralement la couverture sédimentaire déformée par les chevauchements de socle sous-jacents. La présence de nappes de charriages y est fréquente. De manière générale, la déformation totale est de moins en moins importante vers le domaine externe dans lequel se situe le domaine géologique qui fait l'objet de cette étude : le **bassin d'avant-pays** (*foreland*), où la sédimentation résulte principalement de l'accumulation des produits d'érosion de la chaîne de montagne en cours d'exhumation. Avec l'avancée progressive de la chaîne plissée, la bordure du bassin d'avant-pays

est impliquée progressivement dans la déformation. Des bassins isolés sont alors exhumés progressivement: il s'agit de bassins de type **piggy-back**. Le **prisme orogénique** (*orogenic wedge*) inclut ainsi toutes les zones déformées (domaine interne, chaîne plissée, bassins de type piggy-back ainsi que la bordure du bassin d'avant-pays déformé).

1.2. Zoom sur le bassin d'avant-pays : Définitions

Les **bassins d'avant-pays** ont été décrits pour la première fois par Dickinson (1974) dans une classification des différents types de bassins sédimentaires.

Deux types de bassin d'avant-pays existent (Figure 4) :

- les bassins d'avant-pays périphériques, qui se forment sur la plaque continentale chevauchée lors d'une collision continentale. C'est ce type de bassin d'avant-pays qui fait l'objet de cette étude.
- les bassins d'avant-pays rétro-arc, qui se forment sur la plaque chevauchante, en arrière de l'arc magmatique, en contexte de subduction océanique.

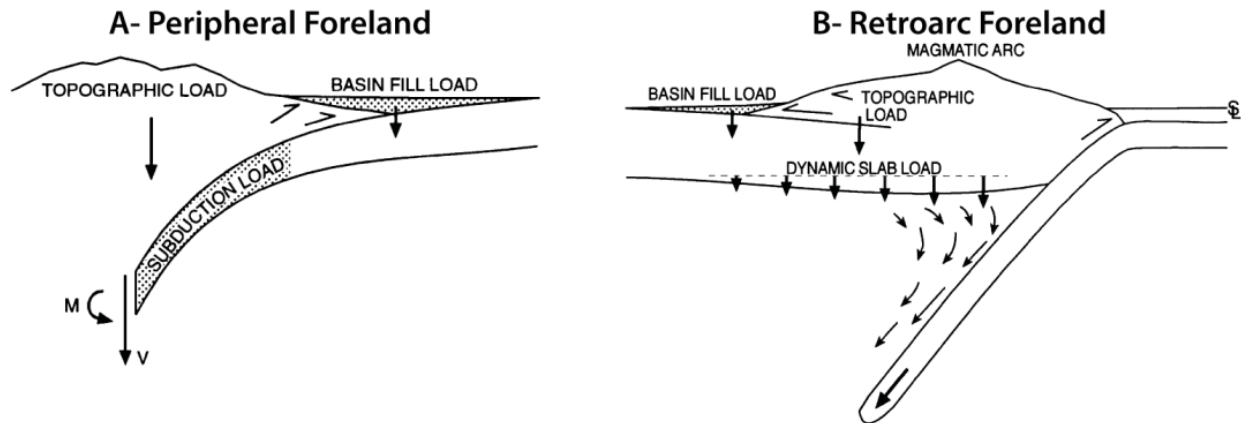


Figure 4: Les bassins d'avant-pays selon Decelles & Giles (1996). (A) Bassin d'avant-pays de type périphérique, sur la plaque subductée, au front de l'orogène. (B) Bassin d'avant-pays de type rétro-arc, sur la plaque chevauchante, en arrière d'un arc magmatique.

Le bassin d'avant-pays « long » parallèlement le prisme orogénique sur toute sa longueur: ces bassins peuvent donc atteindre des longueurs de plusieurs milliers de kilomètres (Catuneanu, 2004). La largeur du bassin, généralement étroite (de l'ordre de 10^2 km) dépend d'un grand nombre de paramètres variables en fonction du contexte : la surcharge du prisme orogénique, la rigidité de la lithosphère ou encore sa thermicité (Beaumont, 1981). Ceux-ci vont alors influencer le comportement de la lithosphère qui contrôlera alors la morphologie du bassin (largeur et profondeur du bassin).

De manière générale, la subsidence de la plaque plongeante où se développent les bassins d'avant-pays est contrôlée par deux mécanismes physiques distincts. (i) **La subsidence (ou topographie) dynamique** (« *dynamic subsidence* », Catuneanu, 2004, 2019; Figure 5) qui est liée à la

dynamique lithosphérique accompagnant la subduction. L'intensité de la subsidence dynamique décroît exponentiellement depuis la fosse vers l'externe (profil du milieu, Figure 5). **(ii) La flexure tectonique** (« *flexural tectonics* », Catuneanu, 2004, 2019 ; Figure 5) résulte de la surcharge du prisme orogénique chevauchant (profil du haut Figure 5). Cette flexure tectonique varie à la manière d'une sinusoïde s'atténuant exponentiellement vers l'externe en fonction de la surcharge et de la plaque chevauchante et de la rigidité de la plaque plongeante. Cette forme particulière a conduit à définir trois domaines de subsidence : le bassin flexural (« foredeep »), le bourrelet périphérique (« forebulge »), et la dépression périphérique (« backbulge ») (Beaumont, 1981; Crampton & Allen, 1995; DeCelles & Giles, 1996). Dans la mesure où les deux types de flexures s'additionnent (profil du milieu Figure 5), c'est le long de la bordure du bassin d'avant-pays, directement au front du prisme orogénique que la subsidence est maximale, mais la forme précise du profil de subsidence, et notamment au niveau du bourrelet périphérique, dépend de l'interaction entre les deux mécanismes (profil du bas Figure 5).

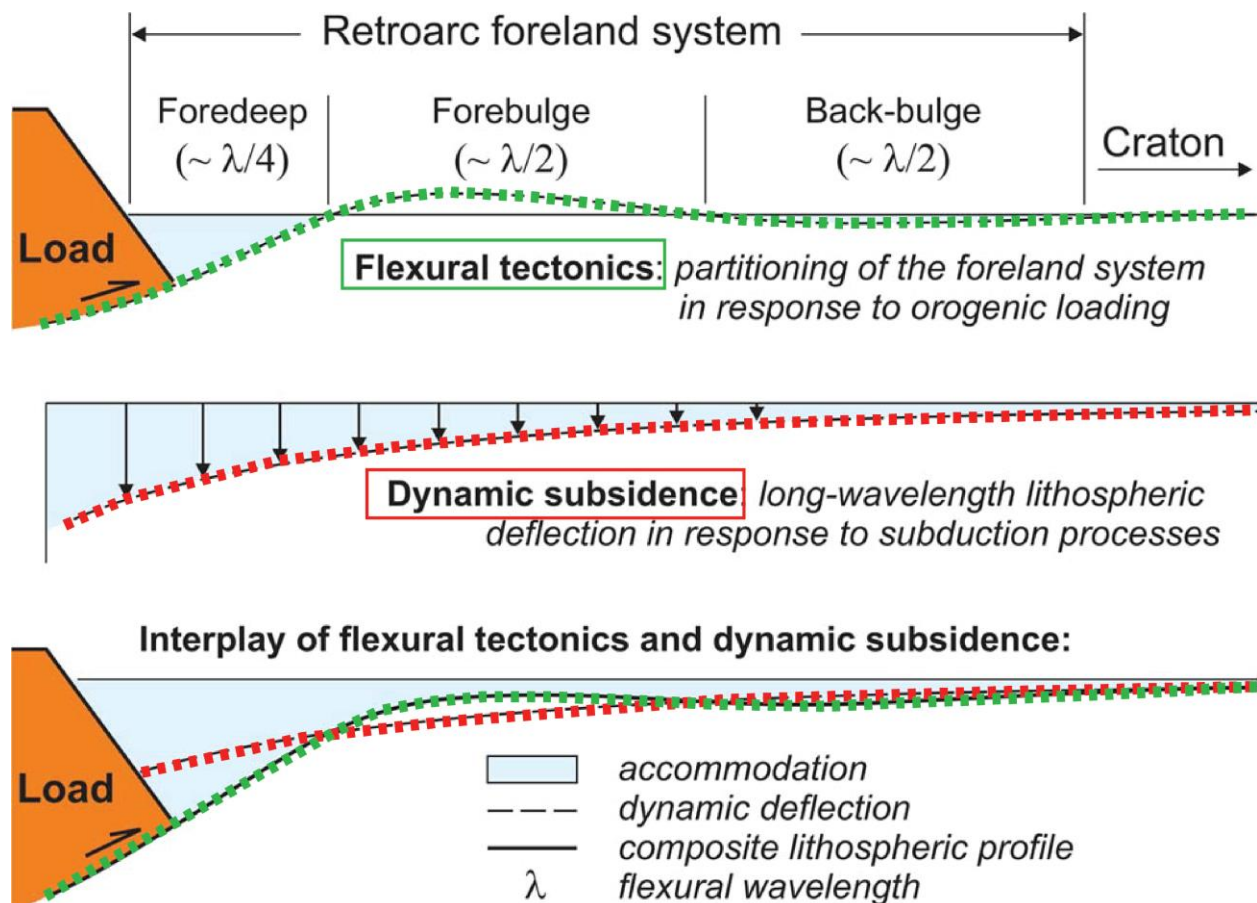


Figure 5: Le taux de subsidence d'un bassin d'avant-pays, résultat de l'interaction entre la flexure lithosphérique ("Dynamic subsidence", trait pointillé rouge) et la subsidence tectonique (« flexural tectonics », trait pointillé vert), modifié de Catuneanu (2019).

En 1996, Decelles & Giles proposent pour la première fois une zonation en fonction des différents domaines sédimentaires du bassin d'avant-pays (*depozones*, Figure 6). Cette zonation est reprise abondamment dans la littérature. Decelles (2012) et Catuneanu (2004, 2019) revisitent cette zonation et apportent des éléments supplémentaires.

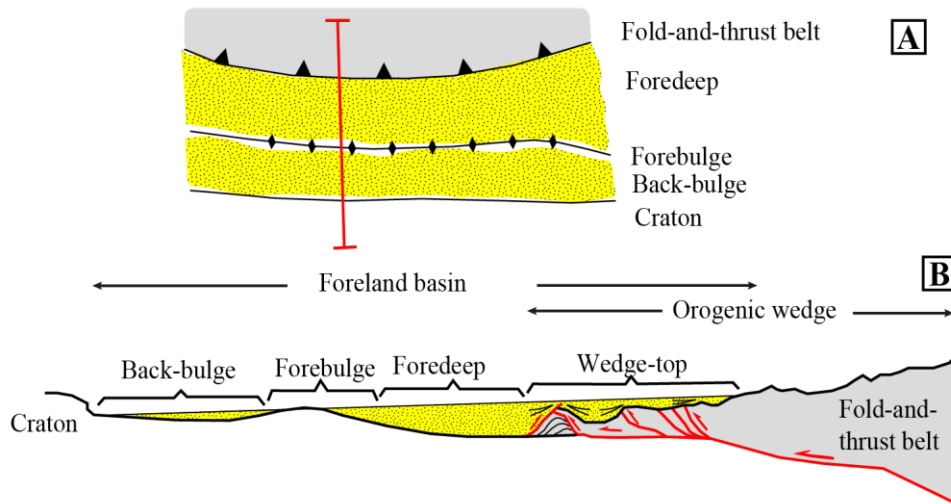


Figure 6: Schémas simplifiés d'un bassin d'avant-pays (redessiné, de Decelles & Giles, 1996). (A) Vue en carte. (B) Vue en coupe. Subdivisions du bassin d'avant-pays en 4 domaines (d'après Decelles & Giles, 1996).

A un temps t , le bassin d'avant-pays se subdivise en 4 grands domaines. D'interne en externe (Figure 6, Decelles & Giles, 1996) :

- le « **wedge-top** », où émerge le front du prisme orogénique. Il s'agit du domaine « charnière » entre la chaîne plissée et le bassin d'avant-pays. Dans ce domaine, la tectonique et la sédimentation interagissent. Les chevauchements les plus frontaux de la chaîne plissée sont aveugles (*blind thrust*) puisqu'ils sont couverts par la sédimentation syn- ou post-déformation. Les discordances angulaires y sont fréquentes. C'est donc ici qu'on retrouvera les **bassins de type piggy-back** (définis ci-après). La sédimentation y est généralement grossière et proximale puisqu'elle draine directement le prisme orogénique adjacent, en cours d'exhumation ;
- c'est dans le « **foredeep** », au pied du front orogénique, que la subsidence est maximale par effet combiné des subsidences dynamique et flexurale (Figure 7). En conséquence, (i) le taux de sédimentation est très important (la succession sédimentaire peut atteindre plusieurs centaines, voire milliers, de mètres), mais insuffisante pour combler le bassin, et (ii) les incursions marines y sont très fréquentes (Figure 7), compte tenu de l'importance de la dépression. La subsidence décroît progressivement vers l'externe ;

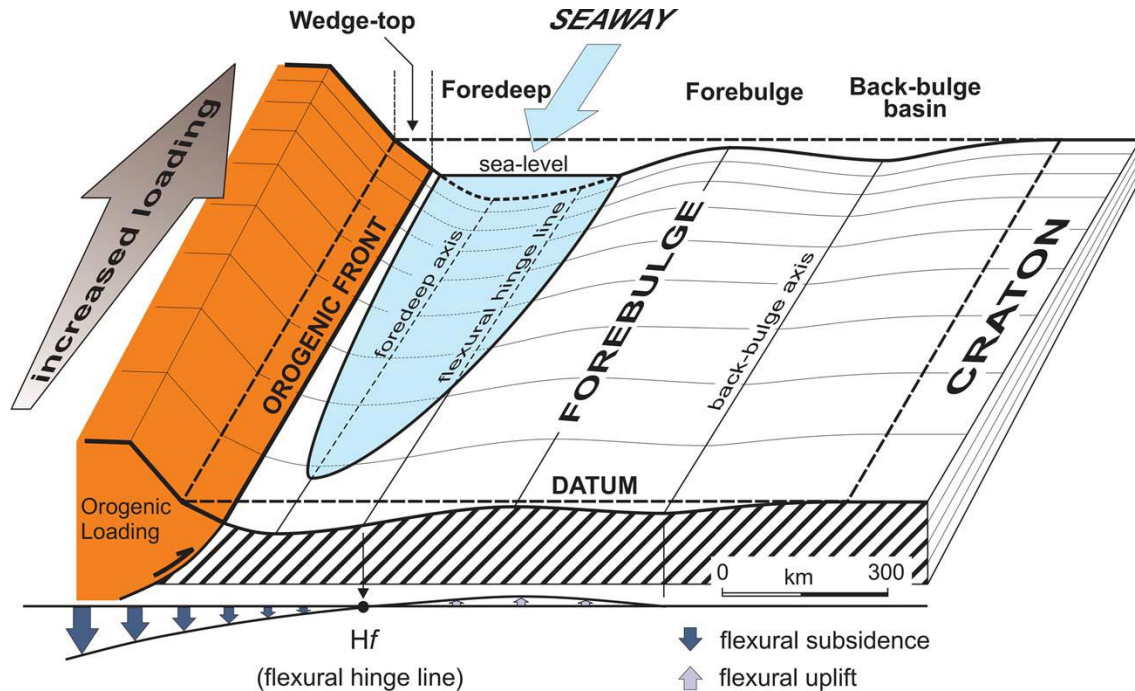


Figure 7: Le bassin d'avant-pays, en 3D (Catuneanu, 2004, 2019)

- le « **forebulge** » correspond à un bombement de la lithosphère en réponse à la subsidence flexurale induite par la surcharge du prisme orogénique. Il s'agit donc d'une région qui peut être en exhumation et elle peut être érodée, les dépôts proximaux y prédominent ;
- le « **back-bulge** », relativement peu subsident et peu décrit dans la littérature, situé entre le forebulge et le craton.

1.3. Les étapes de remplissage d'un bassin d'avant-pays.

L'histoire du remplissage d'un bassin d'avant-pays correspond à une méga-séquence de comblement qui est généralement subdivisée en deux phases (Figure 8): l'« *Underfilled phase* » et l'« *Overfilled phase* » (Flemings & Jordan, 1989; Sinclair, 1997; Catuneanu, 2004).

Chronologiquement, l'« *Underfilled phase* » intervient en premier lieu puisqu'elle caractérise les stades précoces de la formation de la chaîne de montagne et du bassin d'avant-pays associé. Au cours de ce stade initial, le taux de sédimentation est encore inférieur au taux de subsidence, dans la mesure où les reliefs ne sont pas encore créés, ce qui implique une érosion faible et donc une alimentation en sédiment faible dans le bassin d'avant-pays. A cette phase succède l'« *Overfilled phase* », caractérisée par un taux de sédimentation qui est maintenant supérieur à la quantité d'espace créée, induit par les reliefs exhumés et soumis à l'érosion.

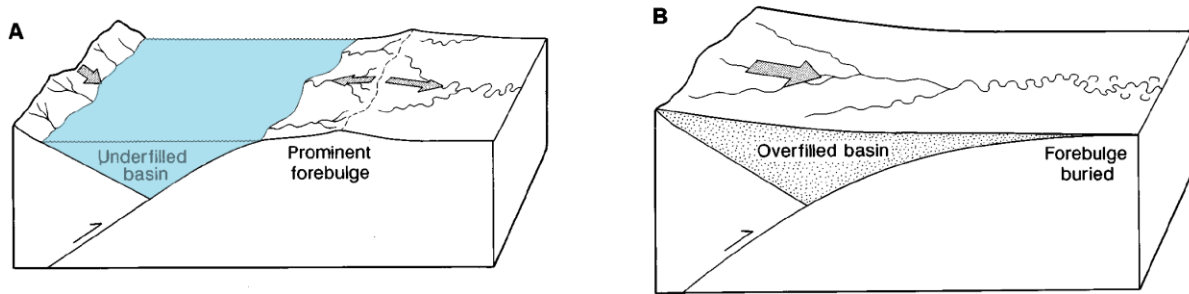


Figure 8: Les deux phases du remplissage du bassin d'avant-pays (Crampton & Allen, 1995). (A) « Underfilled phase » où la subsidence est supérieure au taux de sédimentation. La sédimentation est caractérisée par des dépôts marins turbiditiques. (B) « Overfilled phase » où la subsidence est inférieure au taux de sédimentation. La sédimentation est caractérisée par des dépôts marins peu profonds et/ou continentaux.

Classiquement, on associe à ces 2 phases, le dépôt des « flysch » et de la « molasse », respectivement (Sinclair, 1997). Les termes « flysh » et « Molasse » ont une signification géologique qui a évolué au cours des deux derniers siècles. Ils ont été employés de manière assez fréquente et générique, et au jour d'aujourd'hui, on peut résumer les choses de la manière suivante :

Flysch (*Flysch*, en anglais) : le dépôt des flyschs est associé à la naissance du bassin d'avant-pays (Sinclair, 1997), elle-même associée à la naissance de l'orogène. Par conséquent, les apports silico-clastiques sont moindres compte-tenu du stade précoce de l'orogénèse et par conséquent d'une érosion limitée des reliefs encore trop peu marqués. Il s'agit donc d'une sédimentation fine (argilo-marneuse) avec des intercalations silicoclastiques. Les flyschs sont constitués essentiellement de dépôts de type turbiditiques dans des environnements marins profonds. La sédimentation s'effectue dans le bassin d'avant-pays qui est directement alimenté par l'érosion de l'orogène adjacente naissante, ou dans des configurations plus complexes par une autre zone cratonique comme par exemple les Grès d'Annot pour les Alpes occidentales qui sont alimentés depuis le Sud par le continent corso-Sarde (Ravenne *et al.*, 1987) et par la cordillère.

Molasse (*molasse*) : il s'agit d'une sédimentation continentale à marine constituée essentiellement de dépôts silico-clastiques dans le bassin d'avant-pays, qui est maintenant directement alimenté par l'érosion de l'orogène adjacente en cours. La sédimentation marine est peu profonde et comprend classiquement des dépôts proximaux. La molasse décrit généralement une « mégaséquence » granocroissante qui se termine par des dépôts continentaux qui assurent le comblement final du bassin.

1.4. Mise en place des bassins de type « piggy back basin » et sédimentation syn-tectonique:

Comme nous l'avons cité plus haut, la distribution et la géométrie du remplissage sédimentaire d'un bassin d'avant-pays résulte de deux types de subsidence (Figure 5) : la **subsidence dynamique** et la **flexure tectonique**.

Or, ces deux types de subsidence migrent dans le temps, en lien direct avec la propagation de la déformation dans le bassin (Figure 9). Il en résulte donc une évolution spatio-temporelle complexe du remplissage sédimentaire qu'il est possible de reconstruire à travers l'analyse de dépôts syn-tectoniques.

En effet, la propagation de la déformation peut provoquer la naissance de bassins de type « *piggy-back basin* » (ou aussi appelé *thrust sheet-top*, par Ori & Friend, 1984 ; ou encore *satellite basin*, par Ricci Lucchi, 1986). Il s'agit de petits bassins d'une dizaine de kilomètres de large, qui se forment au toit d'un chevauchement actif. Dans ce contexte, la sédimentation s'effectue pendant la croissance des structures tectoniques (plis, failles chevauchantes). Les couches sédimentaires sont alors anisopaques. On distingue alors 2 domaines : **(i)** au toit du chevauchement actif, en position de bassin de type *piggy-back*, les couches sédimentaires s'amincissent vers la structure tectonique naissante (Figure 9). Le taux de subsidence diminue de plus en plus, dans la mesure où ce domaine est en cours de surrection. **(ii)** Au mur du chevauchement actif, en position de bassin d'avant-pays classique, la subsidence est maximale et c'est ici qu'on retrouve le déposécentré. Les couches sédimentaires s'épaississent en direction du mur de la structure tectonique naissante. Il s'agit de l'expression directe de la flexure de type tectonique.

Ces variations progressives d'épaisseur portent le nom d'éventail sédimentaire (*growth strata*). La subsidence étant maximale au mur du front de chevauchement, le déposécentré de l'unité en cours de dépôt reflète l'activité de la faille chevauchante adjacente (Figure 9). La mise en évidence de la migration du déposécentré, associé à des éventails sédimentaires permet donc de fournir de robustes indices permettant de reconstruire la chronologie de la déformation.

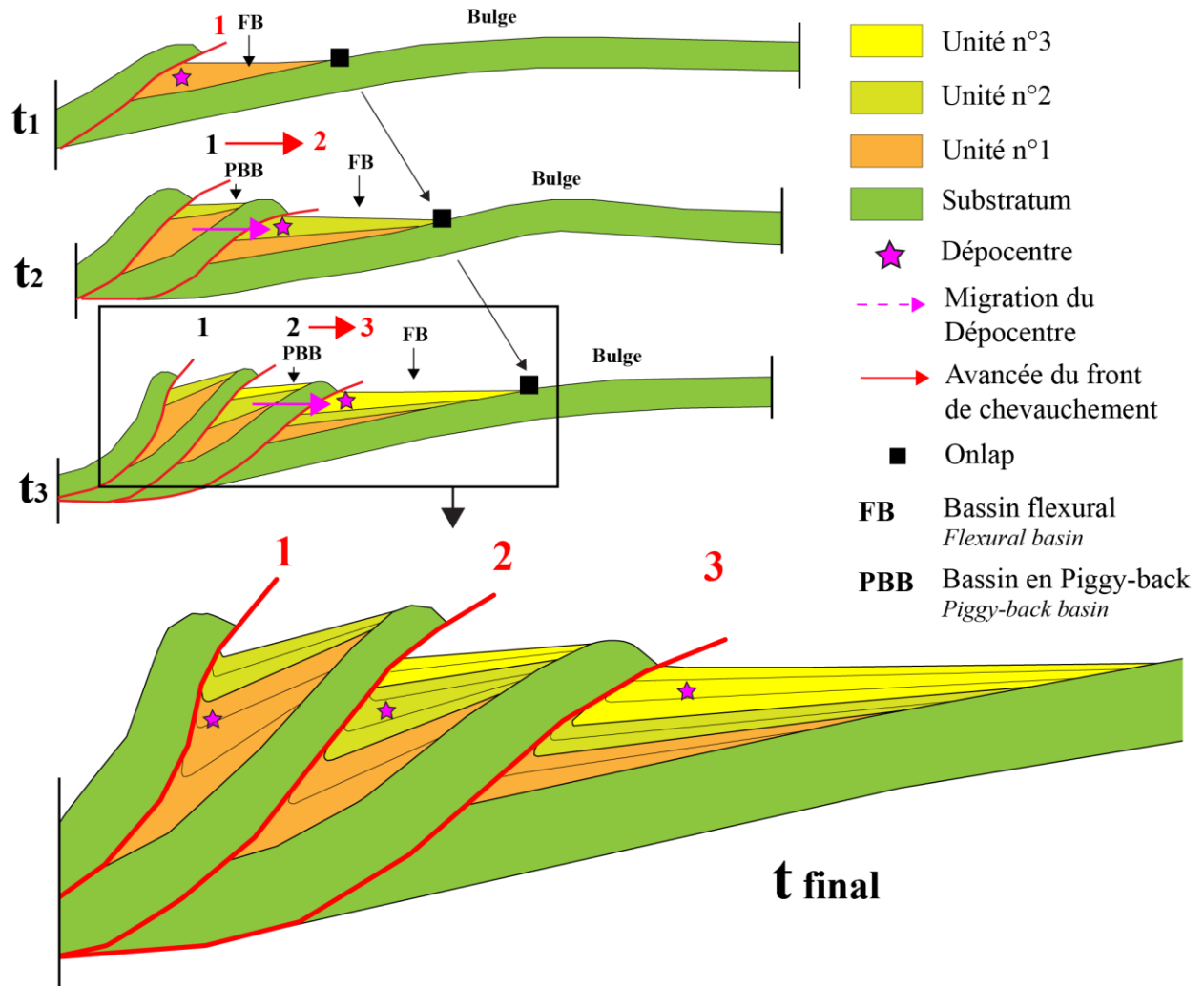


Figure 9 : Mise en place des bassins de type piggy-back (modifié de Letouzey et al., 1995) et sédimentation syn-tectonique associée. Le dépocentre migre en parallèle de l'avancée du front de chevauchement.

2. L'histoire géologique du bassin d'avant-pays alpin

2.1. L'histoire ante-orogénèse alpine :

Dans les Alpes externes les roches métamorphiques et magmatiques du socle sont l'héritage de la chaîne hercynienne d'âge Paléozoïque (Figure 10). Le Carbonifère supérieur-Permien est marqué par la formation de bassins le long de failles normales et décrochantes induites par la fin de l'orogénèse hercynienne : les directions d'extensions sont principalement N-S et NW-SE. Parmi les bassins carbonifères, on peut citer le bassin houiller enfoui sous le bassin de la Bresse, à l'Est de Lyon. A la fin du Paléozoïque, une intense période d'érosion de la chaîne a lieu : l'Europe de l'Ouest est alors caractérisée par une vaste pénéplaine.

Débutent ensuite l'histoire mieux connue du Mésozoïque qui commence avec un épisode de rifting dès le Trias. Cet épisode aboutit à l'ouverture de l'océan Téthysien et a été marqué par une direction d'extension NW/SE (Dumont *et al.*, 2008) dans le bassin du Sud-Est. La sédimentation au Trias est marquée par des dépôts silico-clastiques, carbonatés et évaporitiques (Masclé, 2008) qui recouvrent en discordance la pénéplaine. Le Trias jouera plus tard, lors de la compression alpine, un rôle très important puisqu'il constitue un niveau préférentiel de décollement (Philippe *et al.*, 1996, 1998). C'est à la fin du Trias que l'ensemble du bassin du Sud-Est est immergé et constitue alors l'ancienne marge Nord-Ouest de la Téthys (Baudrimont & Dubois, 1977), en réponse à l'épisode de rifting téthysien (subsidence tectonique) s'étendant jusqu'au Dogger (Figure 10). Entre le Bajocien-Bathonien et le Crétacé inférieur (Aptien), la zone d'étude sera ensuite soumise à une double influence : (i) la subsidence tectonique liée au rifting Téthysien laisse place à une subsidence thermique, marquant l'amorce d'une phase de marge passive (Figure 10) et l'ouverture océanique de la Téthys ligure datée au Bajocien-Bathonien (Lemoine *et al.*, 1986). Les failles normales de la marge ne sont plus actives mais cette phase est tout de même marquée par une forte subsidence et un fort taux de sédimentation (Masclé, 2008), car elle interagit avec une seconde influence; (ii) une subsidence liée à un régime extensif, résultat du rifting « Atlantique-Gascogne » (ouverture de l'Atlantique et de la baie de Biscaye, Lemoine *et al.*, 1986). Dans la zone d'étude, la période Jurassique se caractérise par le dépôt de formations majoritairement marno-calcaires (De Graciansky *et al.*, 1993). Une sédimentation à dominance carbonatée s'instaure progressivement au début du Crétacé dans le bassin du Sud-Est (Figure 10), notamment au Barrémien-Aptien, avec le développement de la célèbre plateforme « Urgonienne » (Arnaud-Vanneau, 1980) qui marque aujourd'hui si bien les reliefs des massifs subalpins.

Une phase de compression s'amorce ensuite entre l'Aptien supérieur et jusqu'à l'Eocène moyen. Celle-ci résulte de l'orogénèse pyrénéenne avec l'ouverture de la baie de Biscaye, et de la rotation de la plaque Ibérique qui amorce le déplacement de la plaque Africaine vers le Nord en direction de la plaque Européenne (Masclé, 2008). En résulte une compression S-N dans le bassin du Sud-Est, l'amorce de l'exondation du bassin du Sud-Est et le retrait progressif de la mer. Néanmoins, dans notre zone d'étude située au Nord dans la partie septentrionale du bassin, la présence de témoins directs de la phase pyrénéo-provençale fait débat.

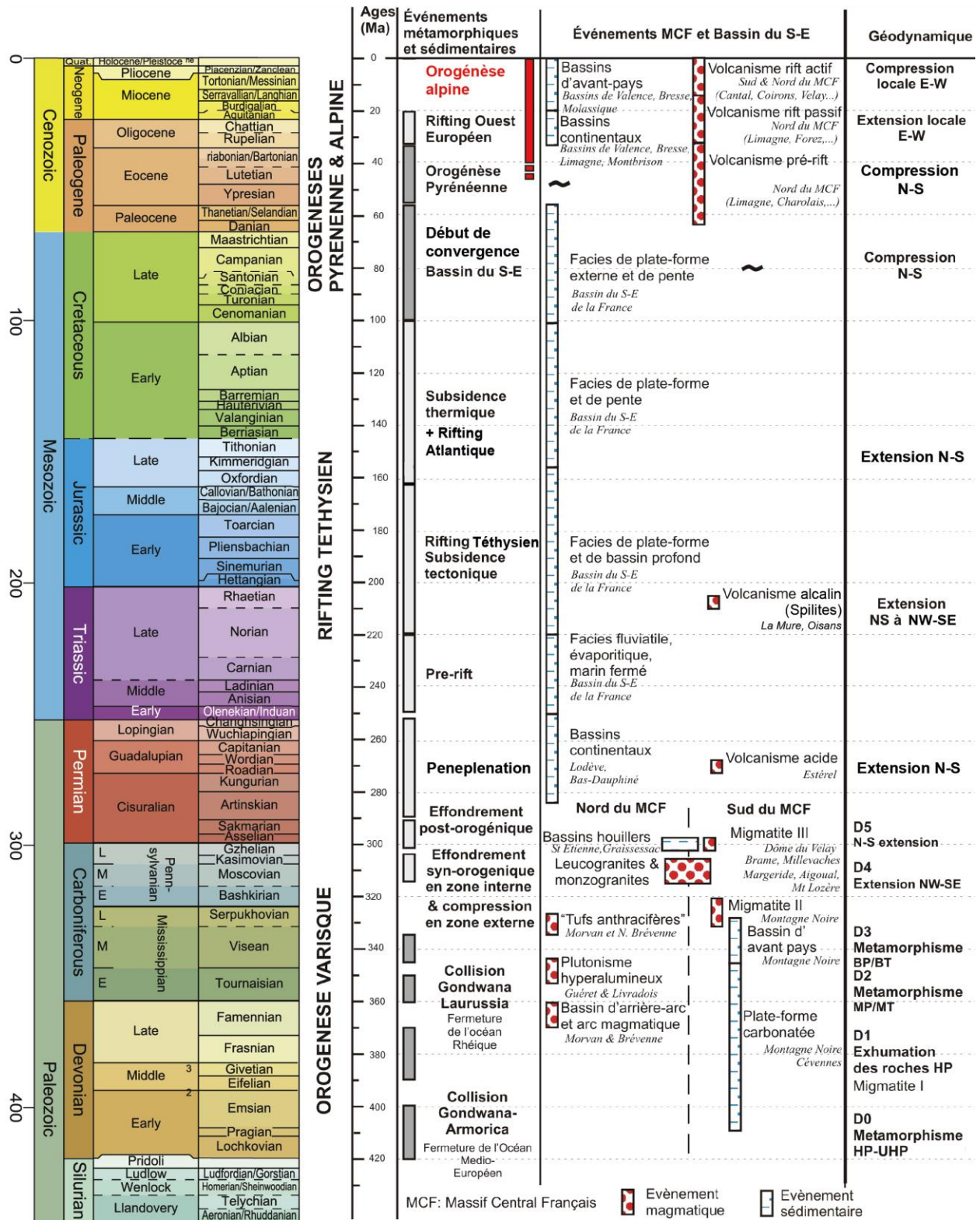


Figure 10: Synthèse détaillée des événements varisques dans le Massif Central (MCF) et de l'Evolution Méso-Cénozoïque du bassin du Sud-Est, modifié de Rubert (2009). La charte chronostratigraphique y a été implémentée. Synthèse bibliographique de Rubert (2009) : **Orogène Varisque d'après** : Faure et al. (2008). **Rifting Téthysien d'après** Debrand-Passard et al. (1984), Lemoine et al. (1986), De Graciansky & Lemoine (1988). **Orogénèses**

Pyrénéenne et Alpine d'après : Choukroune et al. (1973), Ziegler (1992), Philippe et al., 1998; Deville & Sassi (2006). *Volcanisme Cénozoïque-actuel du MCF d'après* : Merle & Michon (2001), Michon & Merle (2001).

Une phase d'extension a ensuite lieu entre l'Eocène terminal et l'Oligocène causant la mise en place au sein de la plaque européenne de différents grabens intercontinentaux orientés approximativement Nord-Sud autour de l'arc alpin. Cet épisode est lié à l'épisode *Rifting Ouest Européen* qui a été décrit à l'échelle de l'Europe (Debelmas, 1974; Hirn, 1980; Bergerat, 1987; Ziegler, 1988, 1994; Bergerat et al., 1990). Au cours de cette période, la zone d'étude est caractérisée par une sédimentation principalement continentale avec des dépôts lacustres, fluviaux et évaporitiques (Mascle, 2008). C'est d'ailleurs à l'Oligocène que la véritable histoire du bassin rhodanien débute avec la démarcation de 3 régions subsidentes qui sont (Mascle, 2008): La Bresse au Nord, le Bas-Rhône au Sud et le Bas-Dauphiné / Bassin de Valence, en position intermédiaire.

Contemporainement à cette phase extensive, la collision entre les plaques eurasienne et africaine marque le début de l'orogénèse alpine qui s'initie dès le Crétacé supérieur/base du Tertiaire.

2.2. L'orogénèse alpine

La collision entre les plaques continentales eurasienne et africaine s'initie dès le Crétacé Supérieur/base du Tertiaire (Nicolas et al., 1990; Pfiffner et al., 1997) qui a pour conséquence la naissance du « Front pennique ». S'en suit alors une histoire tectonique complexe et polyphasée.

Leloup et al. (2005) proposent une reconstitution de la chronologie de la déformation des Alpes externes, le long d'un transect NW-SE, à partir de données de terrain, de données thermochronologiques et géochronologiques du massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. La reconstitution propose de dater l'activité des fronts de chevauchements majeurs de l'orogénèse alpine. Nous noterons ici les phases principales : **(i)** entre 50 et 35 Ma (Eocène), le « Front pennique » et son bassin flexural associé (qui implique le dépôt des flyschs Eocènes, dits « UMM » dans la stratigraphie suisse) ; **(ii)** entre 35 et 22 Ma, le HBD (« *Helvetic basal décollement* ») se forme avec le dépôt de la molasse Oligocène dans le bassin flexural créé (« USM » dans la stratigraphie suisse); **(iii)** C'est à 22 Ma que le massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges se forment avec l'activation du « *Alpine sole thrust* », une direction de compression NW, et contemporain de la « molasse continentale inférieure » qui se dépose dans le bassin d'avant-pays (« USM » dans la stratigraphie suisse). Cette phase provoque la déformation des structures héritées des phases antérieurement, et la naissance de l'arc Jurassien. **(iv)** Entre 22Ma et 4Ma, l'auteur propose une activité tectonique continue avec les mêmes directions de raccourcissement ~NW-SE.

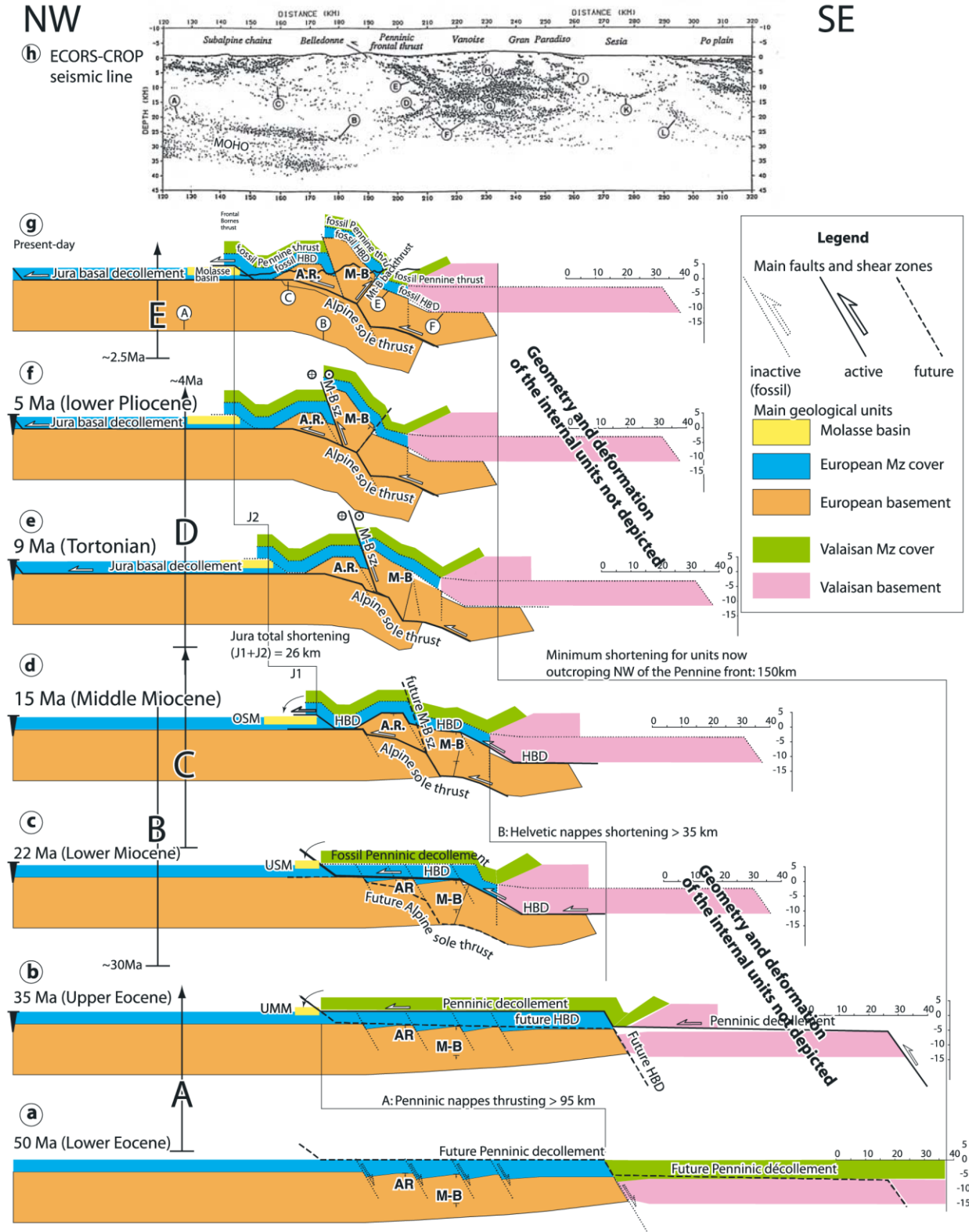


Figure 11: Evolution structurale des Alpes externe, d'après Leloup et al. (2005), le long d'un transect NW-SE passant par les Aiguilles rouges et le massif du Mont Blanc. 7 étapes sont proposées entre 50Ma et aujourd'hui.

Dumont *et al.* (2008, 2011, 2012) proposent de subdiviser l'histoire tectonique du tertiaire du domaine alpin en 3 phases. Cette histoire est proposée à partir de l'étude du remplissage Eo-Oligocène en contexte de bassin d'avant-pays (au sud du massif du Pelvoux), combinée avec une étude structurale se focalisant sur les déformations enregistrées par le socle (dôme de Meije-Pelvoux). Cette histoire est résumée sur la Figure 12:

- (i) **D1** : Raccourcissement N-S d'âge Eocène, induit par l'orogénèse pyrénéenne.
- (ii) **D2** : Au cours de l'Eocène, les premiers effets de l'orogénèse alpine débutent avec la subduction continentale. Cette phase compressive se traduit par un front de chevauchement qui implique le socle, qui se propage dans la couverture ainsi que dans le bassin d'avant-pays et qui migre vers le N-NW. C'est la naissance des premières nappes alpines.
- (iii) **D3** : Au début de l'Oligocène (~32Ma, Dumont *et al.*, 2011), les auteurs datent la naissance de l'arc alpin, avec l'initiation brutale d'une phase compressive majeure de direction E-W, c'est-à-dire, approximativement perpendiculaire à la phase précédente. Une des premières expressions en est le chevauchement Pennique daté à 30-34 Ma sur la transversale de Grenoble (Simon-Labric *et al.*, 2009). Au Miocène, la compression vers l'Ouest se poursuit avec la propagation vers l'Ouest de chevauchements de socle qui implique la surrection des massifs de Grandes Rousses et de Belledonne (D4, Dumont *et al.* 2008).

Dumont *et al.* (2011, 2012), à partir d'évidences de sédimentation syn-tectonique, portent un intérêt particulier à la transition entre les phases D2 et D3, qui marque un événement majeur à l'échelle des Alpes : la transition entre (i) la subduction continentale en réponse à la convergence N-S entre les plaques continentales Africaine et Eurasienne (D2) et (ii) un échappement latéral vers l'Ouest qui génère alors l'arc alpin.

L'âge de cet événement semble faire écho avec l'âge d'activation du HBD de Leloup *et al.* (2005), mais également à la phase « ECM » (*External Crystalline Massifs*) de Bellahsen *et al.* (2014).

En effet, Bellahsen *et al.* (2014) proposent des restaurations de coupes structurales à l'échelle de la chaîne des Alpes occidentales et proposent de subdiviser la déformation en 3 phases : (i) la phase Oligocène-Miocène inférieur appelée « ECM » ayant impliqué le socle à l'Est du massif de Belledonne, (ii) la phase Miocène inférieur à moyen (?) appelée « Subalpine » ayant impliqué le chevauchement basal de Belledonne et la déformation des chaînes subalpines ; (iii) la phase du Serravalien-Pliocène inférieur appelée « Jura » ayant impliqué également le même chevauchement de socle de Belledonne mais cette fois-ci avec une tectonique « *thin-skinned* » (décollement de la couverture).

Deville *et al.* (1994) proposent que, après l'activation des chevauchements des chaînes subalpines au Miocène inférieur, l'ensemble des massifs aient subi une surrection globale de 500 à 800 m depuis le Langhien (14Ma) époque à laquelle les dépôts se faisait au niveau de la mer, et que les chevauchements les plus internes aient put-être réactivés tardivement.

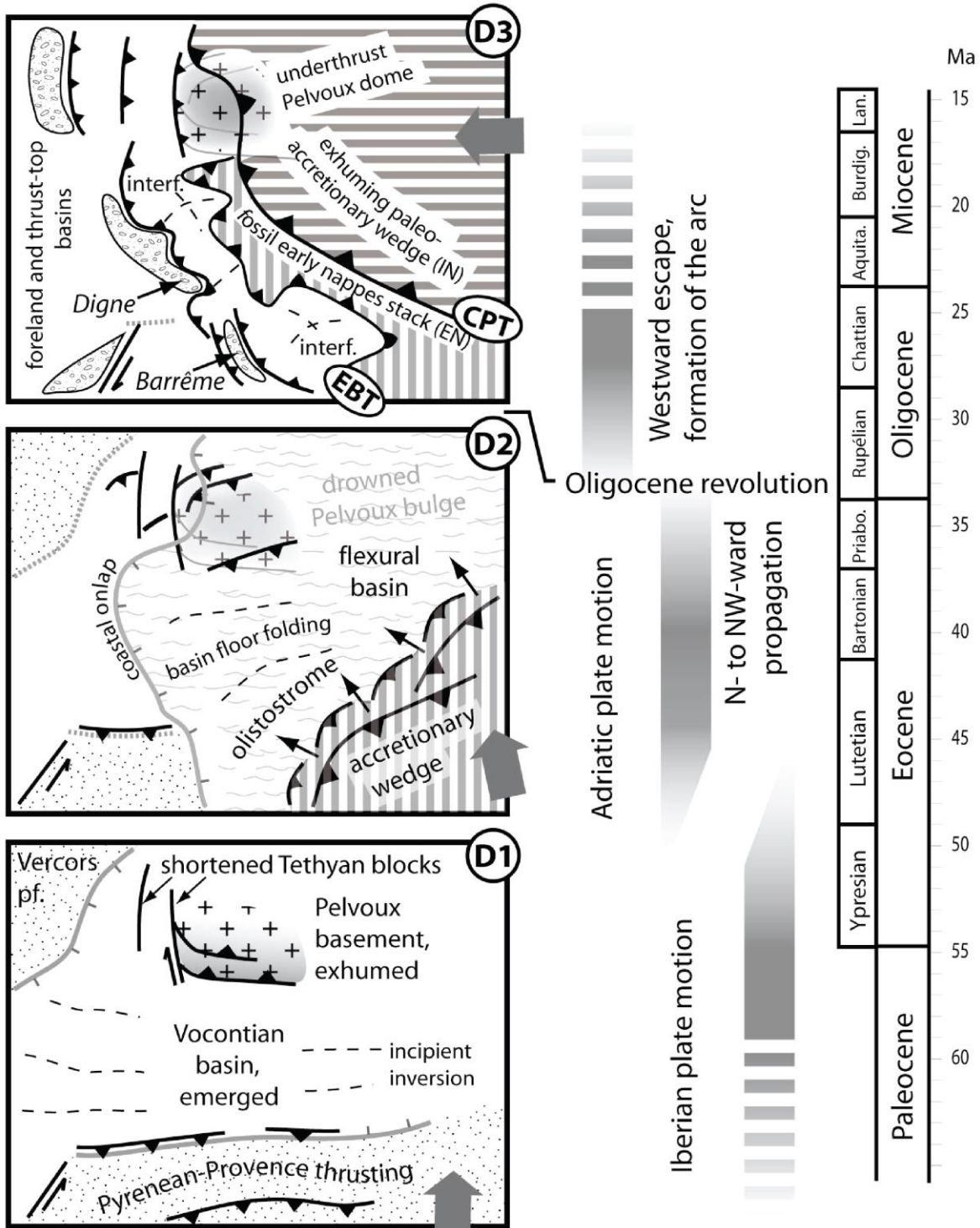


Figure 12: Chronologie de l'évolution du bassin d'avant-pays du sud des Alpes occidentales. **D1**, Raccourcissement N-S d'âge Eocène, induit par l'orogénèse pyrénéenne ; **D2** : au cours de l'Eocène, premiers effets de l'orogénèse alpine débute avec la propagation d'un front de chevauchement qui migre vers le NW-NNW et la naissance des premières nappes alpines ; **D3** : Naissance de l'arc alpin au début de l'Oligocène, avec l'initiation d'une phase compressive majeure de direction E-W. Cette phase se poursuit jusqu'au Miocène.

Dumont *et al.* (2011, 2012) proposent donc un calendrier de la déformation solide en partie, à partir de critères tectonos-sédimentaires de l'Eo-Oligocène du bassin d'avant-pays alpin. Il est donc essentiel d'avoir une bonne connaissance de l'histoire du remplissage du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales.

2.3.L'évolution du remplissage du bassin d'avant-pays alpin, depuis le début de l'orogénèse alpine

Dans le cas du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales, la transition entre la phase « *underfilled phase* » et « *overfilled phase* » est liée à deux phases de convergence orogénique (« *two phases orogenic convergence* », Sinclair & Allen, 1992; Ford *et al.*, 2006): (i) « *Accretionary wedge phase* or subduction-accretion phase » (60-50 à 30-33Ma) caractérisée par une avancée rapide des chevauchements mais sans créer pour autant un relief significatif; (ii) « *continental wedge phase* or *collisional phase* » (30-33Ma au Miocène supérieur ~10-5 Ma) caractérisée par une avancée lente des chevauchements, mais la naissance d'un relief et par conséquent d'une source de sédiments. Cette transition fait parfaitement écho à la transition entre les phases D2 et D3 de Dumont *et al.* (2008, 2011, 2012) et à la naissance du HBD sensu Leloup *et al.* (2005), cités dans le paragraphe précédent.

L'« *underfilled phase* » du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales s'est déroulé entre le Paléocène supérieur (60-50 Ma) et l'Oligocène inférieur (30-33 Ma ; Covey, 1986; Pfiffner, 1986; Sinclair & Allen, 1992; Sinclair, 1997; Schlunegger & Kissling, 2015). Cette phase est caractérisée par le dépôt des flyschs (Sinclair, 1997) qui consistent en des dépôts turbiditiques de domaine marin profond. Cette unité porte le nom d'« UMM » selon la stratigraphie suisse, les équivalents méridionaux français étant les Grès de Taveillanne, Flysch des Aiguilles d'Arves, Grès du Champsaur ou encore les Grès d'Annot selon la région géographique. Ces dépôts se retrouvent dans les domaines internes, et constituent le remplissage du stade initial du bassin flexural alpin. Pendant cette période, notre zone d'étude était à l'émergence. En effet, les dépôts éocènes sont caractérisés par des dépôts continentaux (Latreille, 1969) ou des remplissages karstiques par des altérites.

L'« *overfilled phase* » s'est déroulée entre l'Oligocène inférieur (30-33 Ma) et le Miocène supérieur (Sinclair & Allen, 1992; Ford & Lickorish, 2004; Ford *et al.*, 2006). La phase est caractérisée par une sédimentation de type « molassique » (Sinclair & Allen, 1992). Dans les Alpes, cette phase est caractérisée par deux « mégacycles » régressifs (Pfiffner, 1986 ; Sinclair & Allen, 1992), tous deux caractérisés par une sédimentation marine évoluant vers une sédimentation continentale. Le premier mégacycle est compris entre l'Oligocène moyen (33-30 Ma) et le Miocène inférieur (20 Ma, Berger, 1985, 1992b; Burbank *et al.*, 1992). Le Miocène étudié dans le cadre de cette étude correspond au 2^{ème} « mégacycle » régressif de l'« *overfilled phase* ».

2.4. Le Miocène du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales : Evolution paléogéographique

C'est au début du Miocène que la mer fait son apparition dans le bassin du Sud-Est. Il s'agit d'une sédimentation marine peu profonde, dans un étroit sillon (*seaway*) qui reliait la mer Méditerranée (ex-Téthys) au Sud, avec la Paratéthys au Nord (Demarcq, 1962, 1970; Rubino *et al.*, 1990; Bass, 1991; Allen & Bass, 1993), comme le montre la carte paléogéographique de Sant *et al.* (2017) du Burdigalien à l'échelle de l'Europe (Figure 13). Cette configuration est très favorable au développement la dynamique tidale (Lesueur *et al.*, 1990; Bieg *et al.*, 2008).

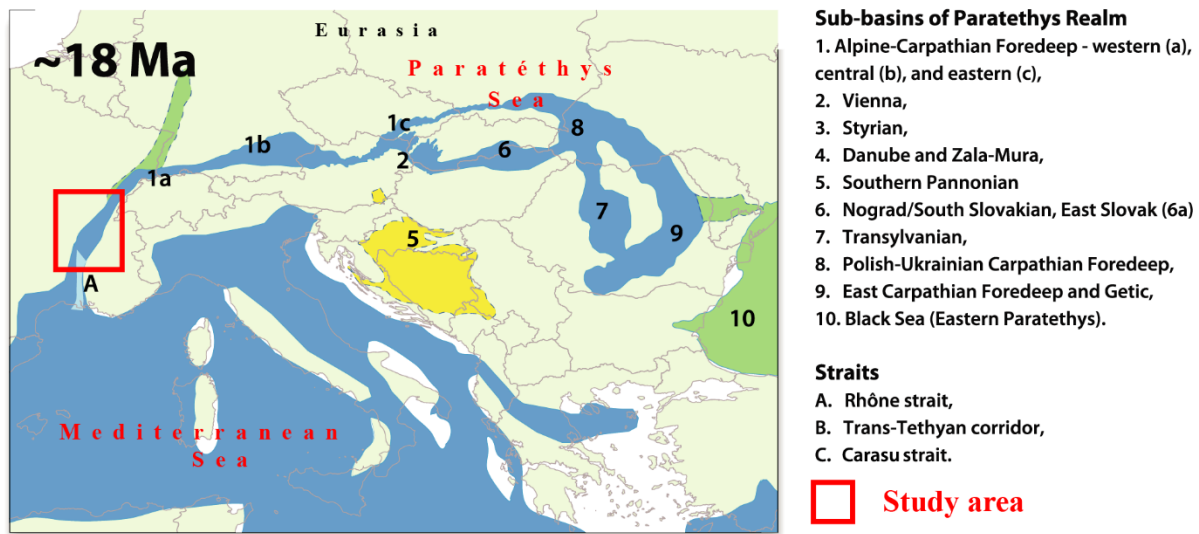


Figure 13: Carte paléogéographique du Burdigalien (18Ma) dans les différents bassins européens (Sant *et al.*, 2017)

A l'affleurement les successions sédimentaires montrent des cycles de dépôts transgressifs et régressifs liés aux variations eustatiques. Dans le bassin du Sud-Est tout particulièrement, où le Miocène affleure bien, plusieurs études (Lesueur *et al.*, 1990; Rubino *et al.*, 1990; Besson *et al.*, 2002, 2005) ont permis de proposer un découpage séquentiel qui coïncide avec les cycles eustatiques de Haq *et al.* (1987)(Figure 14). Dix séquences de dépôts y ont été décrites depuis l'Aquitaniens (S0) jusqu'au Tortonien supérieur-Messinien inférieur (Figure 14). A l'échelle du bassin du Sud-Est, les dix séquences marines montrent des variations d'épaisseurs, de faciès, et surtout ne sont pas présentes partout, ce qui a permis à Rubino *et al.* (1990) de proposer une évolution paléogéographique du bassin (Figure 15). Récemment, dans le Bas-Dauphiné, Kwasniewski a proposé en 2010 un découpage séquentiel du Bas-Dauphiné où à partir de données de terrain dans le Bas-Dauphiné méridional, cette auteure propose un cadre séquentiel similaire au bassin du Sud-Est (Figure 16).

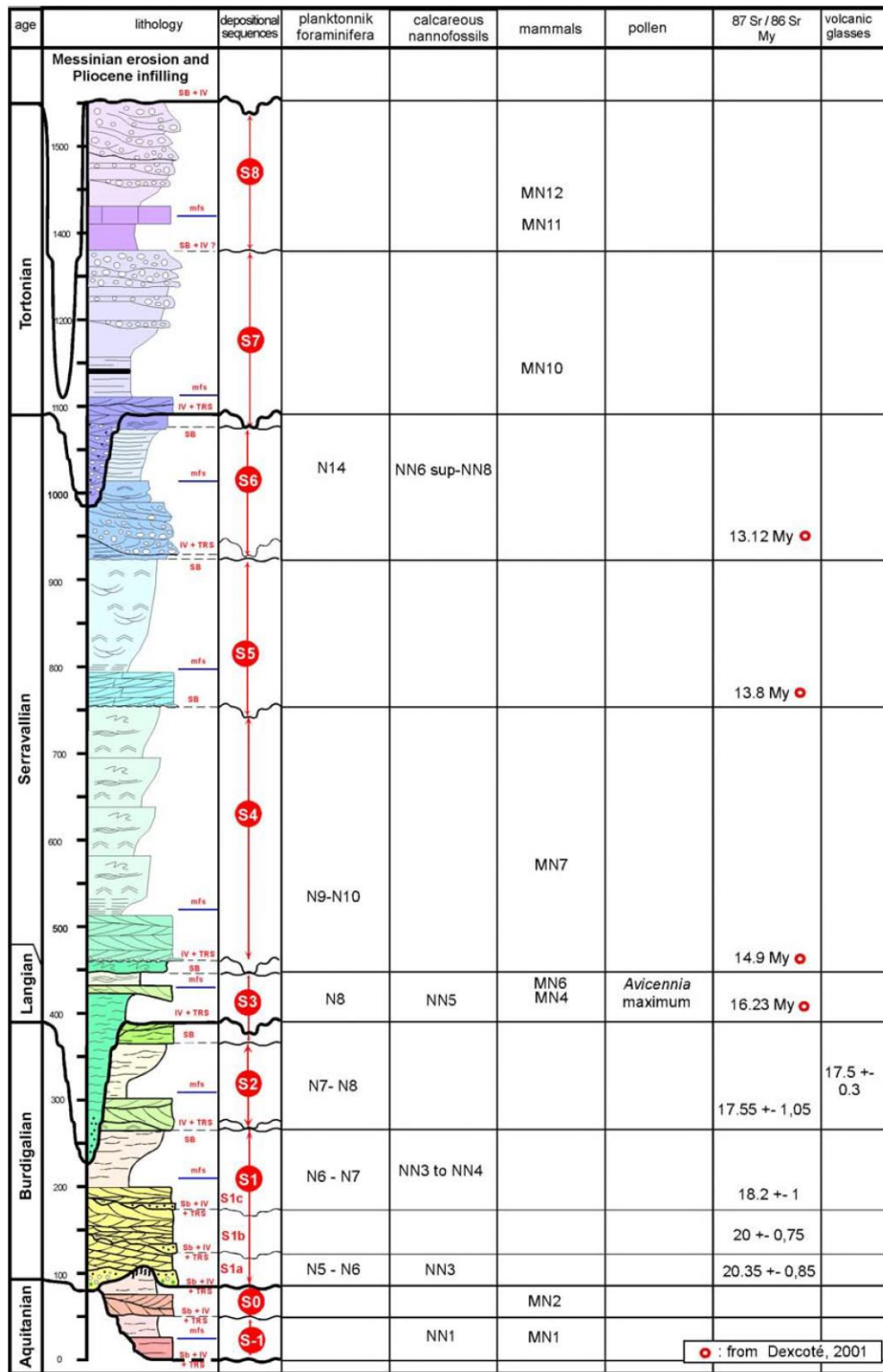


Figure 14: Coupe synthétique intégrant les données lithostratigraphiques, biostratigraphiques et chronostratigraphiques des différents sous-bassins du bassin molassique Rhodano-Provençale, d'après Besson (2005)

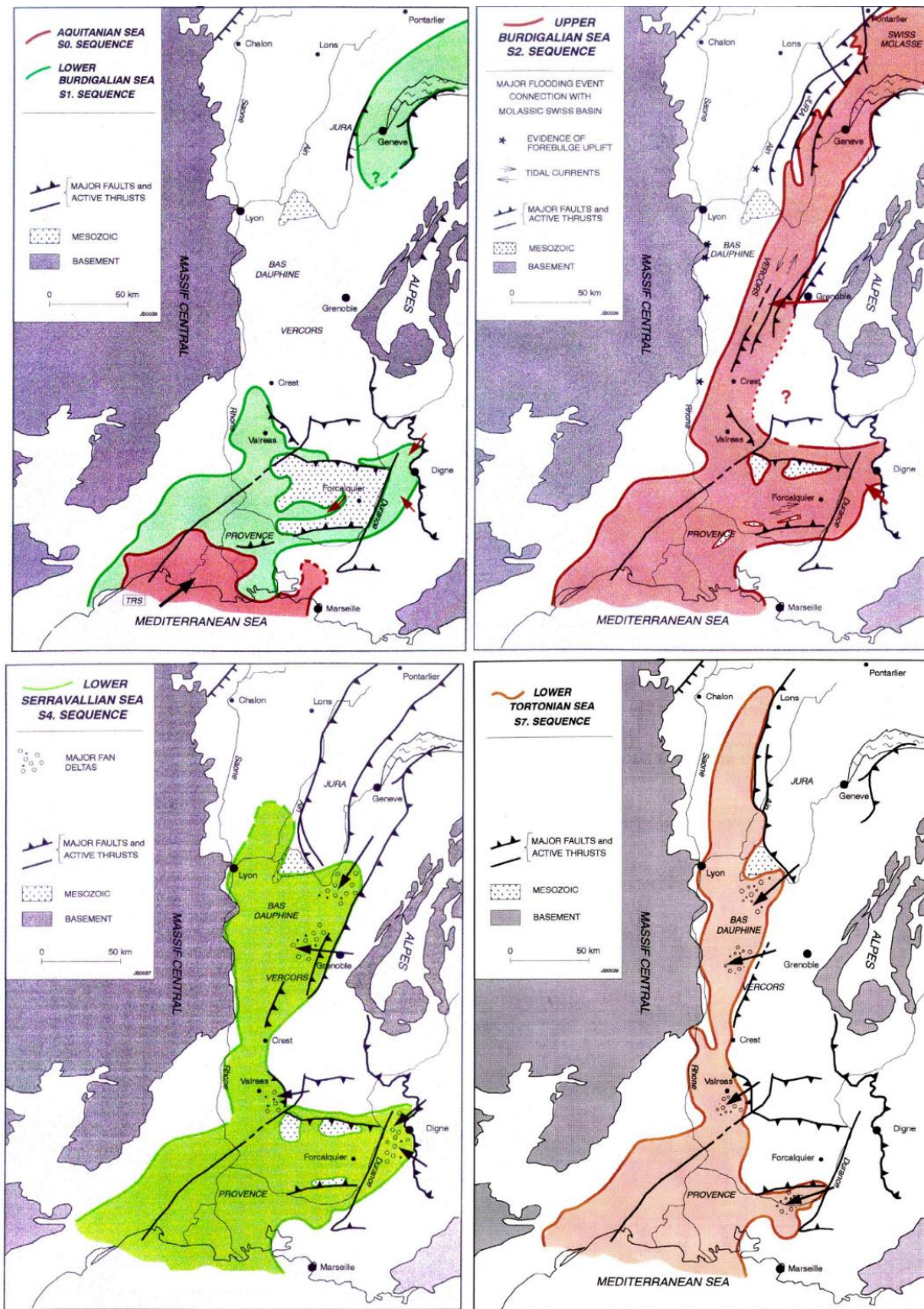


Figure 15: Evolution paléogéographique du Miocène du bassin du Sud-Est. Extension des transgressions miocènes au sein du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales (Rubino et al., 1990)

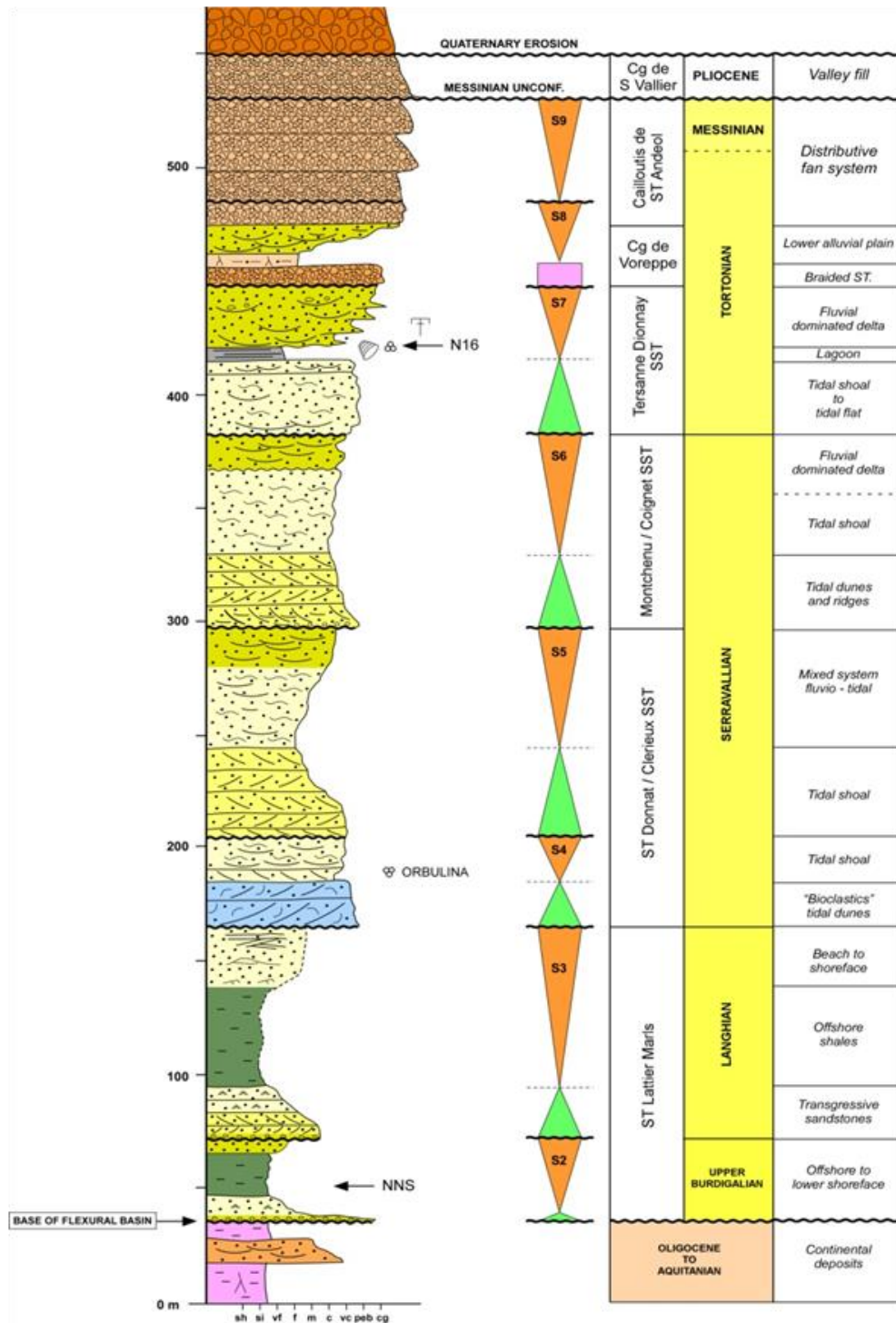


Figure 16: Coupe sédimentologique-type de la série miocène du Bas Dauphiné, d'après Kwasniewski (2010).

Toujours d'après Rubino *et al.* (1990), la transition du Burdigalien au Serravalien est très importante puisqu'elle enregistre le retrait de la mer miocène (Figure 15). D'après ces auteurs, ce retrait semble répondre à un événement tectonique. Dans le bassin molassique Suisse au Nord, le

retrait de la mer est daté à partir du Langhien (Berger *et al.*, 2005; Garefalakis & Schlunegger, 2019) (Figure 17).

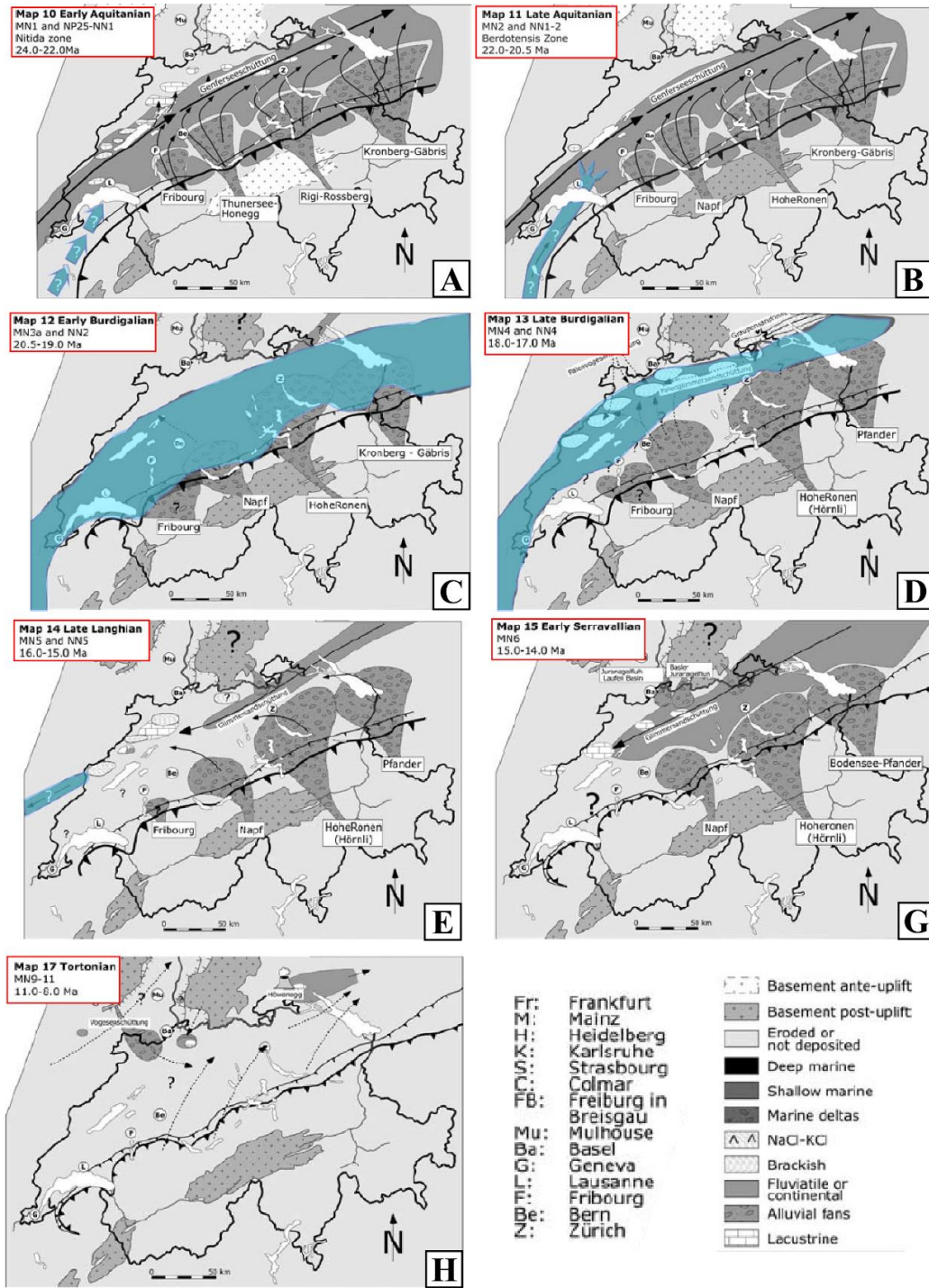


Figure 17: Cartes paléogéographiques du Miocène du bassin molassique suisse (Berger et Reichenbacher, 2005)

Au Messinien, l'isolement (fermeture de la communication avec l'océan) de la mer Méditerranée entraîne son assèchement et la fameuse crise messinienne. Celle-ci entraîne une baisse extrêmement rapide du niveau marin qui a marqué le paysage par de nombreuses vallées incisées comblées ensuite par la sédimentation deltaïque du Pliocène (Clauzon, 1982; Besson *et al.*, 2002).

2.5. Etat de l'art sur le Miocène de la zone d'étude :

La Mer Miocène est supposée envahir notre zone d'étude seulement à partir du Burdigalien (Demarcq, 1962, 1970 ; Latreille, 1969 ; Berger, 1985, 1992 ; Rubino *et al.*, 1990 ; Bass, 1991 ; Burbank *et al.*, 1992 ; Allen & Bass, 1993). L'épaisseur des dépôts miocènes peut atteindre 1150m localement (Bass, 1991 ; Allen & Bass, 1993). Le long des massifs sub-alpins, ainsi que dans le bassin molassique savoyard, les derniers dépôts marins sont datés au Langhien ou possiblement au Serravalien (Rubino *et al.*, 1990 ; Bass, 1991 ; Allen & Bass, 1993). Dans le Bas-Dauphiné, les derniers dépôts sont en revanche d'âge Tortonien (Demarcq, 1962, 1970; Nicolet, 1979; Kwasniewski, 2010; Kwasniewski *et al.*, 2014).

Mis à part Kwasniewski (2014) qui propose un découpage séquentiel du Bas-Dauphiné, et Rubino *et al.* (1990) qui propose une interprétation séquentielle du synclinal de Voreppe en Chartreuse, seules des subdivisions lithostratigraphiques avaient jusque-là été proposées.

Ce manque de contrôle temporel impacte directement notre compréhension de l'évolution tectono-sédimentaire des dépôts miocènes. En effet, le Miocène a enregistré une importante partie de l'histoire de la formation des chaînes subalpines (Gignoux & Moret, 1944, 1952; Gidon, 1956; Debelmas & Lemoine, 1970; Laubscher, 1987; Butler, 1992b). L'âge exact du début de la déformation fait néanmoins encore débat puisque le dogme dominant est d'attribuer le début de la déformation au Miocène terminal (5-11 Ma ; Gidon *et al.*, 1978 ; Butler, 1992), mais plus récemment, plusieurs auteurs ont proposé un âge Burdigalien-Langhien (20-14 Ma), à partir de données de sismiques notamment (Deville *et al.*, 1994 ; Beck *et al.*, 1998).

CHAPITRE 3 : Méthodologie de travail

L'ensemble de cette étude repose essentiellement sur l'établissement d'un cadre stratigraphique robuste. Pour ce faire, dans l'ordre chronologique, il est nécessaire de :

- Opter pour une méthodologie de stratigraphie séquentielle adaptée au cadre de l'étude ;
- Décrire des successions sédimentaires dans les secteurs clés de la zone d'étude ;
- Disposer d'outils de datations pour pouvoir inscrire dans un cadre temporel, les séquences de dépôts.

C'est dans cet ordre que s'organise ce chapitre.

1. Stratigraphie séquentielle *sensu* Embry (1993, 1995)

L'histoire de la stratigraphie (sciences des strates) a connu une révolution avec (Sloss, 1962, 1963) qui décrit pour la première fois le concept de séquence de dépôt : une succession verticale d'unités sédimentaires génétiquement liées qui traduisent une tendance de dépôt. Les séquences de dépôts sont alors corrélables entre elles et obtiennent une valeur chronostratigraphique : il s'agit des prémices de la stratigraphie séquentielle. Une seconde révolution s'opère quelques années plus tard avec l'apparition de la stratigraphie sismique (Vail, 1987), qui intègre les dynamiques sédimentaires à l'échelle d'un bassin, en contexte de marge passive. Cette révolution a amorcé une avancée scientifique majeure, puisque quelques années ont suffi pour voir l'apparition de plusieurs modèles de stratigraphie séquentielle (Vail, 1977; Van Wagoner *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991). Un historique complet ainsi qu'une description précise de chaque modèle est proposé dans l'excellent ouvrage de Catuneanu (2006).

La stratigraphie séquentielle repose sur l'étude d'une succession verticale de dépôts qui traduit des tendances que l'on retrouve à l'échelle du bassin (Figure 18). Ces tendances reflètent l'évolution dans le temps du niveau marin relatif qui peut être soumis à diverses influences : l'accommodation (quantité d'espace disponible), les variations eustatiques à l'échelle globale, la flexure, la tectonique locale, le taux de sédimentation, etc. **Il résulte donc de la combinaison de ces éléments une tendance à l'approfondissement ou à la progradation des corps sédimentaires ou de la ligne de rivage.**

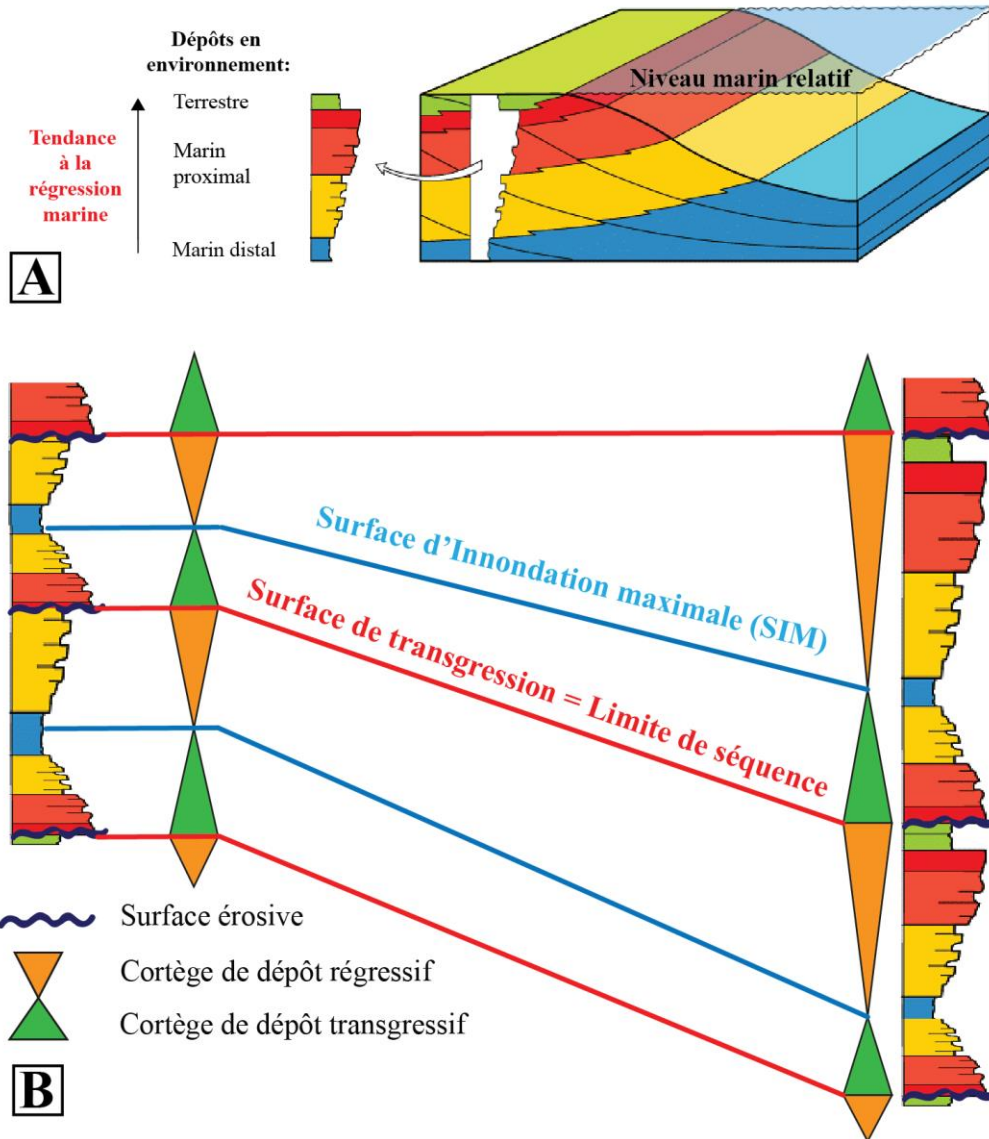


Figure 18: Schémas simplifiés illustrant la stratigraphie séquentielle modifiés de Homewood et al. (2000). (A) Une évolution verticale de dépôts, reflète une évolution progressive des systèmes de dépôts dans le temps. Il est alors possible d'identifier des tendances de dépôts : régressions/transgressions; (B) Corrélations entre 2 coupes sédimentologiques à partir de l'identification de cortèges transgressifs, régressifs (et de surfaces majeures), interprétés à partir d'une évolution verticale de dépôts.

Parmi la multitude des modèles de stratigraphie séquentielle, nous avons privilégié l'utilisation de la stratigraphie séquentielle *sensu* Embry (1993, 1995), qui consiste à identifier des cycles transgressifs (T) et des cycles régressifs (R) et de placer la limite de séquence à la base du cycle T (Figure 19).

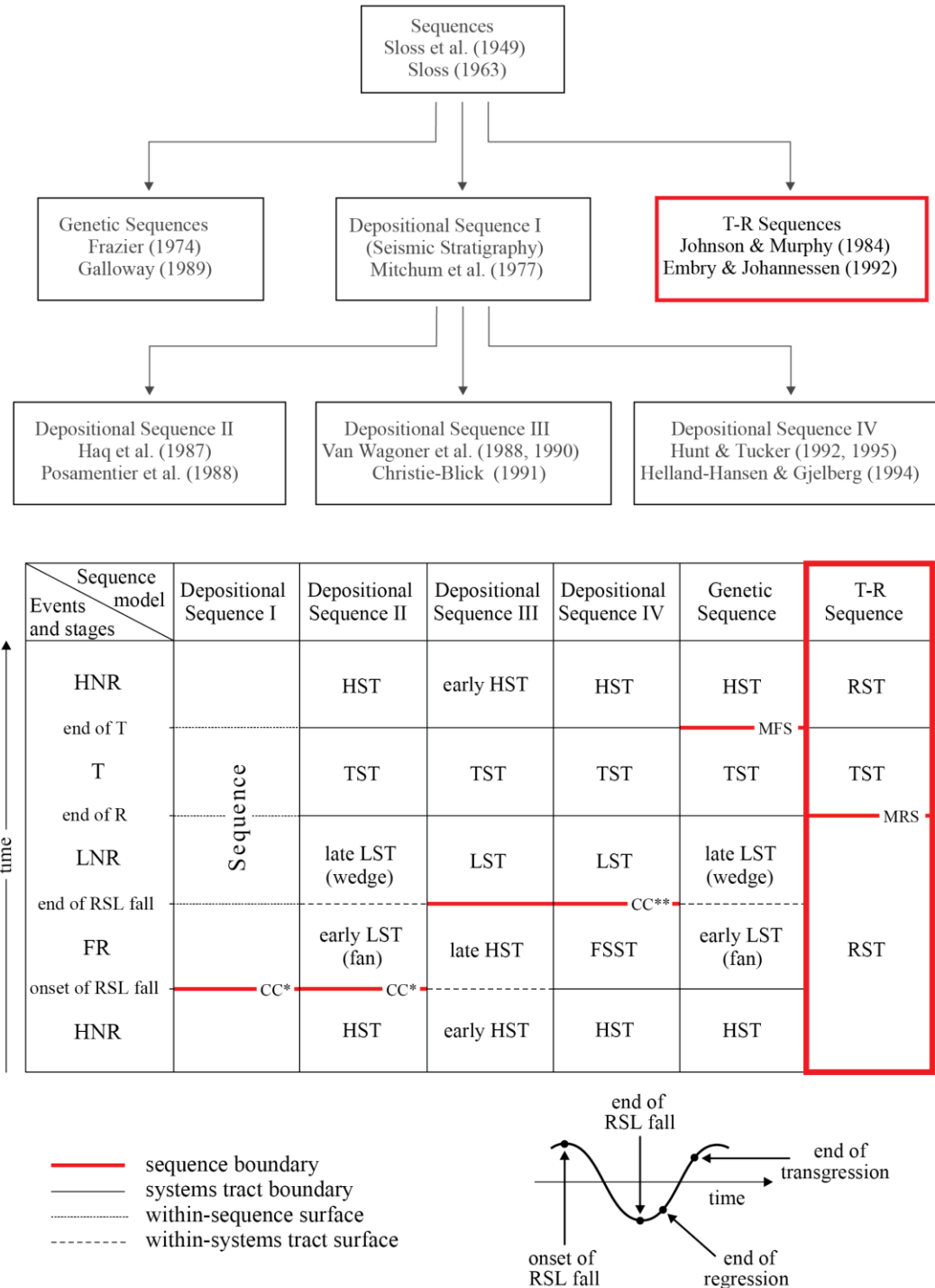


Figure 19: Les différents modèles de stratigraphie séquentielle (Catuneanu, 2006). Timing des cortèges de dépôts et position des limites de séquences en fonction de la méthode utilisée. Encadré en rouge = méthode utilisée au cours de cette étude. LST= Lowstand systems tracts (cortège de bas niveau marin); TST= Transgressive system tract (=cortège transgressif); HST= Highstand system tract (=cortège de haut niveau marin); FSST= Falling-stage system tract (=cortège de régression forcée); RST= Regressive system tract (=cortège régressif); T-R=Transgressive-regressive (=transgression-Régression)

Ce choix a été effectué pour deux raisons :

Tout d'abord, il s'agit d'une démarche plutôt naturaliste puisqu'elle s'appuie directement sur l'interprétation d'une évolution verticale de dépôt en évolution dans le temps des systèmes de dépôts. Cette approche est également adaptée pour une étude de terrain où les géométries à grande échelle ne sont pas toujours visibles.

Ensuite, il faut également prendre en compte le cadre paléogéographique du Miocène étudié. En effet, le pôle distal de la mer miocène se situait en position actuelle de la mer Méditerranée (Figure 20A). Notre zone d'étude, en revanche, était localisée en position très proximale. En position intermédiaire on retrouve le bassin molassique de Valréas-Carpentras (Figure 20A), où le Miocène décrit, pour chaque séquence de dépôts, des vallées incisées sans pour autant enregistrer des cortèges de bas-niveau marins (LST ; Figure 19) (Besson *et al.*, 2002, 2005 ; Figure 20B). Ainsi, pendant les périodes de bas-niveaux marin, le bassin molassique de Valréas-Carpentras était très probablement soumis à du « By Pass » (période de non dépôt et érosion, ou les sédiments transitent vers les zones subsidentes situées en aval). Ceci est confirmé par la présence de cortèges de bas-niveaux marins en position distale du système : en effet, dans la partie distale du Golfe du Lion (Figure 20C), à partir de données de puits et de données sismiques, Rubino *et al.* (2015) prouve la présence de cortège de bas niveaux marins pour chaque séquence miocène de dépôts décrite à l'affleurement (Figure 20C). Charvin (2003) montre également la présence de cortèges de bas-niveaux dans le Burdigalien du Languedoc-Roussillon, situé en position distale également, à l'Ouest du Golfe du Lion.

Notre zone d'étude se situant encore en position plus proximale par rapport au bassin de Valréas-Carpentras peut donc potentiellement impliquer la non-conservation des cortèges de bas-niveaux marins (Figure 20D). C'est pourquoi, l'utilisation de la stratigraphie séquentielle sensu Embry (1993, 1995) qui propose d'identifier seulement des cortèges transgressifs et régressifs semble la plus appropriée dans le cadre de cette étude.

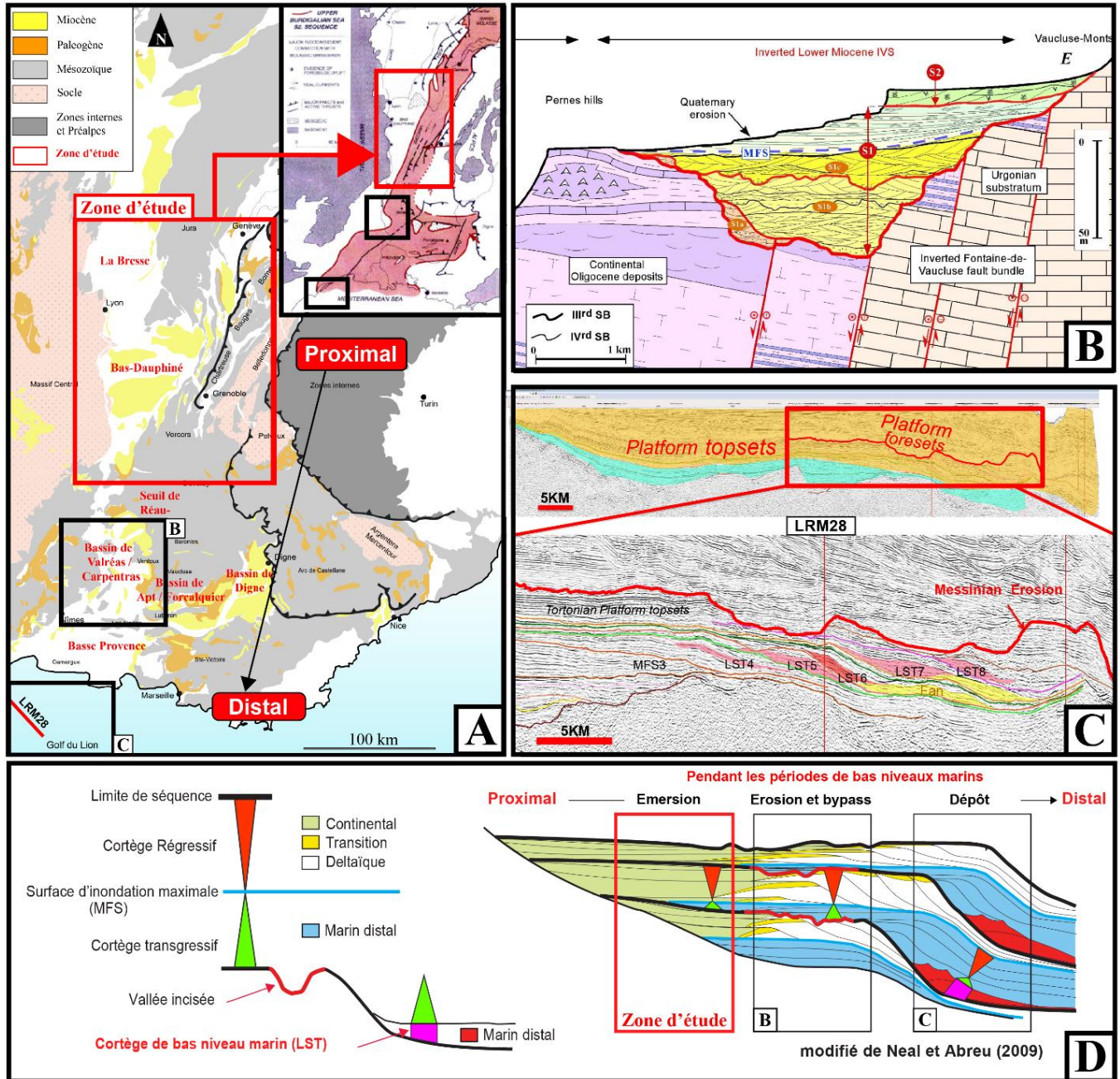


Figure 20: (A) Le bassin d'avant-pays des Alpes occidentales. D'après la paléogéographie du Miocène (en haut à droite, Rubino et al. 2002), le pôle distal de la mer Miocène se situe dans la position actuelle de la mer Méditerranée. Notre zone d'étude est en position la plus proximale, le bassin de Valréas-Carpentras en position intermédiaire, et le Golfe du Lion en position distale. (B) Absence de cortèges de bas niveaux marins ou de régressions forcées dans les vallées incisées du bassin de Valréas-Carpentras (Besson et al. 2002, Besson et al., 2005). Les vallées incisées, sont directement comblées par le cortège transgressif. (C) Présence des cortèges de bas niveaux marins des séquences marines du Miocène, dans le profil sismique LMR28 situé dans le Golfe du Lion. (D) Schéma du contexte séquentiel du Miocène du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales le long d'un transect proximal-distal (modifié de Neal & Abreu, 2009). Notre zone d'étude se situant en position proximale (encadré rouge) enregistre seulement les cortèges transgressifs et régressifs.

2. Description de successions verticales de dépôts :

Pour établir un cadre stratigraphique solide, il est nécessaire de multiplier un maximum les coupes sédimentologiques dans toute la zone d'étude. Dans le cadre de cet étude, 2 types de coupes sédimentologiques ont fait l'objet d'un découpage séquentiel (Figure 21): (i) les données d'affleurement, (ii) les données de forages.

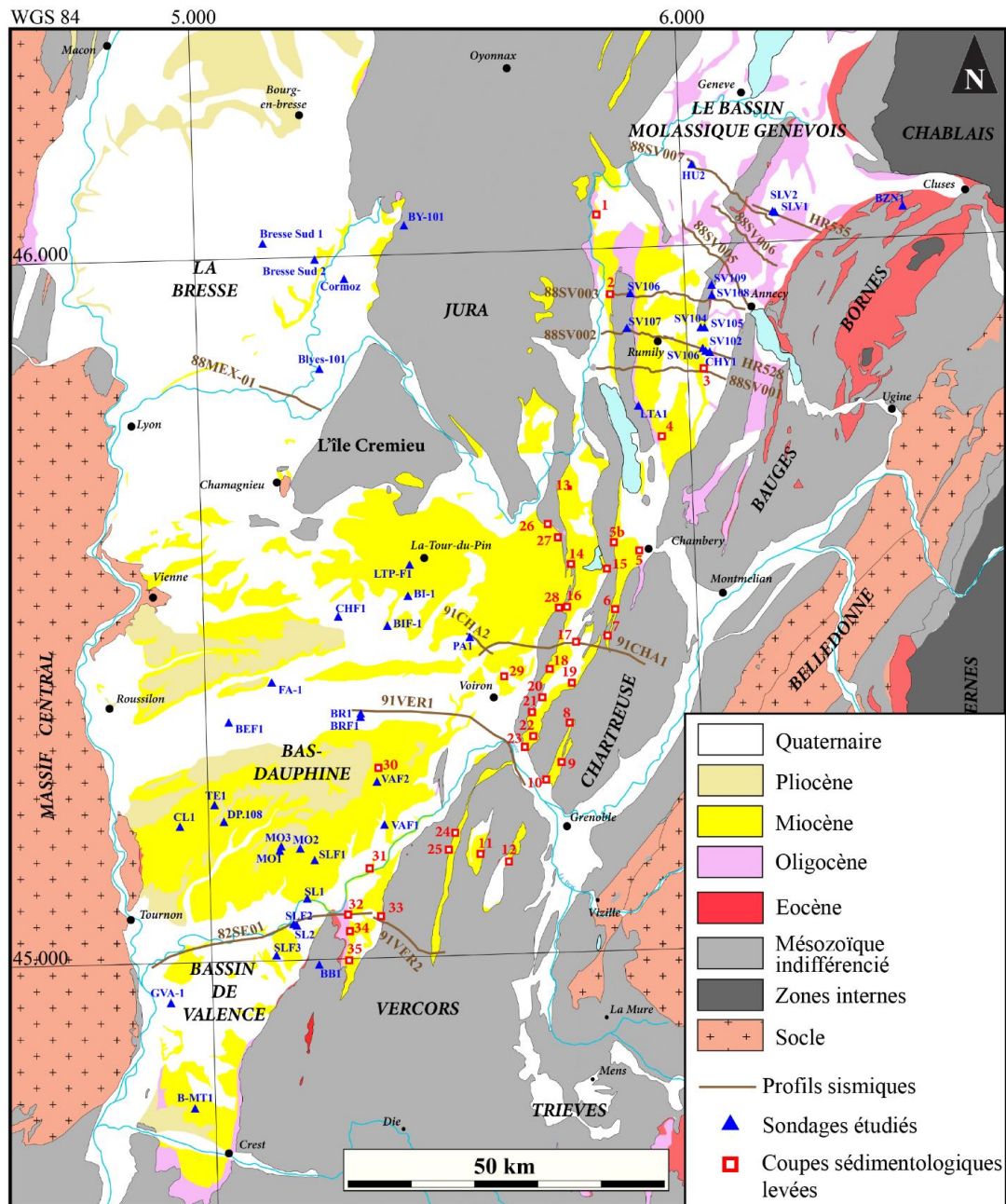
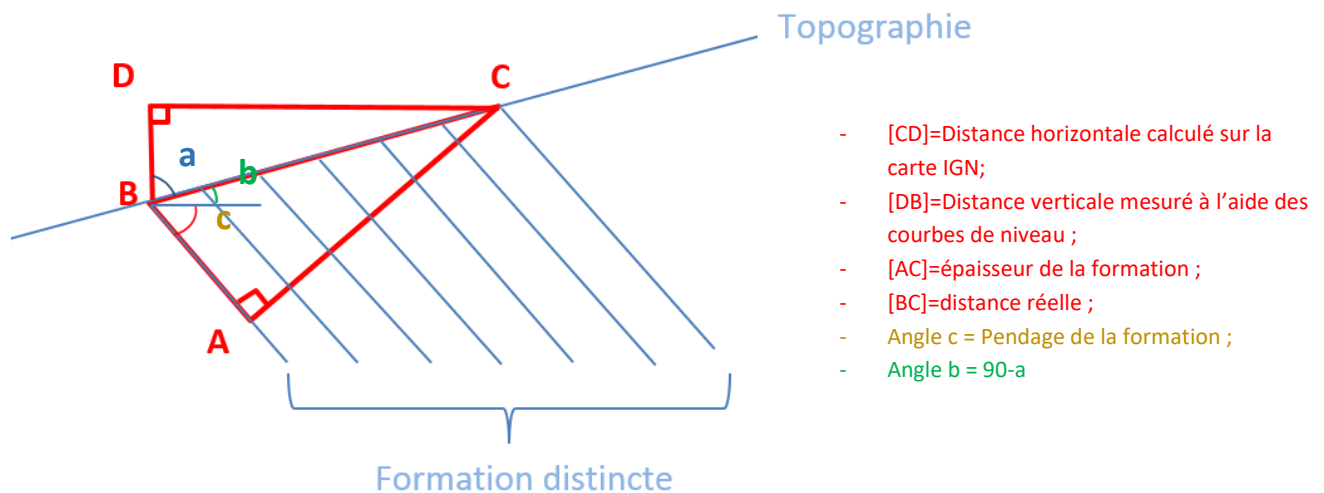


Figure 21: Présentation des coupes sédimentologiques interprétées. (i) A partir de données d'affleurements, carrés rouges. (ii) A partir de données de forages, triangles bleus. Voir Table 1 pour coordonnées GPS des puits et descriptifs.

2.1. A l'affleurement :

35 coupes sédimentologiques ont été levées, notamment le long des synclinaux Jurassiens et subalpins. En effet, dans ces domaines, les pendages structuraux parfois importants sont favorables à la mise à nu de longue coupe sédimentologique, notamment le long du lit des rivières perpendiculaires à l'axe des synclinaux.

Ce travail consiste à décrire une succession verticale sédimentaire, ce qui implique de : (i) estimer la fraction granulométrique, (ii) identifier les structures sédimentaires, les paléo-courants, la composition en éléments biogéniques. Ce point est le plus important puisqu'il aboutit à déterminer l'environnement de dépôt, (iii) mesure des épaisseurs au « *jacob staff* » si la coupe sédimentologique est assez continue pour le permettre. Sinon, des constructions géométriques s'appuyant sur des points GPS ainsi que les altitudes permettent de corrélérer différentes coupes discontinues dans l'espace et de calculer des épaisseurs de formations à travers le calcul trigonométrique ci-dessous :



La longueur BC est obtenue grâce au théorème de Pythagore : $\text{hypoténuse}^2 = \sqrt{(\text{côté opposé}^2 + \text{côté adjacent}^2)} = \sqrt{(DC^2 + DB^2)}$. L'angle a est obtenu par $\tan a = (CD/DB)$. La formule utilisée est la suivante :

$$\text{Épaisseur de la formation (AC)} = \sin (b+c) \times BC$$

2.2. Les données de forage :

Dans le Bas-Dauphiné, les pendages structuraux sont proches de 0°. Dans ces conditions, bien que les conditions d’affleurement soient relativement favorables à la réalisation d’un bon travail de terrain, les formations de surface ne correspondent seulement qu’à une petite partie de la totalité des dépôts miocènes. Pour mieux contraindre l’évolution tectono-sédimentaire de la série miocène, en lien avec les coupes sédimentologiques levées le long des massifs subalpins et synclinaux jurassiens, un travail d’analyse de données de subsurface a également été effectué sur 28 puits (Table 1):

Nom local	Identifiant national de l'ouvrage	Ancien code	Commune	Latitude	Longitude	Z Origine (m)	Profondeur atteinte	Date
BEF1	BSS001W NKM	07711X0008/ BEF1	BEAUREPAIRE (38034)	45.3338 526	5.04554 457	254.0	999.0 m	January 1, 1966
BI1	BSS001V UBW	07481X0008/ BI1	TORCHEFELON (38508)	45.5075 3189	5.40482 287	474.8	1427.5 m	December 19, 1958
BIF1	BSS001V TQD	07474X0011/ BIF1	BELMONT (38038)	45.4652 5816	5.37444 102	521.5	575.5 m	April 17, 1958
BLYES 101	BSS001TR ET	06993X0001/ S	BLYES (01047)	45.8396 3414	5.24870 721	212.7	1286.3 m	January 1, 1961
BMT1	BSS001Z WXN	08424X0001/ BMT1	UPIE (26358)	44.7865 9001	4.96629 278	224.3 3	3976.3 m	January 1, 1962
BR1	BSS001W NTT	07714X0007/ BR1	BREZINS (38058)	45.3466 3088	5.31157 248	365.0	1832.0 m	January 1, 1958
BRF1	BSS001W NTP	07714X0003/ BRF1	BREZINS (38058)	45.3414 9669	5.31167 956	368.0	410.0 m	December 7, 1957
CHF1	BSS001V TPB	07473X0001/ CHF1	CHATONNAY (38094)	45.4841 3727	5.27541 158	564.0	601.4 m	December 30, 1957
CL1	BSS001W MXX	07707X0031/ CL1	SAINT-AVIT (26293)	45.1921 9609	4.94107 441	305.0	1708.0 m	January 1, 1959

DP108	BSS001W NDW	07708X0003/ DP108	MONTCHENU (2 6194)	45.1963 5342	5.03522 331	370.0	1798.0 m	Januar y 1, 1963
FA1	BSS001V TTQ	07476X0016/ FA1	FARAMANS (381 61)	45.3919 8295	5.17489 182	358.0	1575.0 m	Januar y 1, 1957
GVA1	BSS001Y YPX	08183X0172/ GVA1	VALENCE (26362)	44.9453 4624	4.91701 971	153.0	3666.0 m	May 29, 1981
LTPF1	BSS001U WDD	07245X0002/ LTPF1	SAINTE- BLANDINE (3836 9)	45.5493 8191	5.41355 596	390.0	741.0 m	Januar y 1, 1958
MO1	BSS001X MTQ	07952X0003/ MO1	MONTMIRAL (26 207)	45.1543 6329	5.14155 423	378.0	1120.0 m	Augus t 10, 1957
MO2	BSS001X MTN	07952X0001/ MO2	MONTMIRAL (26 207)	45.1577 414	5.18223 032	445.0	2475.7 m	Januar y 1, 1961
MO3	BSS001X MTX	07952X0010/ MO3	MONTMIRAL (26 207)	45.1604 4334	5.14515 558	505.0	1260.0 m	March 28, 1974
PA1	BSS001V UPE	07486X0010/ PA1	BONNEFAMILL E (38048)	45.4493 155	5.54105 476	543.0	2119.0 m	Januar y 1, 1959
SL1	BSS001X NSJ	07956X0002/ SL1	SAINT- LATTIER (38410)	45.0873 3906	5.19427 626	183.7	2790.0 m	June 30, 1957
SL2	BSS001X NSN	07956X0008/ SL2	HOSTUN (26149)	45.0484 2731	5.17183 343	202.0	2425.2 m	Januar y 1, 1959
SLF-1	BSS001X MTR	07952X0004/ SLF1	MONTAGNE (38 245)	45.1396 2992	5.21070 682	320.0	859.2 m	July 8, 1958
SLF-2	BSS001X NSH	07956X0001/ SLF2	EYMEUX (26129)	45.0496 1044	5.16392 738	199.0	574.65 m	Augus t 5, 1958
SLF-3	BSS001X NSP	07956X0009/ SLF3	CHATUZANGE- LE- GOUBET (26088)	45.0059 6465	5.12960 348	276.0	1287.0 m	Januar y 27, 1959
TE-1	BSS001W NDZ	07708X0006/ TE-1	TERSANNE (263 49)	45.2114 1097	4.98714 463	274.0	1552.0 m	Januar y 1, 1968

TE101	BSS001W NDX	07708X0004/ TE101	TERSANNE (263 49)	45.2098 879	4.98484 663	270.0	1843.0 m	Decem ber 18, 1967
TE-2	BSS001W NEA	07708X0007/ TE-2	TERSANNE (263 49)	45.2105 4065	4.98583 147	274.0	1540.5 m	Januar y 1, 1968
TE3	BSS001W NEE	07708X0011/ TE3	TERSANNE (263 49)	45.2092 4959	4.98322 572	270.5	1527.0 m	Octob er 24, 1973
VAF1	BSS001W PAY	07718X0002/ VAF1	SAINT- VERAND (38463)	45.1868 0091	5.35287 927	359.0	889.0 m	Januar y 1, 1958
VAF2	BSS001W PAX	07718X0001/ VAF2	SAINT- VERAND (38463)	45.2645 7624	5.34816 92	484.0	767.0 m	Januar y 1, 1958

Table 1: Liste des données de puits utilisées dans le cadre de cette étude. Les informations ci-dessus sont issues de la BSS du BRGM.

Depuis le XIX^{ème} siècle, les massifs subalpins et principalement le Bas-Dauphiné et la Bresse ont suscité l'intérêt de nombreuses compagnies pour leurs potentiels réserves de matières premières. Ainsi, des dizaines de campagnes d'acquisition sismique et de forage ont été réalisées au cours des deux derniers siècles.

Dans un premier temps, la recherche de charbon a été intense entre les années 1820 et 1870 notamment dans la région lyonnaise et le Bas-Dauphiné, puis elle a progressivement laissé place à la prospection pétrolière au XX^{ème} siècle (principalement assurée par la Société des Pétroles de Valence mais aussi par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine, qui deviendra par la suite ELF-Aquitaine et enfin TOTAL). Les différentes campagnes ayant révélé un stock d'hydrocarbures très faible dans la région, la recherche de matière première a été progressivement abandonnée vers la fin du siècle dernier, et est quasiment nulle de nos jours.

Au cours de ces nombreuses campagnes de prospection, une importante collecte d'informations a été réalisée sur les formations miocènes de la zone d'étude. Elles sont disponibles sous la forme de différentes données de puits telles que des carottes sédimentaires, des cuttings, des diagraphies, sans oublier les nombreux rapports de forages. En ce qui concerne l'étude du Miocène, ces données ont été utilisées à des fins purement scientifiques dans la deuxième moitié du XX^{ème} siècle notamment par Catherine Nicolet (1979) au cours de son travail de thèse dédié à l'analyse des formations néogènes du Bas-Dauphiné. Dans le cadre de cette étude, ces données ont été ré-exploitées afin de lier stratigraphiquement les coupes de terrain aux formations de subsurface.

Toutes les données lithologiques de puits sont aujourd'hui conservées au sein du site ESTARAC sur la commune de BOUSSENS (Hautes-Pyrénées) qui accueille la branche carothèque de TOTAL. Malgré un nombre de déblais importants, seules quelques carottes sédimentaires ont été prélevées dans la série miocène en raison de son faible potentiel en hydrocarbures, qui ne présentait donc pas d'intérêt d'étude pour les compagnies pétrolières. De plus, la nature et l'état de

conservation des quelques carottes miocènes entreposées à ESTARAC ne suffisent pas à effectuer un travail de sédimentologie et de stratigraphie complet et précis (Figure 22). En effet, il s'agit essentiellement de tronçons sableux, sans variations lithologiques notables ni figures sédimentaires. Malgré cela, ces carottes ont toutefois fait l'objet de prélèvement dans le but de réaliser par la suite une série de datations.



Figure 22: Exemple de carottes sédimentaires dans la série miocène sableuse du forage Bresse-1 de la Bresse méridionale. Le puits est non listé dans la Table 1 car il n'a pas fait l'objet d'analyse séquentielle.

Ainsi, l'interprétation stratigraphique des données de puits a principalement été réalisée à l'aide des informations contenues dans les rapports de prospection et notamment les logs des rapports de fin de sondage présentant des renseignements lithologiques suffisamment détaillés pour réaliser un travail de sédimentologie. Couplée aux données lithologiques, l'interprétation des différentes diagraphies disponibles a également été effectuée afin notamment d'analyser les séries miocènes au travers d'une approche séquentielle.

Les diagraphies, ou logs de puits, correspondent à l'enregistrement continu des fluctuations d'un paramètre physique au sein d'une colonne de roche en fonction de la profondeur (Serra, 1985; Ellis & Singer, 2007). Elles constituent un des outils primordiaux et indispensables à la prospection, que ce soit dans le domaine pétrolier, minier ou même en hydrogéologie. Leur fonctionnement repose sur l'utilisation de paramètres physiques naturels tels que la radioactivité ou bien la conductivité électrique et, en fonction des variations et de l'évolution de ces paramètres au sein d'une colonne de roche, permet de déterminer certaines propriétés des matériaux traversés comme la densité, la porosité, la résistivité, la cimentation, ou plus simplement la lithologie.

Considérablement améliorées au cours des dernières décennies en raison de leur importance lors de l'élaboration de prospects, les diagraphies sont utilisées depuis très longtemps dans les campagnes d'exploration. Dans le cas présent et bien que les données de subsurface exploitées soient relativement anciennes (années 1950-1970 pour la plupart), il est toutefois possible d'utiliser les diagraphies réalisées au cours des forages, bien que leur qualité ne soit pas toujours parfaite.

Dans le cadre de ce travail, deux types de logs de puits ont été utilisés afin de reconstruire l'évolution stratigraphique de la série miocène : le log Gamma Ray et le log Polarité Spontanée

(P.S.) car ce sont ceux qui donnent la meilleure capacité d'analyse du « *Stacking Pattern* » stratigraphiques.

2.2.1. *Le log Gamma Ray*

Le log Gamma Ray permet de déterminer les proportions d'argiles et de sables contenues dans les sédiments à partir de l'émission de rayon Gamma au sein du forage permettant de mesurer la radioactivité naturelle des roches (Ellis & Singer, 2007). En effet, les sédiments argileux contiennent naturellement une plus forte proportion d'éléments radioactifs que les sédiments sableux. Ainsi, le Gamma Ray permet d'estimer la proportion d'argiles dans les sédiments en fonction de son intensité. Autrefois, il s'exprimait en $\mu\text{g de Radon par tonne de sédiments}$, cette unité étant celle utilisée dans la plupart des forages exploités. Aujourd'hui, cette unité étant devenue obsolète ; il a fallu convertir les données en API (American Petroleum Institute) qui constitue l'unité de référence utilisée pour le Gamma Ray ($1\mu\text{g de Radon par tonne de sédiments équivaut à } 16,5 \text{ API}$; Ellis & Singer, 2007). En ce qui concerne l'expression graphique du Gamma Ray et son interprétation, un Gamma Ray de forte valeur présentant une déflexion vers la droite correspondra à une forte teneur en argiles, et à l'inverse, un Gamma Ray présentant une déflexion vers la gauche correspondra à une faible proportion en argiles et donc à des sédiments sableux. Bien qu'*a priori* assez simple en ce qui concerne son fonctionnement et son interprétation, cet outil possède toutefois ses limites et peut être sujet à quelques exceptions, notamment dans le cas de dépôts carbonatés dont la teneur en éléments radioactifs est très faible, pouvant donc à tort être interprétés comme des sables. A l'inverse, des sables issus de l'érosion d'un massif de roches ignées acides vont être riches en éléments radioactifs ou bien celle provenant de l'érosion de granites riche en feldspaths potassiques et peuvent être interprétés comme des argiles selon le Gamma Ray. Pour s'affranchir de ces problèmes, chaque interprétation diagraphique est corrélée au log lithologique du rapport de forage.

Il est important de préciser que dans le cadre de cette étude, une quantification précise du taux d'argiles et de sables dans les sédiments n'a pas été réalisée. Seules les fluctuations globales des teneurs argiles/sables ont été estimées à partir des variations majeures du Gamma Ray et de la P.S., ce qui constitue une analyse suffisante en vue des objectifs de cette étude.

2.2.2. *Le log de Polarisation Spontanée (P.S.)*

Le log P.S. pour Polarisation Spontanée est une diagraphie électrique (exprimée en millivolts) mesurant la différence de potentiel entre une électrode de référence fixe placée à la surface et une électrode parcourant l'ensemble du forage (Serra, 1985 ; Ellis & Singer, 2007). Son fonctionnement est basé sur les interactions ioniques se déroulant entre la composante aqueuse de la boue de forage et des roches dont la salinité diffère. En effet, dans un schéma classique où l'eau

de formation est plus salée que l'eau du filtrat, un rééquilibrage ionique va s'effectuer entre les deux parties. Globalement, dans les séries sableuses poreuses, une force électromotrice de jonction liquide s'établit entre les deux solutions et les anions étant plus mobiles que les cations, un transfert de charges négatives s'effectue vers la solution la moins concentrée, en l'occurrence la boue de forage. En revanche, les argiles se comportent comme une membrane cationique. En d'autres termes, elles laissent passer les cations et sont imperméables aux anions. Il s'agit du potentiel de membrane. En conséquence, on observe classiquement un potentiel positif en face des formations argileuses et un potentiel négatif en face des formations sableuses. Au final, le log P.S. permet d'obtenir des renseignements similaires au Gamma Ray concernant la lithologie des formations traversées par le forage. De plus, il s'interprète de la même manière avec une représentation graphique où une déflexion vers la droite sera observée dans le cas de dépôts argileux et une déflexion vers la gauche dans le cas de dépôts sableux. Son utilisation vient compléter les interprétations réalisées à partir du Gamma Ray afin d'obtenir des résultats plus fiables. Toutefois il est important de préciser que ce schéma d'interprétation classique n'est valable que si la boue de forage est moins saline que l'eau de formation. Dans le cas contraire où le filtrat est en contact avec de l'eau douce, on observera le schéma inverse où les formations argileuses seront marquées par une déflexion vers la gauche et les formations sableuses par une déflexion vers la droite sur un graphique. La molasse miocène dans le Sud-Est de la France est connue pour constituer un réservoir d'eau douce important. Bien que ce réservoir soit discontinu au sein du Bas-Dauphiné et des chaînons subalpins, il est tout de même important de contrôler la fiabilité du log P.S. en le comparant avec le log Gamma Ray et les logs lithologiques de fin de sondage, afin de déterminer si la courbe n'est pas inversée en présence d'eau douce dans les sédiments sableux miocènes.

2.2.3. Utilisation des diagraphies pour l'interprétation stratigraphique

L'objectif principal de l'utilisation des données de puits est de corréler les formations affleurantes avec les formations souterraines d'un point de vue sédimentaire, et plus précisément au travers d'une approche séquentielle. Les différents logs lithologiques de fin de sondage apportent des renseignements sur la nature des terrains traversés par le forage mais dans le cas du Miocène, les descriptions sont très imprécises et demeurent pour la plupart incomplètes. En effet, elles se limitent souvent à indiquer la présence de sables, sables argileux, argiles sableuses ou argiles, sans spécifier le ratio précis de chaque type de sédiment ce qui est très incomplet pour effectuer un travail de stratigraphie fiable ou pour mettre en évidence la présence de séquences de dépôt. Sans pour autant réaliser un calcul rigoureux du ratio argile/sables dans les formations, les logs P.S. et Gamma Ray vont permettre de déterminer de manière précise les variations granulométriques dans les dépôts miocènes. Corrélées au log lithologique, ces diagraphies vont donc permettre de reconstituer l'évolution du milieu de dépôt.

Dans un schéma classique d'évolution des séquences de dépôt en domaine marin relativement proximal, les cortèges transgressifs (notamment en milieu marin) sont souvent marqués par une augmentation de la fraction argileuse dans les formations sous l'effet de la remontée du niveau marin, de la migration vers le continent du trait de côte (i.e., rétrogradation des faciès), de

l'augmentation de l'espace disponible (i.e., accommodation) et d'environnements de dépôt plus calme. Une déflexion progressive vers la droite dans les courbes des logs Gamma Ray et P.S. (qui traduit une augmentation de la teneur en sédiments fins) sera donc interprétée comme un épisode transgressif. La surface de transgression (ST) correspond au début de la déflexion vers la droite, et la surface d'inondation maximum (MFS) à la valeur maximale des deux logs.

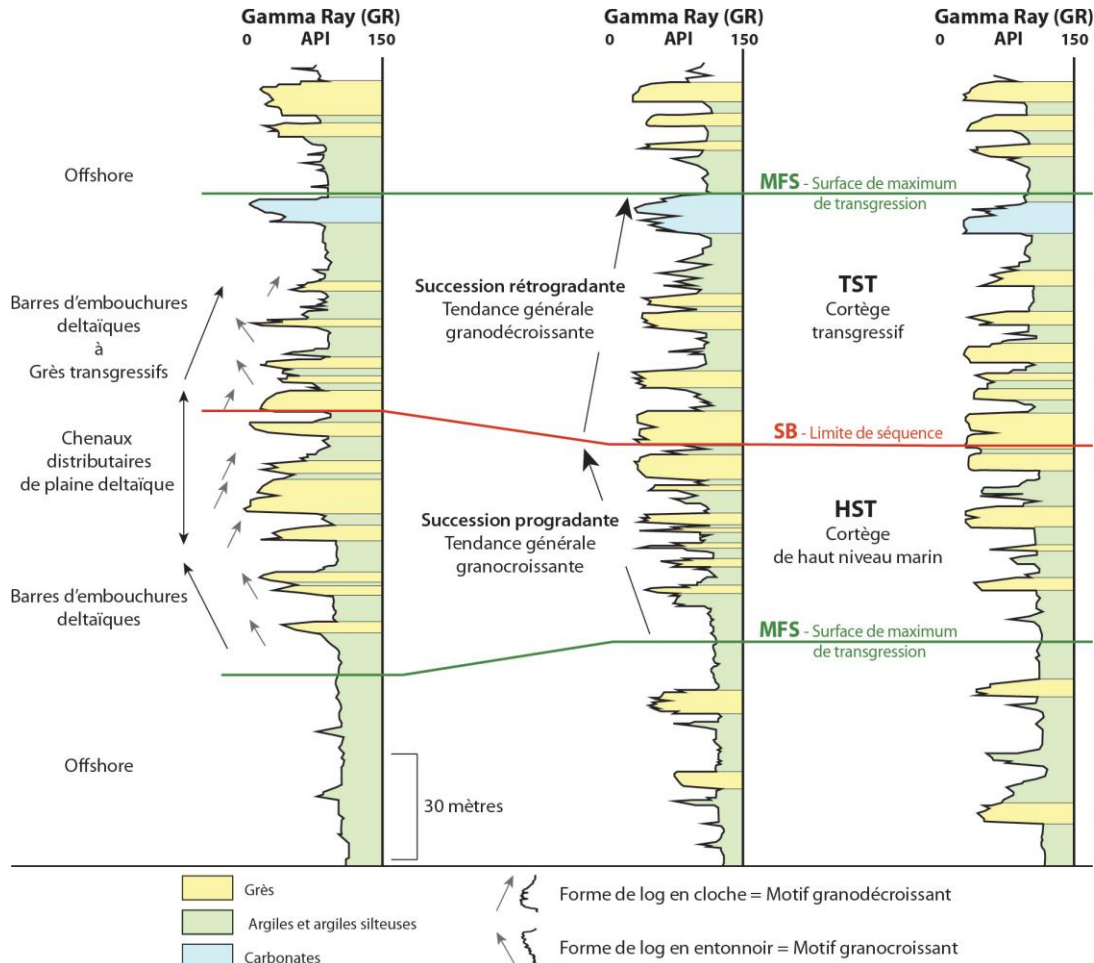


Figure 23 : Exemple d'utilisation du log Gamma Ray dans l'interprétation paléoenvironnementale de séries deltaïques du Golfe du Mexique (modifié par Bibonne (2014), d'après Posamentier & Allen (1999)). Dans cet exemple, l'auteur associe tout d'abord les variations du Gamma Ray à petite échelle à des corps sédimentaires (probablement en accord avec les descriptions lithologiques) et interprète les variations à grande échelle comme des cortèges sédimentaires. Ici, un cortège transgressif (correspondant à une déflexion globale du signal vers la droite) superposé à un cortège de haut niveau (correspondant à une déflexion globale du signal vers la gauche) sont mis en évidence.

Les cortèges de haut-niveau seront quant à eux représentés graphiquement par le schéma inverse. En effet, en période de stagnation du niveau marin post-remontée, la diminution de l'espace disponible liée à la migration du trait de côte vers le milieu marin contribue aux dépôts de sédiments plus grossiers. Le signal des logs P.S. et Gamma Ray sera donc une déflexion progressive vers la gauche (qui traduit une diminution de la teneur en sédiments fins), le maximum de déflexion correspondant à la limite de séquence (LS).

Dans le cadre stratigraphique régional du Miocène de la partie septentrionale du sillon rhodanien, les cortèges de bas-niveaux n'ont pas été retrouvés et sont probablement absents. Comme nous l'avons vu précédemment, leur présence est restreinte au Sud du bassin ainsi qu'au pourtour méditerranéen, et ils ne seront donc pas traités dans cette partie. Le schéma classique d'une séquence de dépôt constituée d'une succession cortège transgressif/cortège de haut-niveau sera donc représentée graphiquement par une déflexion progressive vers la droite suivie par une déflexion progressive vers la gauche pour les logs Gamma Ray et P.S. Les séquences de dépôt mises en évidence grâce à la corrélation lithologie/diagraphie sont corrélées à celles identifiées sur le terrain, à partir des datations biostratigraphiques réalisées sur des prélèvements dans les carottes sédimentaires ou les cuttings des puits.

Outre l'aspect séquentiel (« *Stacking Pattern* »), les diagraphies servent également à mettre en évidence la présence de corps sédimentaires. En effet, en fonction de l'évolution de la P.S. et du Gamma Ray et de la nature des déflexions (formes en cloche, en lobe...), il est possible de lier les déflexions à une dynamique sédimentaire, tels que des comblements de chenaux, migration de barres deltaïques... Ce travail ne sera pas réalisé dans le cadre de cette étude car la qualité des diagraphies n'est pas assez bonne, et l'objectif reste surtout de mettre en évidence des séquences de dépôts. Par ailleurs, dans les formations à très forte dominante sableuse comme la molasse, la notion d'électro-faciès est plus difficile à utiliser et nécessite de fortement anamorphosé les logs comme l'ont bien montré Delhay-Prat *et al.* (2005) dans les grès de Fontainebleau.

Il est toutefois important de ne pas confondre les corps et les cortèges sédimentaires car les variations du signal peuvent être similaires. L'échelle des déflexions est donc à prendre en compte en considérant que les corps sédimentaires sont d'une échelle de quelques mètres d'épaisseur, tandis que les cortèges et les séquences de dépôts sont de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres.

Enfin d'une façon générale quand la lithologie est dominée par les conglomérats, les réponses diagraphiques sont là encore difficiles à interpréter et un retour au log de chantier est souvent indispensable.

3. Chronostratigraphie :

Il est par ailleurs indispensable de pouvoir calibrer dans le temps ces coupes en 1D (coupes sédimentologiques et données de puits). Dater les successions sédimentaires avec précision représente un prérequis essentiel pour consolider les interprétations séquentielles.

3.1. Echelle chronostratigraphique utilisée :

Au cours de ce travail, la charte chronostratigraphique GTS2016 (Ogg *et al.*, 2016) a été utilisée (Figure 24). En effet, les chartes GTS (*Geological Time Scale*) sont fondamentales pour les études intégrant plusieurs méthodes de datations, rendant ainsi possible les corrélations temporelles entre les différentes chartes (biostratigraphie, magnétostratigraphie, etc) notamment avec l'outil TSCreator.

Depuis les versions précédentes (GTS2004, 2012, respectivement Gradstein *et al.*, 2004, 2012 ; Figure 24), les âges ont été affinés ce qui a été très pratique pour utiliser : (i) la charte magnétostratigraphique de Ogg *et al.* (2012) calibrée sur GTS2012 ; (ii) la courbe isotopique du Strontium utilisée (LOWESS5), calibrée sur la charte GTS 2012 (McArthur *et al.*, 2012) et (iii) la charte eustatique de Miller *et al.* (2005) calibrée sur GTS2004.

Ainsi, ces chartes ont été extrapolées sur l'échelle chronostratigraphique GTS2016.

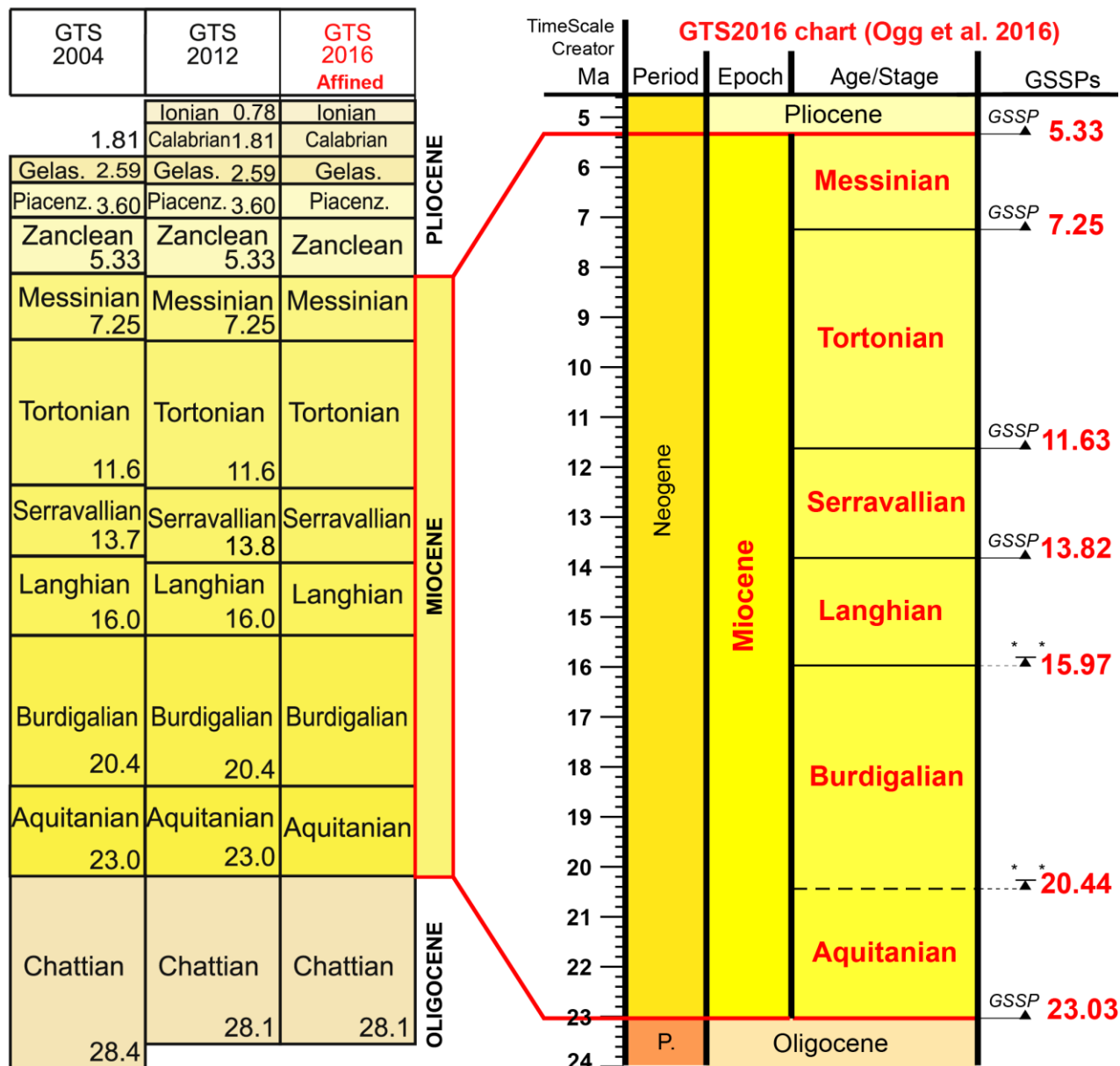


Figure 24: Charte chronostratigraphique GTS2016 du Miocène (Ogg *et al.* 2016). Les âges ont seulement été affinés depuis les versions précédentes (GTS2004 et GTS2012).

3.2. La Chimiostratigraphie :

La chimiostratigraphie correspond à une méthode de datation qui s'appuie sur la fossilisation des paramètres physico-chimiques de l'eau de mer. Parmi une multitude de techniques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, éléments traces, carbonates, etc..), la stratigraphie isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ paraît être la plus adaptée à notre contexte car elle s'applique sur des calcaires biogéniques (coquilles marines) dont la présence est relativement fréquente dans la molasse miocène. En effet, l'utilisation de cette technique a été indispensable pour contourner le problème de la non-préservation, l'absence, ou la faible résolution temporelle des faunes pour les calages biostratigraphiques. Compte tenu de l'utilisation importante de cette technique au cours de cette étude, il est important d'y prêter une attention toute particulière :

3.2.1. Principes généraux de la méthode de datation isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

A ce jour, la méthode de datation isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (SIS = « *Strontium Isotope Stratigraphy* ») est considérée comme une méthode de datation à haute résolution, et ceci a largement été démontré (Veizer *et al.*, 1997; McArthur & Howarth, 1998; McArthur, 2010). Il s'agit d'une méthode de datation des sédiments marins, s'appuyant sur l'évolution connue du ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au cours des temps géologiques. Les rapports isotopiques sont mesurés principalement sur les organismes marins qui « fossilisent » dans leur test, la composition de l'eau de mer à un temps t .

Wickman (1948) est le premier à envisager que le ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ marin fluctue de manière linéaire au cours des temps, dans la mesure où celui-ci résulte de l'érosion de la croûte continentale. Le potentiel de cette technique grandissant, des chercheurs démontrent dans un premier temps que le rapport n'évolue pas de manière linéaire mais fluctue aléatoirement entre des rapports isotopiques de 0.707 et 0.709 (Peterman *et al.*, 1970; Dasch & Biscaye, 1971; Veizer & Compston, 1974). C'est dans les années 1980, que l'origine de cette fluctuation a été mise en évidence : il s'agit en fait d'une interaction entre érosion de la croûte continentale et les circulations hydrothermales à l'interface eaux marine/dorsale océaniques (Elderfield & Schultz, 1996). Les eaux marines sont rechargées constamment en Strontium via les systèmes fluviaux qui drainent le Strontium à partir de l'érosion de la croûte continentale émergée. Au niveau des dorsales océaniques, en revanche, le Strontium est consommé en se cristallisant par substitution du Ca de l'anhydrite (CaSO_4) qui se dissout par circulation hydrothermale.

L'utilisation de cette méthode de datation repose sur l'hypothèse que les océans ont une composition en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ homogène à l'échelle de la planète. En effet, le temps de résidence du Sr est de 1 Ma (DePaolo & Ingram, 1985). Or, seulement 0.001 Ma est nécessaire pour permettre une homogénéisation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ grâce aux courants océaniques. En d'autres termes, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des océans est systématiquement homogénéisé avant d'enregistrer des augmentations ou perte de Sr.

Howarth & McArthur (1997) proposent pour la première fois une courbe d'évolution des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du temps (en Ma). Cette courbe s'appuie sur une compilation de rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ajustés par une méthode de régression statistique LOWESS non paramétrique (LOCally

Weighted Scatterplot Smoother). Cette technique statistique permet d'obtenir, pour une valeur donnée, un intervalle de « confiance » estimé à 95% de confiance. Cette courbe est ensuite convertie en tableau, rendant possible une conversion directe entre un rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesuré à une précision de 10^{-6} et un âge en Ma avec un intervalle de confiance de 95%. Depuis 1997, cette courbe est constamment mise à jour (McArthur *et al.*, 1998, 2001). La version utilisée au cours de travail de thèse est la version LOWESS5 (McArthur *et al.*, 2012).

3.2.2. L'évolution du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au cours du Miocène et l'utilisation de la courbe LOWESS

Outre le fait que la courbe du Néogène est construite à partir d'une synthèse de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur des foraminifères planctoniques (McArthur *et al.*, 2012), considéré comme étant le matériel le plus fiable face aux effets de la diagenèse, l'évolution du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au cours du Miocène est très favorable à l'utilisation de cette méthode. En effet, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmentent rapidement au cours du Miocène (Figure 25), ce qui réduit considérablement les incertitudes liées à l'utilisation de la courbe qui seraient importantes pour une courbe en plateau. Les rapports évoluent entre 0.708257 et 0.709023 au cours du Miocène (McArthur *et al.*, 2012).

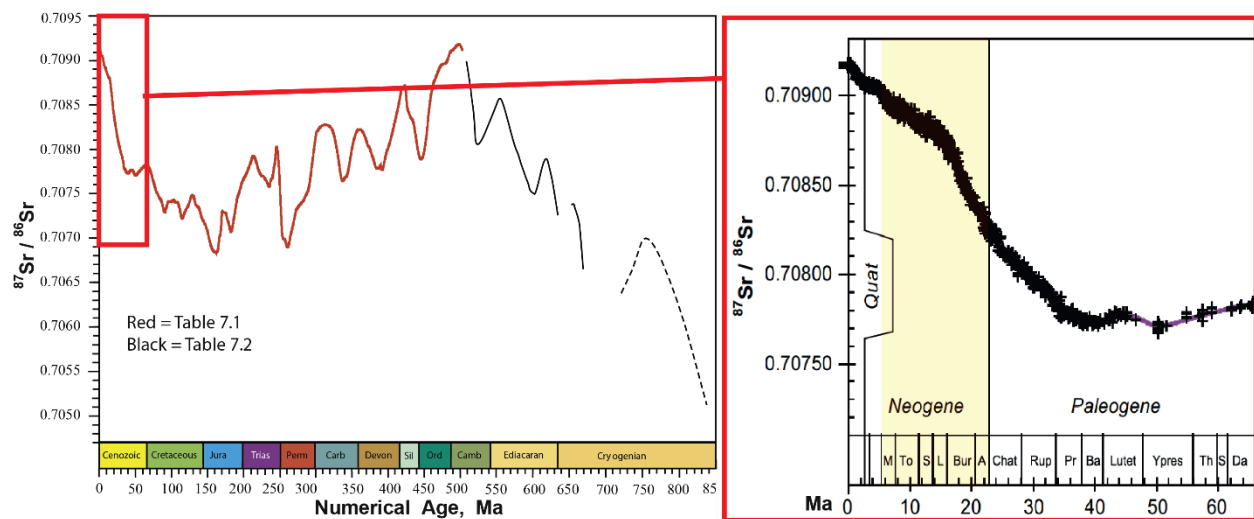


Figure 25: Evolution des rapports Sr au cours des temps géologiques (McArthur *et al.* 2012). A gauche, représentée sur l'échelle des temps géologiques. A droite, zoom sur le Cénozoïque. La barre jaune concerne le Miocène.

3.2.3. Fiabilité de la méthode de datation isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: les risques potentiels

Si au premier abord, cette technique semble particulièrement attrayante et précise, il faut en revanche être prudent puisque les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ primaires peuvent être modifiés. Trois principales menaces existent:

- **Les modifications des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ par les apports d'eaux douces :**

McArthur *et al.* (2012) affirme que les rapports isotopiques sont rarement altérés à des salinités supérieures à 20 g.L⁻¹. En effet, l'auteur s'appuie sur une comparaison avec des cas de mers intérieures peu profondes (inférieur à 250m), actuelles, alimentées par des eaux douces et des eaux océaniques: la Baie d'Hudson (salinité ~30 g.L⁻¹, Ladouceur, 2008) et la Mer Baltique (salinité ~10 g.L⁻¹). Ces 2 cas de figure représentent de bonnes analogies par rapport au contexte paléogéographique de la mer Miocène. Dans ces 2 cas, il a été prouvé que les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ étaient uniformes avec l'océan ouvert (DePaolo & Ingram, 1985; Andersson *et al.*, 1992; Paytan *et al.*, 1993) qui présente des salinités de ~35 g.L⁻¹. Plus récemment, El Meknassi *et al.* (2018) démontrent en revanche que les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ peuvent être modifiés significativement par des apports d'eaux douces.

Dans le cadre de cette étude, les niveaux les plus bioclastiques qui ont été datés sont quasiment tous situés en base de cortège transgressif. Cette position stratigraphique étant la plus favorable à un mélange avec les courants océaniques, on peut supposer que les risques de pollution par les eaux douces sont faibles.

- **Les modifications des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au cours de la diagénèse :**

Il s'agit du principal biais possible. En effet, les circulations de fluides diagénétiques ou hydrothermaux lors de l'enfouissement des sédiments peuvent conduire à une recristallisation progressive des bioclastes calcaires, modifiant ainsi le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ce qui conduira à l'obtention d'un âge erroné.

Les profondeurs d'enfouissement des sédiments miocènes concernés par cette étude sont très faibles. L'histoire diagénétique a été minime, ce qui diminue les risques de recristallisations.

- **Les modifications des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ par la décroissance radioactive du ^{87}Rb en ^{87}Sr :**

La décroissance radioactive du ^{87}Rb en ^{87}Sr au cours du temps modifie le rapport isotopique du Strontium. Or, il est rare que les squelettes carbonatés contiennent du Rubidium. En effet, le Rb ne se substitue que très difficilement au Ca dans la calcite. Ce biais potentiel ne concerne donc pas cette étude car elle s'applique surtout : (i) aux matériaux aragonitiques; (ii) aux sédiments âgés de plus de 50Ma (McArthur *et al.* 2012).

Pour conclure, cette technique est une technique de datation à haute précision. Au premier abord, le cadre « géologique » de cette étude (faible enfouissement des sédiments, échantillonnage essentiellement réalisé en base de cortège transgressif) semble propice à la conservation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopiques primaires. Néanmoins, de solides contrôles sont nécessaires pour contrôler la fiabilité des âges obtenus.

3.2.4. *Le contrôle de la modification du signal primaire par la diagénèse et/ou les apports d'eaux douces: l'utilisation des isotopes des éléments stables et de la cathodoluminescence*

Dans le cadre de ce travail de thèse, deux outils ont été utilisés :

- **la cathodoluminescence :**

A partir d'un MEB associé à un dispositif de micro-photoluminescence, cette technique permet de visualiser les différentes phases de recristallisation grâce au phénomène d'émission de lumière par un échantillon soumis à un bombardement électronique. Pour des raisons pratiques et de délais de préparation des lames, il n'a pas été possible d'utiliser systématiquement cette technique ;

- **les rapports isotopiques des éléments stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$, au service de l'évaluation des impacts de la diagénèse et des pollutions par les eaux douces :**

Généralement utilisé pour reconstituer des conditions paléoclimatologiques, paléocéanographiques, et même à des fins stratigraphiques, les isotopes stables permettent également d'évaluer l'impact de la diagénèse (Hudson, 1975, 1977; Nelson & Smith, 1996). En effet, la diagénèse a pour effet de diminuer les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ primaires (Saltzman & Thomas, 2012).

Le $\delta^{13}\text{C}$ (rapport entre isotopes stables du carbone : $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) résulte principalement de la composition en CO_2 du fluide qui précipite : dans notre cas, il s'agit des eaux marines. Au cours du Miocène, le $\delta^{13}\text{C}$ de l'océan global est compris en 0 et +2.5 ‰ (Hayes *et al.*, 1999). D'après Saltzman & Thomas (2012), une marge supplémentaire d'environ -1‰ doit être appliquée dans le cas des mers épicontinentales. En effet, ce contexte de mer peu profonde qui communique avec l'océan global peut induire un fractionnement isotopique du carbone qui impacte le $\delta^{13}\text{C}$ de l'océan global. Il est donc raisonnable de considérer les échantillons ayant fourni des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ supérieurs à -1‰, comme étant des échantillons ayant conservé les signatures d'origine primaire.

Le $\delta^{18}\text{O}$ (rapport entre isotopes stables de l'oxygène : $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) résulte principalement de la composition isotopique du fluide, de la salinité, mais aussi et surtout, de la température du fluide. Au cours du Miocène, le $\delta^{18}\text{O}$ des mers « peu profondes, tropicales/subtropicales » est compris en 0 et -2 ‰ (Grossman, 2012). Il faut tout de même noter que les périodes de déglaciation ont pour effet de diminuer le $\delta^{18}\text{O}$ de l'océan global. Au Miocène, le « *Mid-Miocene Climatic Optimum* » s'est étalé entre le Burdigalien et le Langhien (Grossman, 2012). Cet événement est à considérer avec prudence car la grande majorité des échantillons ont été prélevés au cours de l'intervalle de temps concerné.

$\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ sont utilisés conjointement pour caractériser les environnements de dépôts mais également la diagénèse (Hudson, 1975, 1977; Nelson & Smith, 1996). L'étude de Nelson & Schmidt (1996) semble appropriée pour ce travail. En effet, à partir de bivalves principalement d'âge Oligo-Miocène en Nouvelle-Zélande, il propose trois groupes : (i) les bivalves non altérés,

prélevés dans des sédiments marins et qui ne présentent aucun signe de pollution : $\delta^{18}\text{O} = 0$ à $\pm 2\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = 0$ à $+2.5\text{‰}$; (ii) les bivalves des sédiments marins, mais qui présentent des risques de modification du signal primaire avec des évidences + ou - fortes de ré-équilibre isotopique pendant la diagénèse. Les valeurs isotopiques sont éparées : $\delta^{18}\text{O} = -2$ à -6‰ ; $\delta^{13}\text{C} =$ **Dispersion élevée**. Si seul le $\delta^{18}\text{O}$ diminue, alors il s'agit probablement d'une température plus importante lors de l'enfouissement. Si le $\delta^{18}\text{O}$ et le $\delta^{13}\text{C}$ diminuent conjointement, des effets diagénétiques sont alors fortement probables ; (iii) les bivalves sont issus d'un environnement de dépôt + ou - confiné, riche en matière organique, où des conditions anaérobiques sont possibles. Ces conditions entraînent une chute du $\delta^{13}\text{C}$: $\delta^{18}\text{O} = \sim 0\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = -10$ à -16‰ .

Pour conclure :

- Des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ inférieures à -1‰ présentent des risques qu'il faut évaluer. Ce travail sera présenté lors de la partie « résultats » (ci-après) ;
- Les valeurs de $\delta^{18}\text{O} < -1\text{‰}$, sans baisse conjointe du $\delta^{13}\text{C}$, n'indiquent pas d'altération du signal par la diagénèse, mais plutôt un effet d'augmentation de la température lors de l'enfouissement et/ou d'un signal primaire lié au « *Mid-Miocene Climatic Optimum* » qui a induit une période intense de fonte des glaces aux pôles. Ceci a eu pour conséquence, la diminution du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer.

3.2.5. De l'échantillonnage à l'interprétation :

L'utilisation de cette méthode de datation a été supervisée par Albert Galy (professeur en Géochimie CRPG-CNRS, Université de Lorraine) au CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) à Nancy. Un total de 134 échantillons a été analysés au CRPG. Les mesures des rapports isotopiques ont été réalisées par Catherine Zimmermann (Ingénieure d'études CRPG-CNRS). Pour le contrôle de l'impact des phénomènes de recristallisations: (i) les mesures des isotopes du Strontium sont systématiquement combinées à des mesures des isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ menées par Thomas Rigaudier (Ingénieur de recherche CRPG-CNRS) au CRPG ; (ii) la cathodoluminescence a été utilisée (au CSTJF, TOTAL) sur la première campagne d'analyses qui implique 46 échantillons dans le but de contrôler les effets de la diagénèse (modification du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial par les effets de recristallisation diagénétique).

La mise en place de cette technique se divise en plusieurs étapes :

- (i) **Echantillonnage** : Il consiste au prélèvement de coquilles marines (huîtres, pectens, bryozoaires ou bioclastes indéterminés) dans un niveau stratigraphique donné ;
- (ii) **Préparation de l'échantillon** : la préparation des échantillons a été réalisée par moi-même, au CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) à Nancy. Cette étape consiste d'abord à extraire minutieusement la coquille de sa gangue à l'aide d'un microfraiseur DREMEL. Quand cela a été possible, les parties extérieures des coquilles ont été décapées soigneusement car il s'agit des zones les plus exposées lors de la diagénèse. Une fois

extraite, il faut porphyriser les échantillons jusqu'à obtenir une granulométrie très fine de l'ordre de la dizaine de microns (entre 10 et 50 microns). 0.1g de poudre suffit. Dans le cas d'un échantillon bulk (=roche totale, concerne de rares tentatives de dater directement la matrice calcaire globale), il faut prévoir 5g de matériel. Une fois porphyrisée, la poudre est contenue dans des tubes plastiques fermés pour éviter toute contamination ;

- **(iii) Mesure des isotopes stables (par Thomas Rigaudier) :** une infime quantité de cette poudre (330-380 μg) est destinée aux analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone. Il faut prévoir le double de matériel si l'échantillon est issu d'un échantillon bulk. Les mesures isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont réalisées de manière simultanée. La méthodologie utilisée par le CRPG est d'extraire du CO_2 gazeux de l'échantillon en l'acidifiant par H_3PO_4 à 70°C . Après une séparation des différents gaz par un GC (chromatographe en phase gazeuse, Gasbench II), le CO_2 est analysé par un spectromètre de masse (Finigan MAT253) en mode flux continu sous He ;
- **(iv) Mesure des isotopes du Strontium (par Catherine Zimmermann) :** une seconde étape de préparation a lieu avant d'utiliser la colonne Sr-spec pour séparer le Sr. La méthodologie est la suivante (adapté de Pin *et al.*, 1994) : **(1)** mettre l'échantillon dans un tube à centrifuger de 4-5 ml ; **(2)** séparer les carbonates des silicates par un léger lessivage en ajoutant 1 mL d'acide acétique à 10% ultrapure (Seastar acetic acid); **(3)** fermer le tube et secouer puis attendre 15 minutes ; **(4)** ouvrir-fermer le tube à centrifuger ; **(5)** pipeter le liquide (0.9ml) et le mettre dans un savilleux de 7 mL et évaporer ; **(6)** reprendre en 0.5ml HNO_3 2N pour colonne Sr-Spec ; **(7)** évaporer ; **(8)** reprendre en HNO_3 2N et volume = 2 fois le volume de chargement sur la colonne ; **(9)** extraction du Strontium par séparation chromatographique sur résine Sr-Spec; **(10)** séchage de la fraction Sr et dépôt sur filament de Re et **(11)** analyse par Spectromètre de Masse à Thermolisation (TIMS Triton⁺ Thermo).
- **(v) Interprétations (par Albert Galy) :** les rapports isotopiques obtenus ont subi une ré-analyse statistique pour s'assurer d'une homogénéité (1) des agrégats d'analyses sur plusieurs sessions, (2) des corrections de fractionnement instrumentaux (loi exponentielle en utilisant $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$) et (3) de correction de Rb résiduel sur les échantillons et sur les standards. Le standard utilisé est le NBS987. Une normalisation au standard NBS987=0.710248 (McArthur *et al.* 2012) est nécessaire pour l'utilisation de LOWESS 5. L'analyse des résultats, les interprétations et les conversions en âge des rapports isotopiques est ensuite menée par Albert Galy grâce à la table LOWESS 5 de McArthur *et al.* (2012). Les marges d'erreurs finales sont calculées en additionnant les incertitudes sur les mesures des échantillons et leurs standards correspondants (à 95% de confiance) et les incertitudes de la courbe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fournies par la table LOWESS 5 (McArthur *et al.*, 2012).

3.3. La Magnétostratigraphie :

Au cours des temps géologiques, le champ magnétique terrestre a connu des inversions de polarités : le pôle Nord magnétique devenant le pôle Sud magnétique et inversement. Ces

inversions sont datées de plus en plus précisément (de l'ordre de 10^{-3} Ma) par les échelles magnétostratigraphiques récentes (Ogg & Lowrie, 2012) et succèdent à des périodes de temps (chrons) où le champ magnétique est stable :

- (i) Quand le pôle Nord magnétique est au Nord géographique, il s'agit d'une période où la polarité magnétique est normale (chron noir sur les échelles magnétostratigraphiques)
- (ii) Quand le pôle Nord magnétique est au Sud géographique, il s'agit d'une période où la polarité magnétique est inverse (chron blanc sur les échelles magnétostratigraphiques)

Dans le cas des roches sédimentaires, l'utilisation de cette technique à des fins stratigraphiques propose d'identifier chrons et inversions magnétiques dans des successions stratigraphiques par ailleurs contraintes par des datations absolues. En effet, les dépôts sédimentaires contiennent des particules magnétiques qui enregistrent la polarité magnétique au moment de leurs dépôts : on parle alors d'aimantation détritique de dépôt (ARD).

3.3.1. *L'aimantation détritique de dépôt :*

Les roches sédimentaires acquièrent leur aimantation lors de leur dépôt : les particules ferromagnétiques (comme la magnétite par exemple) s'orientent parallèlement au champ magnétique terrestre. L'objectif est de reconstituer les caractéristiques du champ magnétique terrestre (i.e., ici la polarité magnétique) enregistrées par le sédiment au cours du dépôt. L'édification d'un enregistrement de polarités géomagnétiques requiert un grand nombre d'échantillons tout le long d'une succession sédimentaire pour avoir un recouvrement maximum et ainsi ne pas rater de chron de courte durée. Le grand nombre d'échantillons permet aussi d'appliquer différents types de protocoles (champ alternatif et/ou thermique). Si la succession sédimentaire est temporellement ancrée par une autre méthode de datation permettant de se situer stratigraphiquement, alors il est possible de corréliser les inversions de polarité géomagnétique caractérisées avec l'échelle magnétostratigraphique de référence : dans le cadre de cette étude, il s'agit de l'échelle GTS 2012 ; Ogg. (2012). Dans cette échelle, les âges des inversions magnétiques sont fournis avec une précision de l'ordre de 10^{-3} Ma (Ogg., 2012), permettant en particulier de calculer des vitesses de sédimentation.

L'objectif est donc de reconstituer l'aimantation acquise au moment du dépôt (c'est à dire l'aimantation rémanente détritique ou ANR). Or, l'« histoire magnétique » d'une roche peut-être polyphasée. Pour retrouver l'aimantation primaire d'un échantillon (ARD), il est donc nécessaire de désaimanter progressivement, jusqu'à la disparition totale de l'aimantation rémanente naturelle (ARN). Cette méthode permet ainsi de caractériser les différentes composantes de l'aimantation d'un échantillon. La polarité magnétique enregistrée lors du dépôt de l'échantillon est alors déterminée grâce aux caractéristiques de l'aimantation primaire. Ces caractéristiques se déclinent essentiellement en trois paramètres (Figure 26) :

Inclinaison = angle compris entre le vecteur du champ magnétique mesuré et la surface du globe (varie entre 0-90°).

Déclinaison = angle entre le Nord géographique mesuré lors de l'orientation de l'échantillon et la composante horizontale du vecteur du champ magnétique mesuré.

Intensité = Intensité du champ magnétique

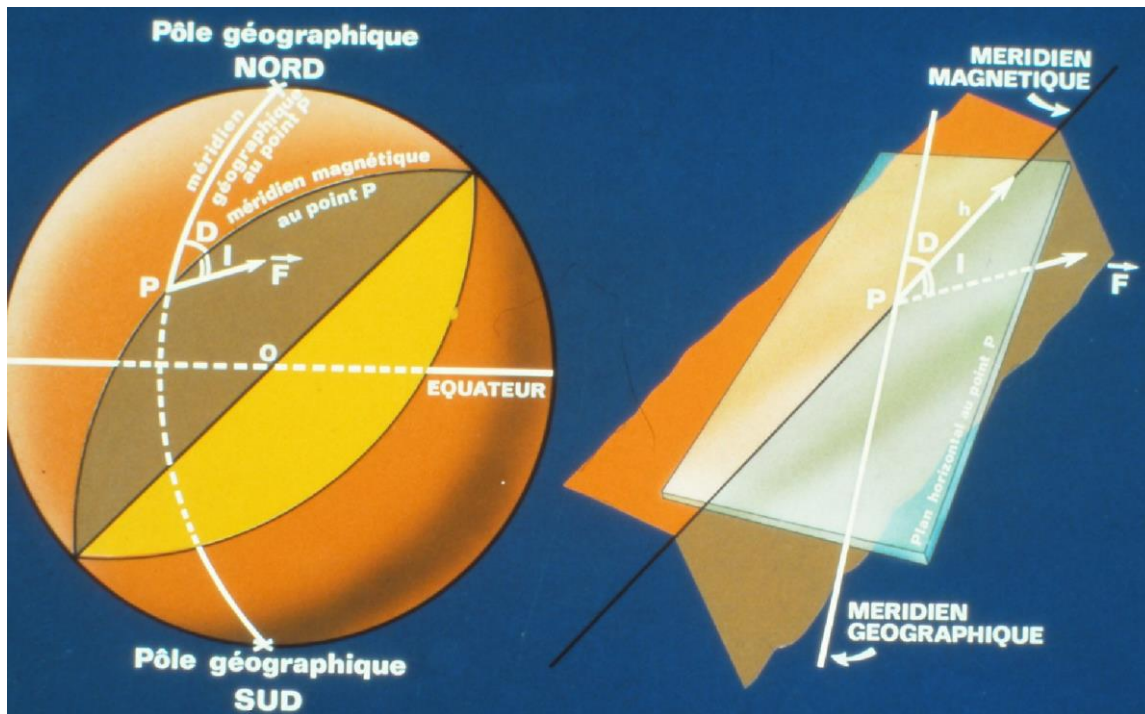


Figure 26: Les éléments du champ magnétique terrestre (Prévoit et al., 1977)

3.3.2. De l'échantillonnage à l'interprétation :

L'utilisation de cette technique a été menée en collaboration avec François Demory, ingénieur d'études au CEREGE. Ce dernier a supervisé l'ensemble de l'étude, depuis l'échantillonnage jusqu'aux interprétations. L'étude a été menée sur deux coupes sédimentologiques lors d'une campagne de terrain de 3 jours en juillet 2018 : log n°4 (Grésy-sur-Aix, situé entre Aix-les-Bains et Annecy) ; log n°5 (Forézan, situé au Sud-ouest de Chambéry). La préparation des échantillons, l'analyse des échantillons et les interprétations ont été réalisées au CEREGE sous la tutelle de F. Demory. Il faut également citer l'aide précieuse apporté par Hawoly Bass, étudiante de Master 1 qui a préparé et analysé ~30% du matériel total.

L'utilisation de cette technique se divise en plusieurs étapes :

- (i) **Echantillonnage et préparation de l'échantillon**

Les prélèvements ont été effectués de deux manières :

Mini-carottage : le carottage a été réalisé à l'aide d'une carotteuse équipée d'un dispositif d'injection d'eau permettant de s'affranchir des phénomènes de friction et de démantèlement de l'échantillon. Cet outil permet ainsi d'extraire des petites carottes d'environ 5 à 10 cm de longueur et de 25.4 mm de diamètre. Les carottes doivent immédiatement être orientées sur le terrain. Les échantillons nécessitent ensuite seulement une découpe en laboratoire pour obtenir une carotte de 22 mm de long.

Blocs orientés : lorsque le matériel est trop meuble pour permettre l'utilisation de la foreuse, un prélèvement de bloc de sédiment a été privilégié. Ce bloc doit absolument contenir une face relativement plane afin de pouvoir orienter l'échantillon dans l'espace. Ce bloc orienté doit avoir une taille minimum suffisante pour rendre possible une découpe en laboratoire visant à extraire un cube de 8cm³ environ pour les analyses.

Les matériaux à sédimentation fine ont été privilégiés : argiles, silts argileux, silts sableux et rarement sable fins. Une fois l'échantillon prélevé, et dûment orienté dans l'espace, il est ensuite analysé en laboratoire.

- **(ii) Analyse des échantillons :**

La procédure consiste à réaliser une désaimantation progressive (par incrémentation). Cette désaimantation s'effectue par paliers successifs croissants. Chacune des étapes est suivie par une mesure de l'aimantation à l'aide d'un magnétomètre supraconducteur. Ce dernier permet de mesurer l'intensité, la direction du champ magnétique, et l'aimantation des échantillons de manière très rapide et à une sensibilité de l'ordre de $2 \cdot 10^{-11} \text{Am}^2$, et ce, dans les 3 directions de l'espace X, Y, Z.

Deux techniques de désaimantation ont été utilisées :

- désaimantation par champ alternatif, consiste à appliquer un champ magnétique unidirectionnel de plus en plus fort par paliers successifs de 5 Gauss (=5mT) ;
- désaimantation thermique, consistant à chauffer l'échantillon dans un four aimantique pendant 40 minutes, suivie d'un refroidissement jusqu'à température ambiante (3 pas de chauffe par jour). Cette procédure doit être répétée en augmentant progressivement la température par paliers de 50° jusqu'à 400°C. En effet, nous avons remarqué qu'au-delà de cette température, il y a une subite augmentation de l'aimantation liée à une formation massive de nouveaux minéraux ferromagnétiques lors de la chauffe. Ainsi, à partir de 400°C, si l'aimantation primaire n'était toujours pas atteinte, alors la désaimantation a été poursuivie en champ alternatif. Certains échantillons ont tout de même été chauffés jusque 580°C.

- **(iii) Exploitation des résultats et interprétations :**

Les données de désaimantation (thermique et/ou par champ alternatif) sont traitées sous le logiciel « **Paleomac** » (Cogné, 2003).

Ce dernier permet de visualiser les étapes de désaimantations pour chacun des échantillons en corrigeant du pendage structural. Les étapes de désaimantations sont matérialisées par des points (qui caractérisent les vecteurs de déclinaison et inclinaison) représentés dans des projections stéréographiques et/ou des projections orthogonales (diagramme de Zijdeveld ; Zijdeveld *et al.*, (1967) ; Figure 27A). Sur les projections stéréographiques, les points noirs représentent les inclinaisons positives et les points blancs représentent les inclinaisons négatives. Sur le diagramme de Zijdeveld, les points noirs représentent la déclinaison et les points blancs représentent l'inclinaison.

Plusieurs cas peuvent être rencontrés (Figure 27B). Les points qui représentent les étapes de désaimantations :

- s'alignent sur une droite qui va vers l'origine (Figure 27B, Cas n°1). En projection stéréographique, les points sont groupés. Cela indique que l'échantillon contient une seule composante d'aimantation, correspondant soit à l'aimantation primaire (ARD), soit à une ré-aimantation complète de l'échantillon. Il est généralement admis que le « test du pli » permet de trancher. Ce test permet de mettre en évidence des aimantations acquises pendant ou après le plissement. Néanmoins, les faibles pendages (variant de 38° à 0°) et les MAD (« maximum angular deviation ») parfois importants (variant de 33.7 à 0.4) impliquent que le test du pli ne serait pas significatif. Nous nous remettons donc à la présence de plusieurs inversions dans notre enregistrement, celles-ci étant cohérentes avec les points d'ancrages pour considérer que nos aimantations sont acquises lors du dépôt (plus précisément à la profondeur de blocage, c'est à dire quelques cm sous la surface de dépôt) ;
- s'alignent le long de deux droites prouvant l'existence de deux composantes d'aimantation (Figure 27B, Cas n°2). La première composante correspond dans ce cas à une aimantation secondaire (i.e., la première à avoir été désaimantée) ; la seconde, dirigée vers l'origine, correspond en revanche généralement à l'aimantation primaire (ARD). En projection stéréographique, cette configuration correspond à un « cercle ». Ce cercle rejoint un groupe de points qui correspond à l'aimantation primaire ;
- s'alignent le long d'une courbe qui ne se dirige pas vers l'origine (Figure 27B, Cas n°3). Il s'agit d'un échantillon qui possède deux aimantations superposées, et où l'aimantation secondaire n'a pas été complètement supprimée. Ainsi, la trajectoire de la courbe matérialise cette désaimantation progressive en se dirigeant vers la polarité primaire.

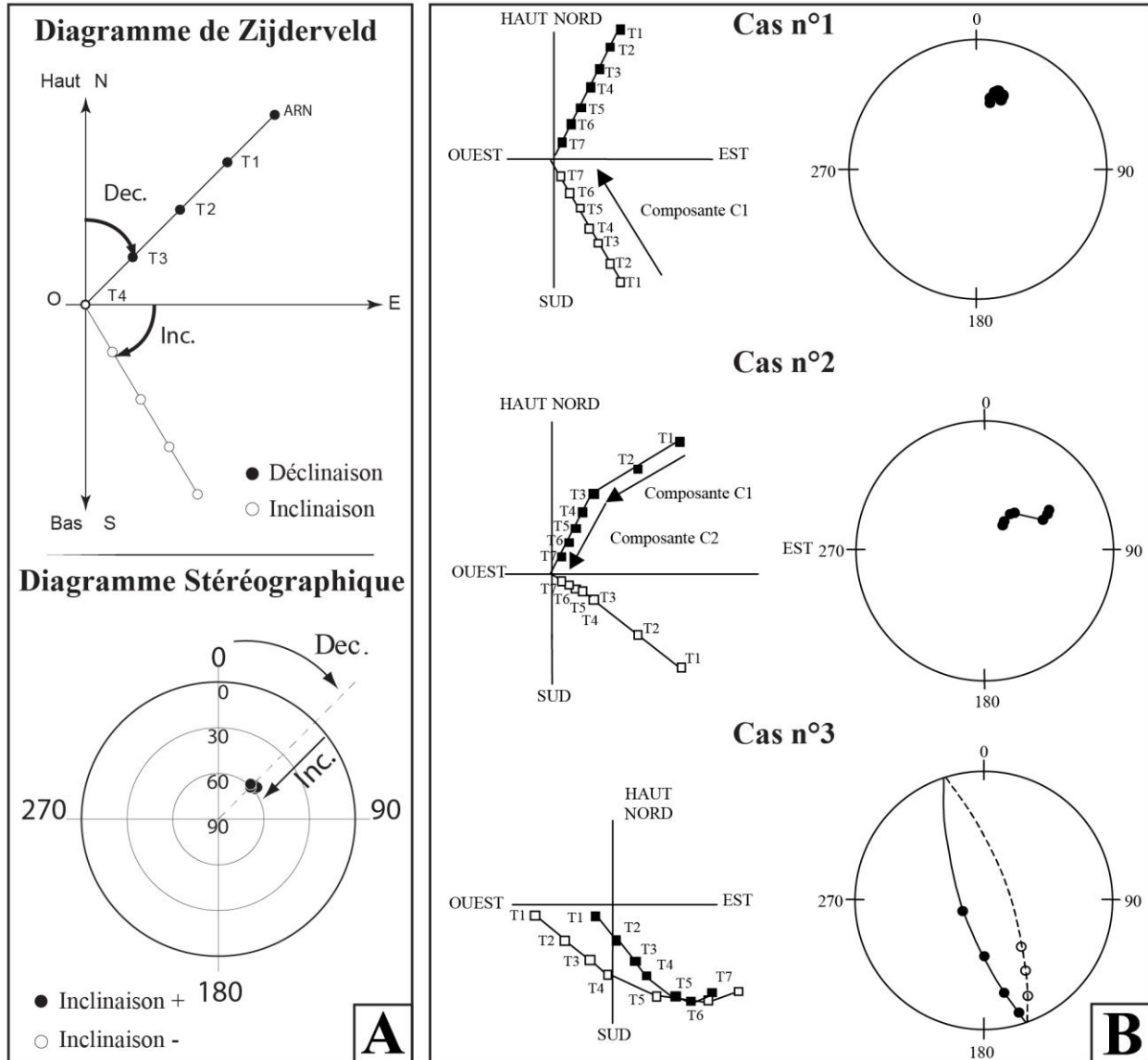


Figure 27: (A) Diagramme de Zijderveld, diagramme stéréographique, et conventions correspondantes (modifié de Poitou (2008) ; (B) Représentation schématique des résultats de désaimantation thermique par paliers (Ricordel, 2007). La désaimantation par champ alternatif correspond au même principe. Cas n°1 : composante C1 vers l'origine. Cette seule composante qui est détruite correspond à la composante primaire. Cas n°2 : présence de 2 composantes : la C1 correspond à la dernière composante enregistrée. C2 correspond à la composante d'origine ou ARD (retour vers l'origine). Cas n°3 : pas de retour à l'origine car la désaimantation n'a pas été totale.

Les directions caractéristiques des différentes composantes d'aimantation identifiées grâce aux diagrammes de Zijderveld et stéréographiques (Figure 27) sont calculées par la méthode des moindres carrés (Kirschvink, 1980) : il s'agit de la convention de type DirKir, ou Dir0Kir quand un forçage vers l'origine est nécessaire. Si le cas de figure d'une aimantation partielle est identifié (Figure 27B, Cas n°3) à travers les projections stéréographiques, alors soit les paramètres d'un grand cercle (GC) (McFadden & McElhinny, 1988), soit une direction moyenne calculée par la méthode de Fischer (1953) vont être déterminés.

Cote	Id	Type de statistique	Intervalle	n	Dg	Ig	Ds	Is	MAD	Strike S0	Dip S0
860	FOR14FD	DirOKir	N250-N580	10	195,4	-29	206,2	-11,7	3,1	350	33
	FOR14FD	Dir Kir	N020-N250	5	209,1	71,3	115,8	64,8	11,2	350	33

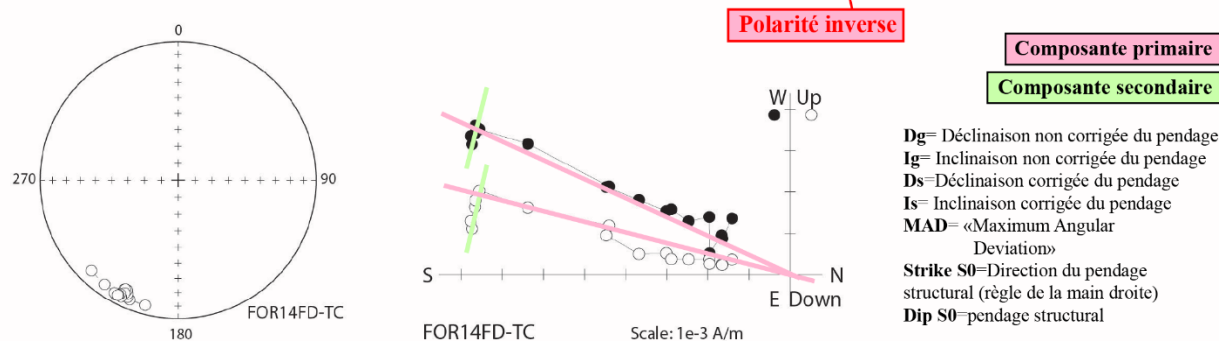


Figure 28: Résultat de l'étude magnétostratigraphique : exemple d'interprétation. L'échantillon FOR14FD-TC (avec TC=Tectonic Corrected) présente deux composantes. La composante supposée primaire (allant vers l'origine d'après le diagramme de Kirschvink au centre) donne la polarité enregistrée lors du dépôt.

La Figure 28 donne les clés pour comprendre le tableau présentant la totalité des résultats issus de l'étude magnétostratigraphique. La détermination de la polarité enregistrée lors du dépôt est maintenant possible après correction du pendage structural (TC= *Tectonic corrected*). Il s'agit des **Ds** et **Is** obtenus sur la composante principale supposée être le résultat de l'aimantation primaire, correspondant respectivement à la déclinaison et l'inclinaison corrigée du pendage (**Dg** et **Ig** étant non corrigés du pendage). La composante principale est inverse si la déclinaison tend vers le Sud (180°) et l'inclinaison est négative. Elle est en revanche normale si la déclinaison tend vers le Nord (0°) et si l'inclinaison est positive.

3.4. La Biostratigraphie

La biostratigraphie repose sur l'étude du contenu paléontologique (microfossiles ou macrofossiles) et le principe d'évolution des espèces pour la datation d'une couche sédimentaire. Pour chaque classe biologique, les biostratigraphes proposent une subdivision de l'échelle des temps géologiques en biozones. Les biozones sont limitées par des « événements » biologiques faciles à identifier : la plupart du temps il s'agit de l'apparition ou la disparition d'une espèce. Les stratigraphes peuvent donc dater des couches sédimentaires en proposant une zone d'extension (une biozone ou plusieurs) à partir de la présence d'un taxon, ou d'un assemblage de taxons. Dans le cadre de ce travail de thèse, 4 classes biologiques ont été utilisées (Figure 29) :

Nannoplanctons calcaire : l'échantillonnage consiste à prélever environ 200g dans des niveaux à granulométrie fine (argiles/marnes) d'origine marine. La préparation des échantillons a été réalisée par le personnel de l'équipe GTS/ISS/BGM de Total CSTJF (Pau) et l'identification des formes a été menée par Frédéric Ricciardi, membre de cette équipe également. Young *et al.*, (2017) a été utilisé pour les attributions biozonales de chaque taxon, sur l'échelle NN de Martini (1985).

Foraminifères planctoniques : l'échantillonnage consiste à prélever environ 500g à 1kg de sédiments fins (argiles/marnes) d'origine marine. La préparation des échantillons et l'identification des formes a été menée par Frédéric Quillévéré (Université Lyon 1). Deux chartes ont été utilisées pour les attributions biozonales: (Wade *et al.*, 2011; BouDagher-Fadel, 2015); il s'agit en effet des chartes les plus complètes, et récentes, à ce jour.

Kystes de dinoflagellés : L'échantillonnage consiste à prélever environ 500g dans des niveaux à granulométrie fine (argiles/marnes/sables). La préparation des échantillons a été réalisée par le personnel de l'équipe GTS/ISS/BGM de Total CSTJF (Pau) et l'identification des formes a été menée par Daniel Michoux, membre de cette équipe. Pour les attributions biozonales des taxons, l'outil TSCreator Pro2016 qui s'appuie sur SEPM (1998, notamment Hochuli, 1998; Williams *et al.*, 1998) a été utilisé.

Vertébrés : Pas d'échantillonnage ni d'analyses mené de notre part pour cette étude. En revanche, un important travail de synthèse des données existantes a été effectué notamment grâce à des échanges avec les spécialistes : Loïc Costeur, Olivier Maridet, Vincent Lazzari, et Gilles Escarguel. La biozonation charte MN utilisée est recalée sur la charte GTS2016 grâce à l'outil TSCreatorPro2016. Dans le cadre de cette synthèse bibliographique, deux cas de figures se sont présentés : les gisements les plus importants ont fait l'objet d'une révision au début des années 2000 par (Mein *et al.*, 1999; Maridet, 2003 ; Costeur, 2003). Dans ce premier cas de figure, nous nous sommes contentés de reprendre les biozonations proposées et de les recalculer sur la charte GTS 2016. Le deuxième cas de figure concerne les gisements micro-mammifères les moins importants, qui n'ont pas fait l'objet d'une étude récente ou d'une ré-interprétation. Des biozonations ont tout de même été proposées à partir de l'interprétation initiale ou de la présence d'un taxon marqueur. Pour cela, l'étude du riche gisement de Soblay (département de l'Ain, 01) par Ménouret & Mein (2008) est très importante, puisqu'elle fournit un descriptif complet et détaillé d'un grand nombre de taxons miocènes, ainsi que de leur extension dans le temps.

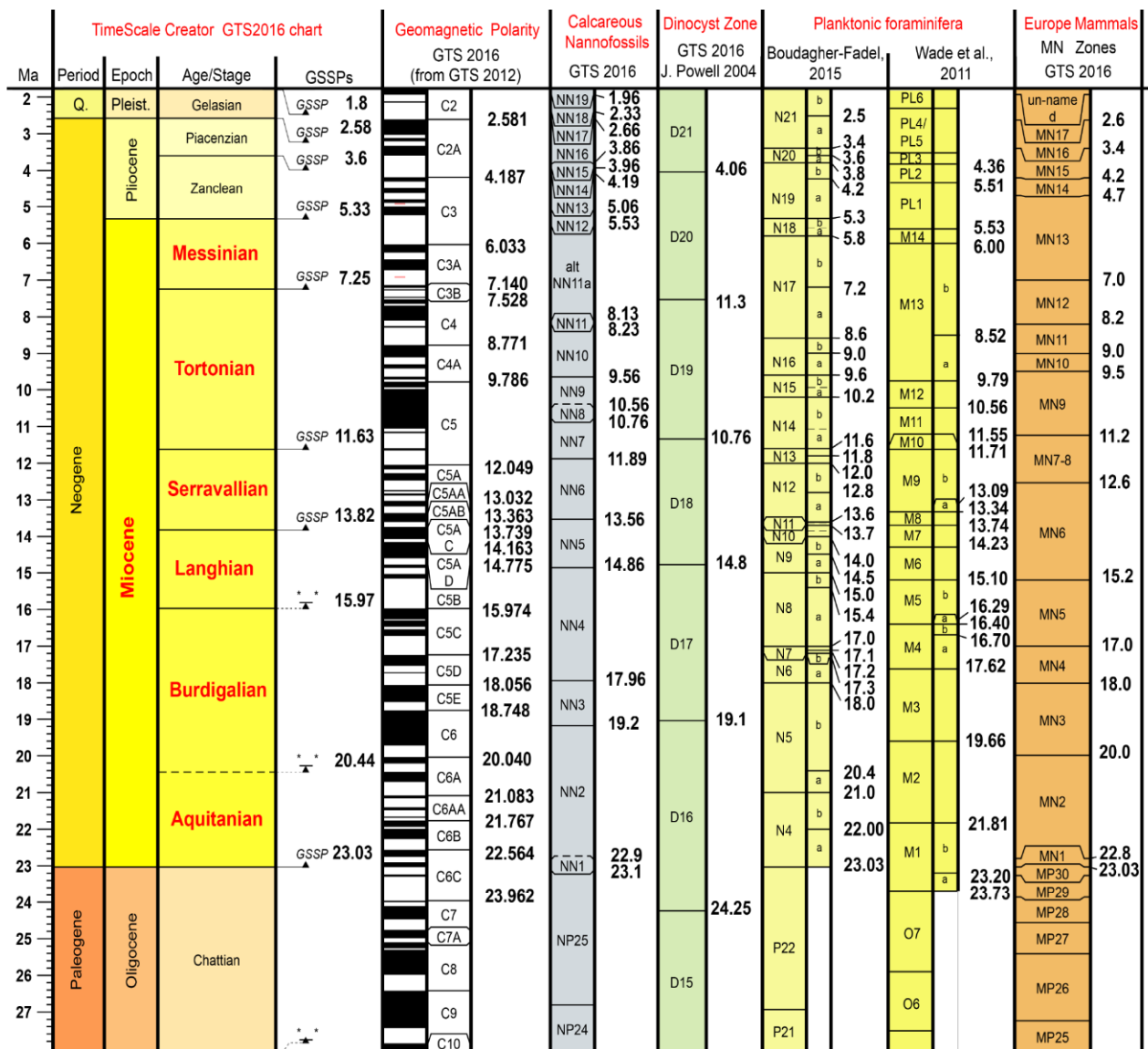


Figure 29: Les chartes biostratigraphiques utilisées dans le cadre de cette étude. Elles sont calibrées sur GTS 2016.

3.5. Charte eustatique de Miller *et al.* (2005) :

Les séquences de dépôt reflètent des variations du niveau marin relatif de la zone d'étude. Dans un contexte de bassin d'avant-pays, où les influences tectoniques peuvent être très marquées, il est essentiel de comprendre l'origine des variations du niveau marin relatif. Pour ce faire, un calage temporel robuste des séquences de dépôts (rendu possible à partir des méthodes de datations citées plus haut) permet d'établir des corrélations avec les variations connues du niveau marin à l'échelle de la planète.

Au cours du Miocène, les variations eustatiques sont contrôlées par le «glacio-eustatisme» (Miller *et al.*, 2005; Fielding, 2018). Dans ce contexte, ce sont les variations de la masse d'eau dans les

bassins océaniques qui contrôlent les variations eustatiques (ou niveau marin absolu). Bien que d'autres paramètres entrent puissent jouer, les variations de masses d'eau sont principalement contrôlées par les variations entre les périodes de glaciation (baisse du niveau de la mer) et de déglaciations (montée du niveau de la mer).

Dans le cadre de ce travail, la charte eustatique de Miller *et al.* (2005) a été utilisée. En effet, il s'agit probablement de la charte eustatique la plus adaptée pour la période du Miocène. En effet, pour construire la charte eustatique, l'auteur s'appuie sur des données collectées sur la marge passive du New-Jersey, au large de la côte mid-Atlantique, ce qui représente d'innombrables avantages :

- i) **Inactif tectoniquement depuis le Jurassique** : en effet, l'impact de la tectonique dans les marges passives se limite à de la subsidence thermique. Au large de la côte, sur le plateau continental, ce contexte géologique est idéal pour enregistrer des séquences de dépôts d'origine eustatique, ce que confirme très bien l'étude de Montverde *et al.* (2008) ;
- ii) **Abondance en données du sous-sol** : en effet, une densité très importante de données sismiques et de puits existe suite à des campagnes nombreuses de prospection pétrolière (Kominz *et al.*, 2008; Monteverde *et al.*, 2008) permettant ainsi de bien contraindre la distribution dans l'espace des séquences de dépôts marines ;
- iii) **Abondance en données chronostratigraphiques** : le cadre stratigraphique est également bien contraint, avec une précision supérieure à +/- 0.5 Ma, grâce à l'utilisation combinée de différentes méthodes de datations : biostratigraphie, datations Strontium et magnétostratigraphie (voir références dans Miller *et al.*, 2005) ;
- iv) **Utilisation de données isotopique du $\delta^{18}\text{O}$** : Miller *et al.* (2005) s'appuie également sur les variations du $\delta^{18}\text{O}$ qui reflètent indirectement la fonte ou la croissance des calottes glaciaires ($\delta^{18}\text{O}$ des calottes glaciaires plus bas que celui des eaux marines).

Miller *et al.* (2005) compilent l'ensemble de ces données et propose la charte eustatique suivante (Figure 30) à partir de la méthode de « back-stripping » (estimation quantitative des paléo-profondeurs). La Figure 30 permet également, à titre indicatif, de comparer avec les chartes eustatiques de Haq *et al.* (1987) :

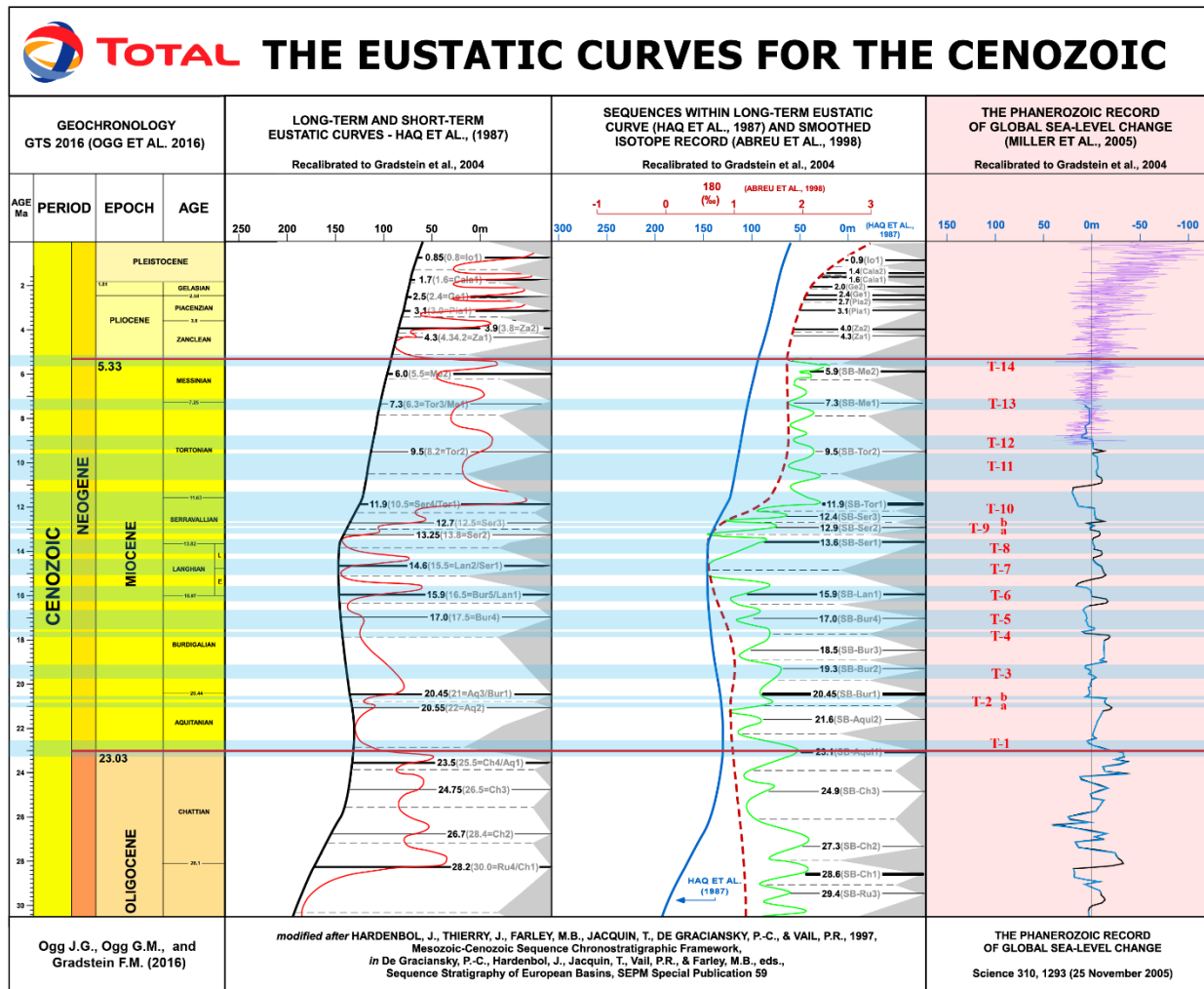


Figure 30: Charte eustatique de Miller et al. (2005) à droite. Comparaison avec la charte eustatique de Haq et al. (1987) et de Abreu et al. (1998). Ces chartes ont été initialement recalibrées sur la charte GTS2004 par le service « biostratigraphie » de TOTAL (CSTJF, Pau). Une extrapolation sur la charte GTS2016 est ici proposée puisque les âges ont seulement été affinés depuis GTS2004. Document inédit fourni par Total (modifié).

La charte eustatique de Miller et al. (2004) est initialement calibrée sur l'échelle chronostratigraphique GTS2004. Dans le cadre de ce travail, elle a été extrapolée sur l'échelle chronostratigraphique GTS2016 qui a seulement été affiné depuis (Figure 30, GTS2016).

CHAPITRE 4 : La stratigraphie séquentielle

d'un bassin d'avant-pays : Modèle

d'évolution des processus sédimentaires au

cours d'une séquence de dépôts

L'objectif de ce travail de thèse est de reconstituer l'histoire géologique des chaînes sub-alpines septentrionales (synclinaux du Vercors, de la Chartreuse, du Royans, des Bauges), du Bas-Dauphiné, du Jura méridional et de la Bresse à travers l'étude des dépôts miocènes en contexte de bassin d'avant-pays. Pour ce faire, nous souhaitons établir un cadre stratigraphique robuste à travers la stratigraphie séquentielle. La première étape de ce travail consiste à comprendre comment évoluent les systèmes sédimentaires dans l'espace et dans le temps, en contexte de bassin d'avant-pays.

En effet, les bassins d'avant-pays sont des bassins sédimentaires complexes dans lesquels les taux d'accommodation, de sédimentation et les influences tectoniques sont autant de paramètres qui peuvent énormément varier dans l'espace et dans le temps. Dans ce contexte, comment caractériser l'évolution des environnements de dépôt et des processus sédimentaires au cours d'une séquence de dépôt ?

Ce chapitre se propose d'apporter des éléments de réponses à travers un article sous presse dans la revue *Sedimentology*.

Changes in hydrodynamic process dominance (wave, tide or river) in foreland sequences: The subalpine Miocene Molasse revisited (France)

KALIFI Amir*†, SORREL Philippe*, LELOUP Philippe-Hervé*, SPINA Vincenzo†, HUET

Bastien†, GALY Albert‡, RUBINO Jean-Loup†, PITTET Bernard*

*Université de Lyon, UCBL, ENSL, CNRS, LGL-TPE, 69622 Villeurbanne, France.

†Total SA, CSTJF, Avenue Larribeau, 64000 Pau, France.

‡CRPG, 15 rue Notre Dames des Pauvres, 54500 Vandœuvre-lès-Nancy, France.

Contact: amir.kalifi@etu.univ-lyon1.fr

1. ABSTRACT

A comprehensive sedimentological study was undertaken in the Miocene of the subalpine massifs and southern Jura (France) with the aim to constrain the evolution of process changes in third-order sequences of peripheral foreland basins during the overfilled phase (i.e. sediment supply higher than accommodation space). Fieldwork analyses based on 35 sedimentological sections allowed the identification of four depositional models: wave dominated, mixed wave-tide, river to tide and river dominated. The sections were dated using chemostratigraphy (i.e. marine Strontium isotopic ratios), revealing three third-order sequences between the Upper Aquitanian and the Langhian. Chronostratigraphical and sedimentological results document prominent and recurrent changes in depositional models along third-order sequences: (i) in the earliest stage of the transgression, mixed-energy coastal environments influenced by the local coastal morphology prevailed (in palaeo-highs or incised valleys); (ii) during the course of the transgression, Gilbert delta deposits suggest a prominent steepening linked to a tectonic uplift in the proximal depozone (between the tectonically active frontal part of the orogenic wedge and the proximal foredeep). Instead, in the distal depozone (between the proximal foredeep and the proximal border of the flexural uplifted forebulge), deposits were characterized either by wave-dominated or mixed wave-tide environments and are likely eustatically-driven; (iii) during the maximum flooding stage, water depth remained shallow below the storm-weather wave base; and (iv) during the regression, the proximal depozone is characterized by the progradation of gravel-rich fan deltas. In the distal depozone, mixed wave-tide systems preceded the development of river to tidal depositional environments. These results were integrated and compared with facies models from other basin analogues worldwide. A model tackling the evolution of process changes within third-order sequences (of the overfilled phase) of foreland basins is proposed, thereby improving sequence stratigraphic predictions in foreland basins.

KEYWORDS Combined wave-flow ripples, depositional model, Miocene molasse, mixed-energy environments, peripheral foreland basins, sequence stratigraphy.

2. INTRODUCTION

Yoshida *et al.* (2007) have questioned the use of classic facies models for sequence stratigraphic correlations, especially for nearshore deposits that commonly assume constant process regime throughout a relative sea-level (RSL) cycle in response to changes in accommodation space and sediment supply. However, the dominant processes are function of multiple, interplaying factors that can change during a RSL cycle, gradually or abruptly (Ainsworth *et al.*, 2008, 2011; Olariu, 2014; Rossi & Steel, 2016; Rossi *et al.*, 2017b). Among the main factors, changes of coastal morphology, which have a huge impact on hydrodynamics (i.e. coastal morphodynamics), changes of bathymetry, sediment supply (coevally to climatic variations) along with more local forcings (for example, sediment source, tectonic control and degree of bypass) can be involved.

This study focuses on a geological context that involves complex interactions between three hydrodynamic processes (i.e. river, tide or wave) recorded in the Miocene peripheral foreland basin molasse deposits of the subalpine massifs and southern Jura. Peripheral foreland basins are elongate and narrow [hundred(s) of kilometres large] sedimentary basins formed by the flexural subsidence in front of a rising chain (Dickinson, 1974; DeCelles & Giles, 1996). When marine sedimentation takes place, this configuration is responsible for: (i) amplification of tidal currents due to restriction of cross-sectional area (Defant, 1961; Pugh, 1987; Besson *et al.*, 2005; Reynaud *et al.*, 2006, 2012, 2013; Longhitano *et al.*, 2014; Rossi *et al.*, 2017a), (ii) high amount of sediment supply through fluvial inputs because the seaway is bounded by a rising belt, and (iii) influence of waves when the fetch of the seaway is wide enough. Since the 1990s, modern mixed-energy coasts have been investigated and processes are better constrained (Short, 1991; Masselink & Short, 1993; Li *et al.*, 2000; Yang & Chun, 2001; Anthony & Orford, 2002; Yang *et al.*, 2005; Masselink *et al.*, 2006; Vaucher *et al.*, 2018a; b). Ancient mixed-energy coastal environments are being increasingly documented in the literature (Vakarelov *et al.*, 2012; Ahokas *et al.*, 2014; Leva López *et al.*, 2016; Rossi & Steel, 2016; Vaucher *et al.*, 2017; Peng *et al.*, 2018; Zhang *et al.*, 2019).

Peripheral foreland basins are, therefore, ideal natural laboratories for testing the controls of facies changes as conceptualized by Yoshida *et al.* (2007). The main focus of this paper is thus to constrain the evolution of process changes during RSL cycles within a peripheral foreland basin through the case study of the stratigraphically well-constrained Miocene succession in the subalpine massifs and southern Jura (based on a new comprehensive set of Strontium dating). For this purpose, first, the sedimentary record is examined and it is shown that more than one depositional model is required to reconstruct the Miocene coastal palaeoenvironments of the studied area. Second, a tentative model is developed in order to disentangle the evolution of process changes within third-order sequences of the overfilled phase of foreland basins. Finally, these results are discussed and integrated with other peripheral foreland basins worldwide.

3. GEOLOGICAL SETTING

The western Alpine foreland basin corresponds to the peripheral foreland basin of the Cenozoic Alpine orogeny, which resulted from the closure of the Tethyan Ocean and the continental collision between the Eurasian and Adriatic tectonic plates (Nicolas *et al.*, 1990; Pfiffner *et al.*, 1997). The study area is localized along the subalpine massifs (i.e. the Vercors, Chartreuse and Bauges massifs) and the southern Jura in France (Figure 31A). In this sector, the Miocene 'molasse' deposits are preserved within the synclines and constitute the infill of piggy-back basins (Figure 31B). These deposits generally lie disconformably on thick Mesozoic substratum, or conformably on Oligocene continental deposits (Gidon *et al.*, 1978; Bass, 1991; Butler, 1992a; Allen & Bass, 1993).

This succession was deposited during the second shallowing-upward cycle of the western Alpine foreland basin overfilled phase (Sinclair & Allen, 1992). In the study area, the initial flooding of this stage took place during the Burdigalian (Latreille, 1969; Berger, 1985, 1992; Rubino *et al.*, 1990; Bass, 1991; Burbank *et al.*, 1992; Allen & Bass, 1993; Figure 31C). Locally, marine sediments are up to 1150 m thick (Bass, 1991; Allen & Bass, 1993). The last marine deposits have been attributed to the Langhian, or possibly Serravalian (Rubino *et al.*, 1990; Bass, 1991; Allen & Bass, 1993). They have been interpreted as accumulating in a narrow seaway that connected the Mediterranean Sea (Figure 31A; ex-Tethys) to the south, to the North Alpine Foreland Basin (Figure 31A; ex-ParaTethys) to the north (Demarcq, 1962; Rubino *et al.*, 1990; Bass, 1991; Allen & Bass, 1993). Restricted to the southern Jura synclines, Blanc (1991) and Allen & Bass (1993) identified mainly tide-dominated and few wave-dominated sedimentary environments. Based on well-studied Miocene successions of the Rhodano-Provençal Molassic Basin (Figure 31A), 10 third-order sequences from S0 (Aquitanian) to S9 (Late Tortonian–Early Messinian) were identified (Rubino *et al.*, 1990; Besson *et al.*, 2002, 2005). In the poorly deformed Bas-Dauphiné basin (Figure 31B and C), Kwasniewski (2010) proposed a similar sequence-stratigraphic framework based on well-log data. In the present study area, only lithostratigraphical subdivisions have been documented (Giot, 1944; Pelin, 1965; Bocquet, 1966; Latreille, 1969; Lamiroux, 1977; Mortaz-Djalili, 1977; Mortaz-Djalili & Perriaux, 1979; Nicolet, 1979; Mujito, 1981) mostly because the biostratigraphical age control was very poor.

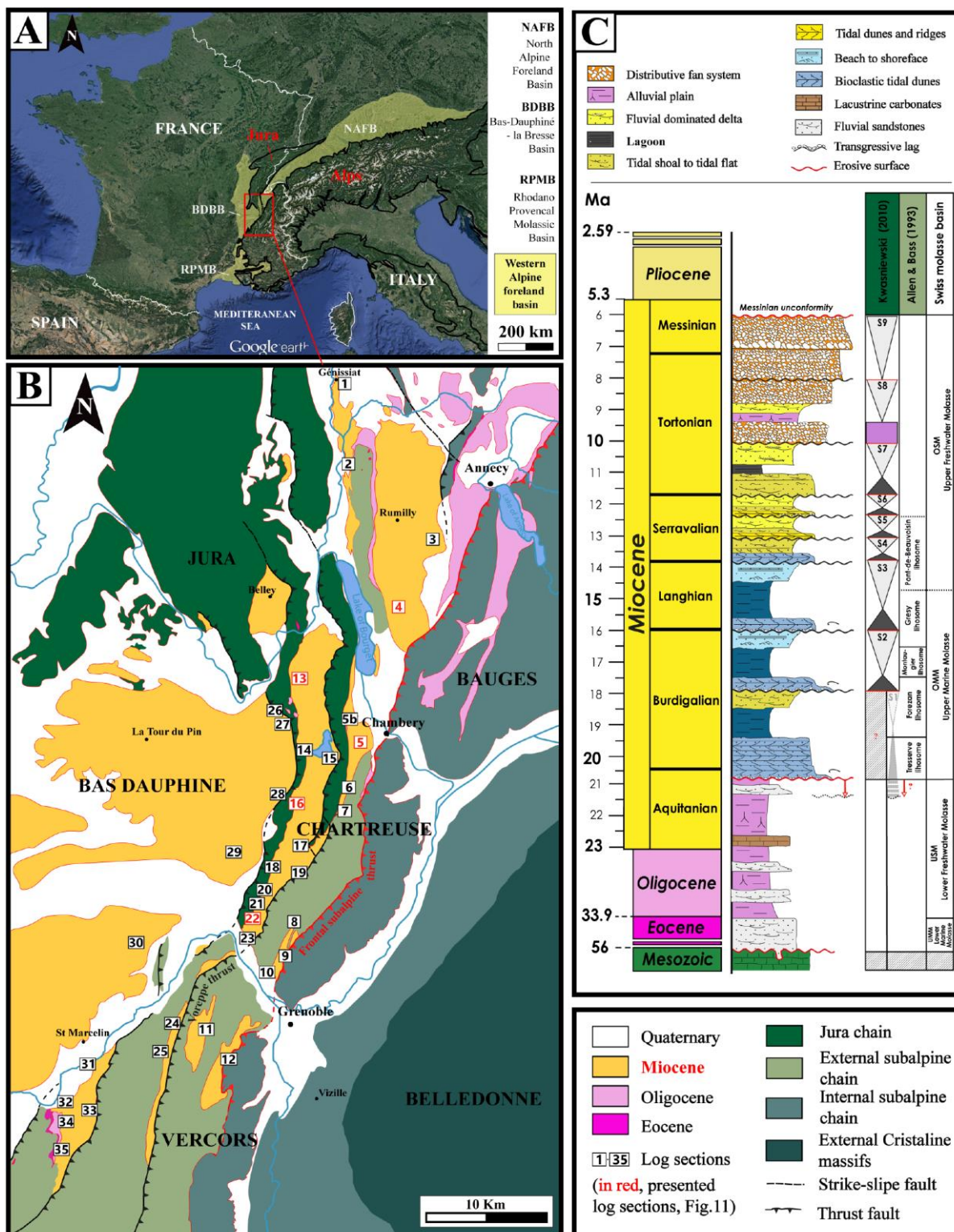


Figure 31: (A) Location map of the western Alpine foreland basin in yellow (map from Google Earth®) and localization of the study area. (B) Simplified geological map of the study area corresponding to the subalpine massifs and southern Jura. The studied log sections are localized (1 to 35). (C) Miocene stratigraphy of the Bas-Dauphiné basin (modified from Kwasniewski, 2010). Comparison with Allen & Bass (1993) Miocene stratigraphy of the southern Jura (Rumilly, Chambéry and Novalaise areas) and the Swiss molassic basin stratigraphy.

4. MATERIALS AND METHODS

The accessible, well-outcropping sections were analysed. Thirty-five sections were described in detail (Figure 31B). Five to 1050 m thick sections were logged at a decimetre to metre scale. The combined analysis of textural characteristics, clastic and biogenic components, bed thickness, organization and geometry, sedimentary structures and their size, and palaeocurrent measurements, allow the definition of 25 facies grouped into 11 facies associations (FA). Four facies are not included in the FA list because they cannot be categorized. The FA corresponds to sedimentary environments. The FA themselves were recognized as belonging to five depositional process types: wave-dominated (W), mixed wave-tide (WT), tide-dominated (T), mixed river-tide (RT) and river-dominated (R). These hydrodynamic settings are further interpreted in the frame of four depositional models corresponding to various coastal morphologies. Depositional sequences were identified based on the evolution of FA and stratigraphic surfaces.

Biostratigraphical data using calcareous nannofossils and foraminifera coupled with strontium (Sr) isotope dating (i.e. chemostratigraphy) were used to constrain the ages of the sedimentary sections. The Sr isotope ratios were measured on marine carbonate skeletons (oysters and pectens) at CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) in Nancy. A thorough preliminary inspection of shells was conducted at TOTAL (CJTJF, Pau, France) using cathodoluminescence, in order to: (i) select shells yielding a pristine structure; and (ii) to avoid recrystallized structures stemming from diagenetic processes. Corresponding ages are derived from measured $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio using the LOWESS non-parametric regression curve of McArthur *et al.* (2012). The uncertainties on the numerical ages correspond to the uncertainty of measurements added to the uncertainty on the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ marine curve.

5. SEDIMENTARY FACIES AND PALAEOENVIRONMENTS

In this chapter, the five depositional process types are described through the associated FAs. The FAs are interpreted as sedimentary environments based on the facies description (lithology, bedding and key sedimentary structures; see Table 2 for details) and interpretations.

5.1. Wave-dominated sedimentary environments

Four facies associations correspond to wave-dominated sedimentary environments as defined in Reading (1996).

Facies	Lithology, texture	Bedding	Sedimentary structures	Biogenic components	Interpretation (depositional environment)	Sedimentary environments & Facies Association	Figures
Wave dominated							
F1	Blue-grey clayey-marls to silts	Massive	Structureless. Local occurrence of mm to cm-scale, normally graded sandy levels. Locally bioturbated (<i>Planolites sp</i> ichnofacies)	Few benthic foraminifera, rare planktonic foraminifera (<i>Globigerinoides trilobus</i> and <i>Globorotalia acrostoma</i>) and ostracods	<i>Offshore zone</i> : Foraminifera assemblages (water depth of 0 to 50m), bioturbation, mm-thick distal tempestites and absence of oscillation structures imply an offshore environment	Offshore: FA1	Figure 35
F2	Silts to very fine sands	Massive	Structureless. Highly bioturbated (<i>Thalassinoides sp</i> , <i>Planolites sp</i> ichnofacies)	Laterally continuous accumulation of big-sized (dm) monospecific bivalves (oysters or pectens) levels, wood fragments, benthic foraminifera and rare planktonic foraminifera, ostracods and nannoplankton	<i>Offshore zone</i> : Heavily bioturbated, planktonic foraminifera and laterally continuous accumulation of monospecific bivalve level (<i>in situ</i> , more likely for pectens, suggesting reduced accumulation rates ; <i>ex situ</i> , more likely for oysters, suggesting distal tempestites) imply an offshore environment		Figure 33
F3	Silts to very fine sands / moderate-sorted fine to coarse sands and calcarenites	Pluri-dm wavy beds. Discontinuous at m to tens of m-scale	Dm-thick hummocky cross-stratifications (HCS) intercalated with massive fine-grained deposits (bioturbated silts to very fine sands)	None	<i>Offshore transition zone</i> : Alternation of quiet water deposits (fine-grained deposits) and oscillation structures (HCS) imply storm activity in the offshore transition environment between the SWWB and FWWZ	Offshore transition: FA2	Figure 33
F4	Calcarenites (moderate sorting, medium to very coarse sands, sometimes rich in detrital glauconie)	Amalgamated pluri-cm to dm wavy beds.	Cm to dm-scale symmetrical ripples	Commonly abundant: Bryozoans, bivalve fragments (mostly <i>Pecten Praescabriusculus</i>), echinoid platelets and spines, benthic foraminifera, red algae. Occurrences of few shark/fish teeth, corals and ostracods	<i>Shoreface zone</i> : Amalgamated oscillation structures (symmetrical ripples) imply continuous wave activity above the FWWZ	Shoreface: FA3	Figure 33
F5	Well-sorted medium to very coarse sands	Massive	Prograding and retrograding pluri-m clinofoms. Plane-parallel to low-angle stratifications. Antidunes. Mud clasts (round-shaped, cm-scaled aligned). Root traces (vertical or oblique, tube-like voids, aligned on a distance of few tens of m below one well-marked surface)	None	<i>Beach</i> : Continuous high-energy currents (plane to low-angle parallel stratifications) indicate wave swash and backwash in the foreshore. Influence of tides is possible by the occurrence of wave megaripples and mudclasts.	Foreshore: FA4	Figure 34
F6	Clast-supported micro-conglomerates to conglomerates. Poorly sorted, well rounded pebbles to cobbles, rarely boulders (Cretaceous	Massive	Bioperforated and imbricated pebbles	Rich in pectens and oysters, bryozoans, echinoderms and red algae	<i>Beach berm</i> : Imbricated, bioperforated pebbles and marine fauna indicates storm beach berms		Figure 34

	limestones, cherts and radiolarites)					
Hybrid Wave-tide						
F7	Clays to silts / well-sorted fine to medium sands	Alternation of horizontal and wavy cm-beds	Laterally continuous cm-thick mudstone laminae. Mm to cm-thick sandy lenses (lenticular bedding) formed by combined-flow ripples. Uni-directional foreset laminae are draped by mud deposits. Locally bioturbated (<i>Cosmoraphe sp.</i>)	None	<i>Distal open-coast subtidal:</i> Laterally constant (thick) mudstone laminae, occurrence of combined-flow structures imply wave (-tide) and/or storm activity in the offshore transition environment. Mud drapes in the bottomsets indicate a tidal influence.	Open-coast subtidal: FA5
F8	Clays to silts / well-sorted fine to medium sands	Pluri-cm to dm wavy beds (2-15cm). Frequently laterally discontinuous at m to tens of m-scale	Alternation of cm-thick mudstone laminae and cm to dm sandy layers (wavy bedding, mud/sand ratio repetitively varies) with dominance of combined-flow ripples. Locally bioturbated (<i>Thalassinoides sp</i> ichnofacies)	None	<i>Proximal open-coast subtidal:</i> Alternation of quiet water deposits and combined-flow structures imply wave (-tide) and/or storm activity in the offshore transition zone. Internal architecture of the ripples showing unidirectional current, foreset laminae (which are draped by muddy deposits) and the pervasive mud/sand ratio variability indicate a tidal influence.	
F9	Very well-sorted fine to medium sands	Massive	Flaser bedding. Sharp base of the unit, underlined by rare gutter casts	None	<i>Open-coast sand flat:</i> Gutter casts indicate storm influence. Occurrence of flaser bedding suggests quiet-water deposits, probably tidal in origin. Stratigraphic position above F7 and F8 suggests a similar hybrid-energy coastal environment	Open-coast intertidal: FA6
F10	Well-sorted fine to medium sands / silts to very fine sands	Pluri-dm to m horizontal beds. Laterally discontinuous at m to tens of m-scale	In the sandstones, plane-parallel laminations pass vertically to symmetrical ripples (SCS/HCS). Sandstones pass laterally to finer-grained deposits with interstratification of combined-flow ripples, commonly displaying oblique foresets with downcutting in their bottomsets	None	<i>Ridges and runnels:</i> Lateral changes from sandstones to heterolithic facies dominated by wave structures (high-energy currents) and frequent occurrence of combined-flow ripples with downcutting in the bottomsets of the ripples (thus suggesting a tide modulation), imply a ridge-and-runnel foreshore environment.	
Tide dominated						
F11	Moderately-sorted fine to medium sands	Discontinuous at tens to hundreds of m-scale	Oblique tangential cross-beds (2 to 5m) associated in the orthogonal section to trough cross-beds (5-10m). Repetitive variability in the thickness and competence (proportion of fine-grained deposits) of cross-laminae. Mud drapes (flaser to wavy bedding) in the bottomsets	None	<i>Large tidal dunes:</i> Fine-grained deposits in the bottomsets, repetitive variability in the thickness of cross-laminae (tidal bundles) and large-scale cross-strata interstratified within offshore facies (F1 and F2) indicate a deep subtidal zone	Subtidal: FA7
F12	Poorly-sorted medium to very coarse sands or calcarenites	Discontinuous at tens to	Oblique tangential cross-beds (1 to 3m) associated in the orthogonal section to trough	May contain pectens and oysters	<i>Medium tidal dunes:</i> Sigmoid-shaped cross-strata and repetitive variability in the thickness of cross-laminae corresponding to tidal bundles.	

		hundreds of m-scale	cross-beds (5-10m). Repetitive variability in the thickness of cross-laminae. Mud drapes (flaser bedding) in the bottomsets. Occurrence of m-sized sigmoid-shaped cross-strata		M-scale cross-beds and poorly-sorted medium to very coarse sands or calcarenites rich in bivalves suggest an intermediate subtidal zone	
F13	Poorly-sorted medium to very coarse sands, pebbles	Discontinuous at m to ten of m-scale	Oblique tangential cross-beds (pluri-dm to 1m) associated in the orthogonal section to trough cross-beds (1-3m). Thin mud and organic matter drapes in the bottomsets, locally as double mud drapes. Thin, discontinuous conglomeratic levels locally underline the cross-stratifications.	Wood fragments	<i>Small tidal dunes:</i> Double mud drapes correspond to low and high tide slack-water deposits (daily tidal cyclicity) in a subtidal zone. Discontinuous conglomeratic levels suggest fluvial inputs that indicate a proximal shallow subtidal zone	Figure 37
F14	Poorly-sorted coarse to very coarse sands / clays to silts	Discontinuous at tens to hundreds of m-scale	Incisions of 5-15 m deep and pluri-decam wide. Infilled by deposits that are organized along very large-scale, low-angle inclined surfaces (tens of meters wide) which are erosive and frequently covered by bioclasts, pebbles and mud clasts. Dm- to m-scale cross-beds (locally bi-directional) with flaser beddings or pluri dm-thick alternations of flaser- to wavy bedding levels organized in packages	May contain shells (sometimes in a high proportion, mostly pectens and oysters), especially upon the erosive lag	<i>Tidal channel:</i> Deep and wide incision infilled by tidal deposits (flaser- to wavy bedding and bi-directional cross-beds) correspond to a tidal channel infill in a subtidal zone. Low-angle internal oblique organization correspond to lateral accretion in meandering tidal channels	Figure 37
F15	Well-sorted medium to coarse sands	Massive	Oblique tangential cross-beds (pluri-dm to m-scale) associated in the orthogonal section to trough cross-beds (pluri-m scale). Symmetrical to asymmetrical ripples (locally bi-directional) with an overlying thin mud or silt drape in the bottomsets of the cross-beds	Rare bioclastic levels	<i>Sand flat:</i> Small-scale dunes/megaripples and opposite-directed current ripples in bottomsets suggest tidal dunes. Symmetrical ripples in the bottomsets corresponds to (ripple) festoons localized in the inter-dune trough, indicating water run-off during falling tide in the intertidal zone	Figure 38
F16	Silts and muds / well-sorted very fine sands to fine sands	Massive	Bi-directional asymmetrical ripples. Loadcasts. Mm to cm-scale rill marks	None	<i>Mixed flat:</i> Bi-directional asymmetrical ripples suggest tidal currents in a low- to moderate energy zone. Rill marks correspond to water run-off during falling tide in the intertidal zone	Figure 38
F17	Well-sorted fine to medium sands	Discontinuous at m to ten of m-scale	Incisions of 1-5 m deep and 5-10 m wide infilled by horizontal or oblique stratified sandstones, locally with abundant mudclats. Angular mudclasts at the base of the incision	Very rare bioclasts on the erosive lag	<i>Tidal creeks:</i> Small-scale channels always interstratified with F15 sandflat facies or F16 mixed-flat facies that indicate an intertidal zone	Figure 38

Hybrid River-tide							
F18	Moderately-sorted medium to coarse sands / clast-supported conglomerates. Well-rounded and poorly sorted pebbles to cobbles (mostly cretaceous limestones, rare polygenic clasts)	Massive	Trough cross-beds (pluri-m to dcam) with locally pluri-dm oblique tangential cross-beds with wood fragments in the foresets. Occurrence of asymmetrical ripples on the trough or oblique tangential cross-beds. Conglomerates found as laterally continuous levels interstratified within the sandstones, or as oriented pebbles to cobbles emphasizing the cross-stratifications. Locally imbricated pebbles/cobbles (east to west). Local erosion surfaces forming gutters less than 3m deep and few m wide infilled by oblique tangential cross-stratifications (sands and oriented pebbles and cobbles). High concentration of cm-angular mudclasts locally found in the sandstone levels.	Wood fragments	<i>River mouth:</i> Abundance of conglomeratic levels, pebble/cobble imbrications (east=Alps; to west=paleo-sea) and gutters indicate riverine inputs. Small-scale cross-beds, asymmetrical ripples, wood fragments and mudclasts suggest that river inputs was reworked by tides	River-to-tidal transition: FA9	Figure 39
River dominated							
F19	Clast-supported conglomerates. Moderately sorted well-rounded pebbles, cobbles and boulders (mostly cretaceous limestones, rare polygenic clasts)	Massive	Stack of pluri-dm to m-scale sheet levels of various grain sizes, frequently imbricated (east to west). Low-angle pluri-m trough cross-beds. Pluri-m sandstone lenses. Occurrence of normally-graded levels. At the base of the unit, pluri-m erosional surfaces, infilled by oblique tangential stratified conglomerates. Mud deposits (laterally discontinuous at m to tens of m-scale) with lignite levels are interstratified	Micro-mammals in the muddy deposits	<i>Braided-river system:</i> Massive horizontal stratonomy, clast-supported conglomerates with pebble/cobble imbrications (east=Alps; to west=paleo-sea), low-angle pluri-m trough cross-beds that imply the progradation of braided bars during floods (and sandstones lenses corresponding to locally preserved finer deposits onto the bars, or in the deactivated channels between the fluvial bars) suggest a braided-river system	River environment: FA10	Figure 40
F20	Coarse sandy matrix-supported conglomerates. Poorly sorted, well-rounded pebbles to cobbles (mostly cretaceous limestones, rare polygenic clasts)	Massive	Large scale tangential cross-beds (15 to 30m) dipping at 20-30°. Rare slumps at pluri-m to ten of m-scale. Rare bioperforated pebbles	None	<i>Gilbert delta foresets:</i> Poorly sorted, matrix-supported conglomerates suggest debris-flow deposits on a slope after a rather long-distance transport induced by a fluvial system (well-rounded pebbles to cobbles and exotic clasts originating from the Alps eastwards). Pluri-dcam foresets correspond to the progradation of a river-dominated delta	Gilbert delta : FA11	Figure 41
F21	Blue-grey clayey-marls to silts / clast-	Massive	10-15 cm-thick levels interstratified in muddy deposits	Few benthic foraminifera, rare planktonic foraminifera	<i>Gilbert delta bottomsets:</i> Interstratification of conglomeratic levels in the offshore F1 deposits		Figure 41

	supported conglomerates. Poorly sorted, well-rounded pebbles to cobbles (limestones of Cretaceous age, rarely cherts and radiolarites)			(<i>Globigerinoïdes trilobus</i> and <i>Globorotalia acrostoma</i>) and ostracods	corresponds to the bottomsets of a river-dominated delta		
Subaerial exposure							
F22	Red to orange mud to fine sands	Discontinuous at m to tens m-scale	Rootlets	None	<i>Paleosoil or pedogenesis level</i> : Rootlets, and reddish sandy levels suggesting organic matter oxidation, imply subaerial exposure	Paleosoil	
F23	Limestone with quartz grains and lithic exotic clasts / light grey marls	Laterally continuous	Calcareous level contains tubular vertical structures with an irregular surface at its top. Pass laterally to light grey marls	Fresh-water fauna in light grey marls	<i>Calcretes</i> : Calcareous level associated laterally to light grey marls with palustine to sub-lacustrine fauna indicate a subaerial exposure	Calcrete	
Non categorised							
F24	Matrix-supported micro-conglomerates to conglomerates (rarely clast-supported). Poorly sorted, moderate to poorly rounded pebbles, cobbles and rare boulders (limestones of Cretaceous age, rarely cherts and radiolarites)	Laterally discontinuous units at hundreds of m to km-scale	Locally imbricated pebbles	None	<i>Transgressive lag</i> : This facies characterizes the basal Miocene sediments above the discordance. Poorly sorted clasts, Cretaceous in age, correspond to local sedimentary material reworked during the Miocene transgression.	Transgressive lag	
F25	Fine-grained matrix-supported cm to pluri-m angular, monogenic sandy clasts	Laterally continuous units at tens of km-scale	Ball-and-pillow structures. Clasts are totally disorganized. They are monogenic and often present preserved stratification (e.g., tidal flat deposits, F14-F15).	None	<i>Earthquake-disturbed layer</i> : Ball-and-pillow structures, disorganized monogenic clasts (cm to pluri-m) indicate strong disturbance events (i.e., seismites)	Earthquake-disturbed layer	Figure 41

Table 2: Summary of facies descriptions. Header lines introduce the five different depositional processes, and the last header lines corresponds to the facies of subaerial exposure and other non-categorized facies.

5.1.1. Facies Association 1 – Offshore

This FA consists of two main facies (F1 and F2; Table 2). Facies F1 is formed of massive units of marls and silts. F1 locally displays pluri-millimetre to centimetre-thick sandy normally-graded layers without any evidence of oscillation structures. Planktonic foraminifera have been found within this facies (Bizon & Bizon, 1972; Lamiroux, 1977; Table 2). Facies F2 is composed of massive silts to very fine sands that are highly bioturbated. Occurrences of laterally continuous accumulations of decimetre-sized monospecific bivalves (pectens or elongate and massive oysters, Figure 32A) (and planktonic foraminiferans (Latreille, 1969; Table 2) are also found.

Fine-grained sedimentation in F1 and F2 suggest a low-energy depositional environment. The presence of planktonic foraminifera indicates an open-marine environment. Facies FA1 is thus attributed to an offshore sedimentary environment. Sandy normally-graded layers without oscillation structure in F1 are interpreted as distal tempestites. The occurrence of laterally continuous accumulation of intact monospecific decimetre-sized bivalves in F2 suggests either: (i) reduced accumulation rates in the distal quiet-water offshore environment (more likely for pectens which are found at shallow to moderate water depths; Duncan & Wilson, 2012); (ii) distal storm accumulation (more likely for oysters which are found at water depths less than 50m); or (iii) thanatocoenosis.

5.1.2. Facies Association 2 – Offshore transition

This FA consists of one facies (F3; Table 2). Facies F3 is formed of pluri-decimetre thick, fine sandy levels that are laterally discontinuous at a scale of metres to tens of metres, and are interstratified with silts to very fine sands (Figure 32B). The sandy levels display decimetre-scale wavelength hummocky cross-stratification (HCS).

Facies Association 2 is interpreted as belonging to the offshore transition zone, between the storm-weather wave base (SWWB) and the fair-weather wave base (FWWB). In F3, alternations between fine-grained deposits with sandy layers exhibiting HCS suggest storm influence in a generally quiet environment.

5.1.3. Facies Association 3 – Shoreface

This FA includes only one facies (F4; Table 2). Facies F4 consists of medium to very coarse-grained calcarenites (Figure 32C and D), which exhibit amalgamated oscillation structures (HCS and wave ripples). Facies F4 contains a variable proportion and type of bioclasts (Figure 32D; Table 2).

Facies Association 3 is interpreted as corresponding to a shoreface sedimentary environment. In F4, the stacking of successive layers with oscillation structures suggests a continuous high-energy, wave-dominated coastal environment located above the FWWB. The faunal assemblage is similar to the Miocene deposits in the Saumane–Venasque area located 150 km southward (Reynaud *et al.*, 2006, 2012; Reynaud & James, 2012; James *et al.*, 2014), which is attributed to a warm-temperate marine environment (i.e. Foramol association).

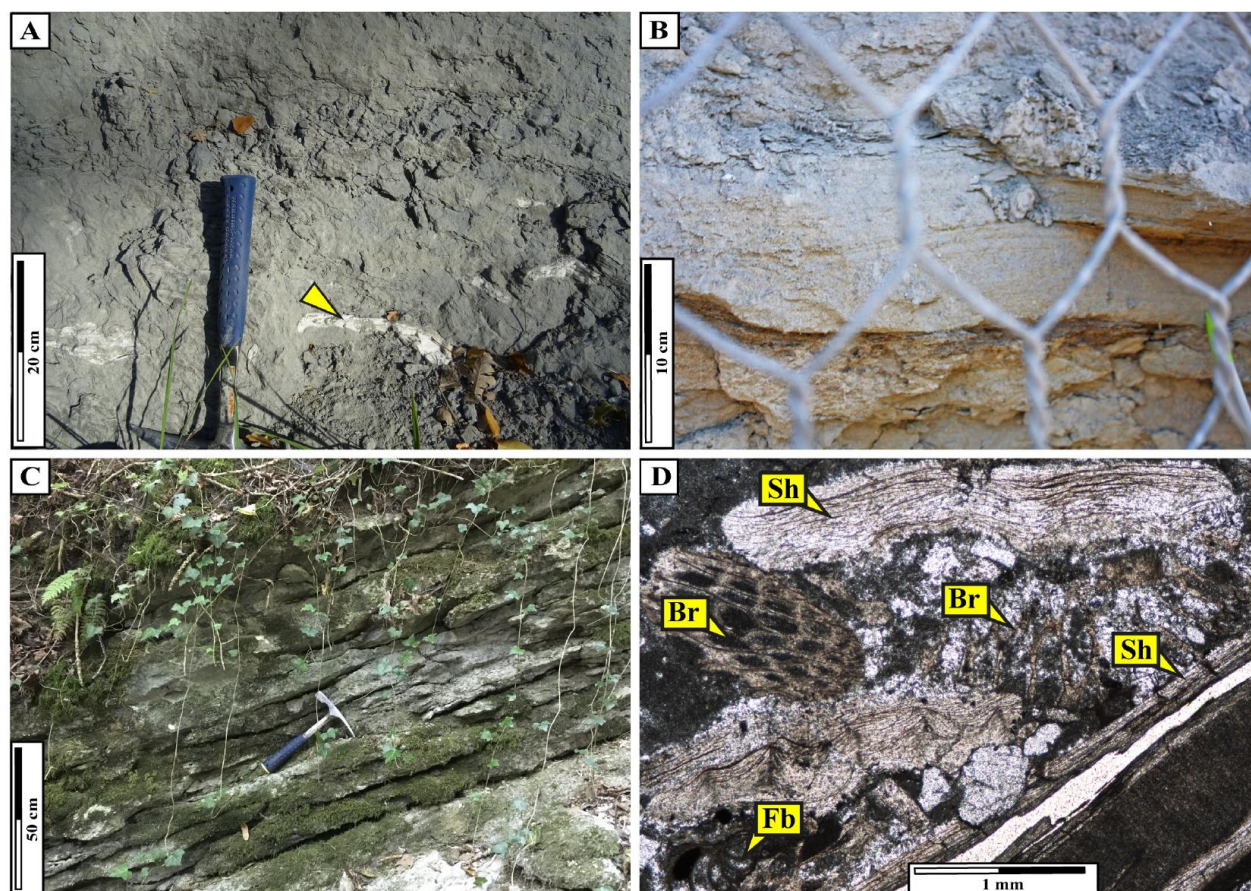


Figure 32: Sedimentary facies of wave-dominated offshore to shoreface sedimentary environments. (A) Bioturbated silts with laterally continuous accumulation levels of big-sized monospecific oysters (arrow in yellow, probably *ex situ*) suggesting distal tempestites and interpreted as F2 offshore deposits. (B) HCS interstratified in bioturbated silts interpreted as F3 offshore transition deposits. (C) and (D) Amalgamated oscillation structures interpreted as F4 shoreface deposits; (D) corresponds to the microfacies of F4, showing calcarenites very rich in biogenic components: Br = bryozoan; Sh = bivalve shell; Fb = benthic foraminifera.

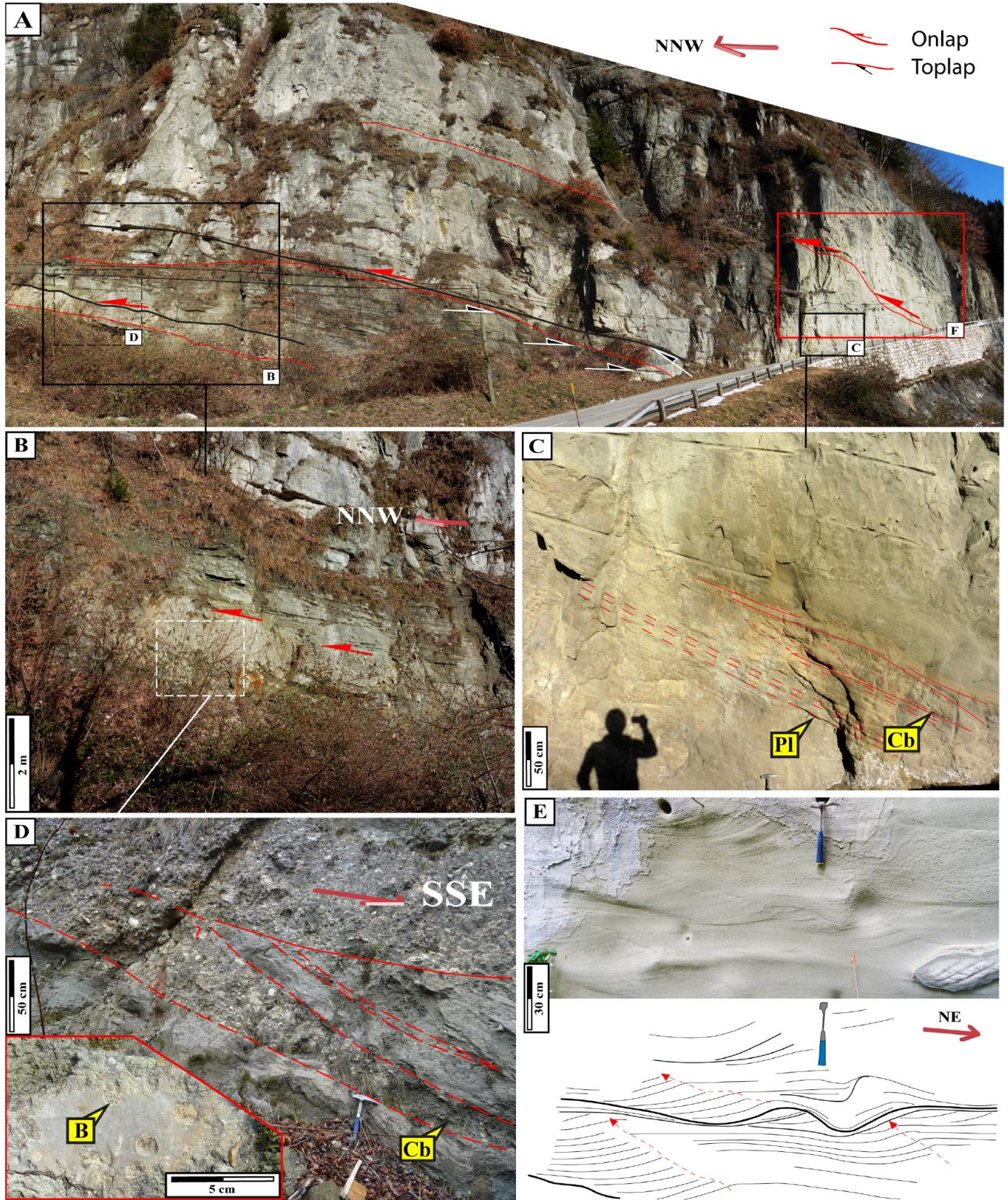
5.1.4. Facies Association 4 – Foreshore

This FA consists of two facies (F5 and F6; Table 2). Facies F5 is composed of massive units with very well-sorted, medium to very coarse sandstones displaying plane-parallel to low-angle parallel stratifications (Figure 33A, C, H and I) showing clinoform geometries (see onlaps and oblique

tangential downlaps; Figure 33F and G). Locally, antidunes (Figure 33E), root traces below one well-marked surface (Figure 33) and round-shaped, centimetre-scaled aligned mud-clasts can be observed. Small-scale oblique tangential cross-strata, showing downcutting in their bottomsets, are also observed (Figure 33J). Facies F6 corresponds to clast-supported micro-conglomerates to conglomerates. The pebbles and cobbles are well-rounded, poorly sorted and locally bioperforated and imbricated (Figure 33B and D). Facies F6 displays oblique tangential stratification corresponding to clinof orm bottomsets (Figure 33D).

Facies Association 4 is interpreted as being deposited in the foreshore to backshore sedimentary environment (beach). Plane to low-angle parallel stratifications in F5 imply high-energy wave currents (foreshore). Onlapping planar laminated sandstones correspond to retrograding beach clinof orms, and oblique tangential stratifications correspond to prograding clinof orms. Root traces suggest the onset of vegetation in the backshore. Imbrications and bioperforation in F6 indicate storm beach berms deposits. In F5, small-scale dunes with downcutting in the bottomsets suggest that they are formed by wave action under an indirect influence of tides (Vaucher *et al.*, 2018a). This interpretation is reinforced by the local presence of mud-clasts (rare in pure wave-dominated systems; Dunbar & Rodgers, 1957). In this context, antidunes might be explained by the swash and backwash currents interferences during rising or falling tides (Vaucher *et al.*, 2018a).

Figure 33: Sedimentary architecture and facies of wave-dominated shoreface to foreshore sedimentary environments: Pl = planar laminations; Cb = clinof orm bottomsets; (A) Panoramic view from the Corbel road cliff. Red surfaces represent minor sequence boundaries (possibly fourth or fifth-order) on which foreshore deposits are onlapping. (B), (C), (D) and (F) are close-up views of (A). (B) F4 amalgamated oscillation structures onlapping on F6 beach berms; (D) is a close-up view showing F4 and F6 geometrical relationships. (C) F5 Foreshore (for example, beach) planar laminations overlain by oblique stratifications forming clinof orms that dip 20° south-eastward. (D) F6 beach berm showing oblique tangential stratification corresponding to clinof orm bottomsets: B = bioperforation. (E) Antidunes in F5. Red dotted arrows shows the migration of the crests in the south-west opposite current direction (north-east). Note the general decrease in dip on the forward slope, passing rapidly again to (sub-) planar lamination. Antidunes are attributed to supercritical currents, inducing stationary wave interferences in the swash zone (possibly during rising or falling tides)... (suite)



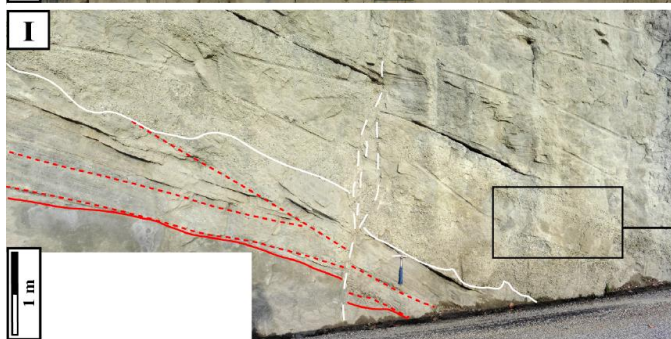
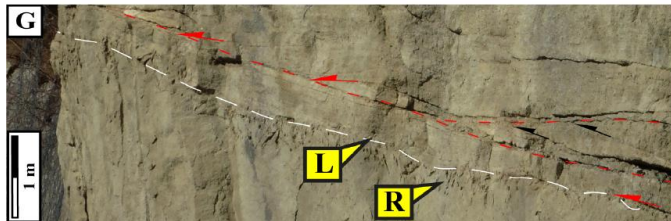
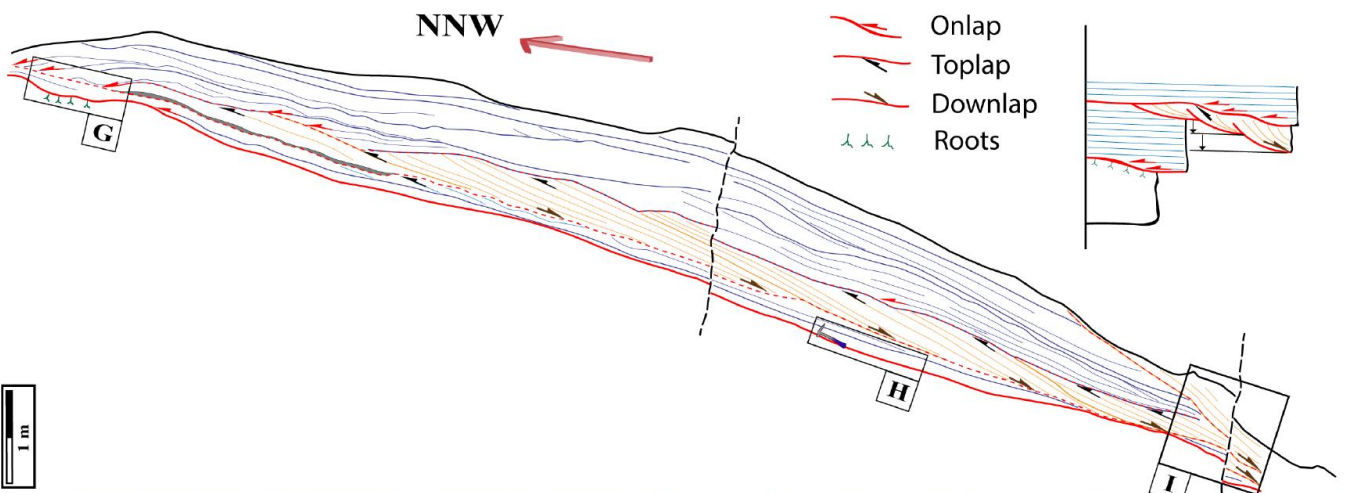
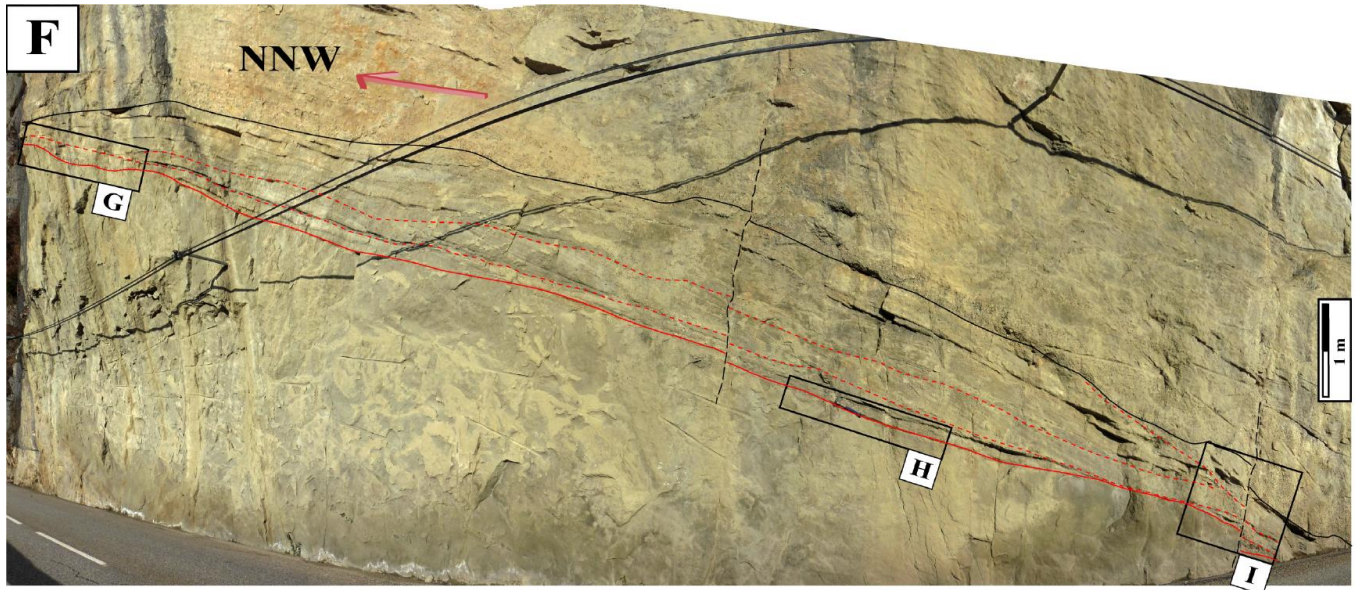


Figure 33 (suite) : ... (F) Panoramic view of the Corbel road cliff. The red surface refers to an emersion surface: (G) and (H) are close-up views. The interpreted photographic panel below (F) shows the alternation between: in blue, onlapping planar laminated sandstones as retrograding beach clinoforms; in orange, prograding clinoforms (with downcutting at their distal end), as shown in the close-up (I). (G) Vertical bifurcated tube-like voids underlining the emersion surface (below the retrograding beach deposits), and interpreted as roots: R = roots, L = lag of pebbles. (H) Palaeosoil (emersion surface) occurring below the retrograding beach deposits: Ps = palaeosoil. (I) Prograding clinoforms downcutting the underlying beach deposits – red dotted line, see also on (F). The white surface is erosive and irregular, and the overlying deposits are rich in pebbles: (J) is a close-up view. (J) Small-scale oblique tangential cross-beds often downcutting in the bottomsets of the megaripples implying a likely tide-modulation in the genesis of those wave megaripples: D = downcutting.

5.2. Mixed Wave-Tide sedimentary environments

5.2.1. Facies Association 5 – Open-coast subtidal

This FA consists of two facies (F7, F8; Table 2). The FA5 deposits are stratigraphically encountered above or interstratified with FA1 (and FA2) offshore deposits (Figure 34A and B). Facies F7 and F8 are heterolithic facies having different mud/sand ratios: F7 is dominated by muddy sediments that contain lenses of sand ('lenticular bedding'; Figure 34C to F), whereas F8 displays alternations of sandy and muddy layers that are wavy, centimetre to decimetre thick and laterally either continuous or discontinuous at metres to tens of metre-scale ('wavy bedding'; Figure 34G and H). In F7 and F8, the muddy levels immediately overlying sandy levels or lenses, correspond to 'fluid mud' deposits (Traykovski *et al.*, 2000; Dalrymple *et al.*, 2003; McAnally *et al.*, 2007; Ichaso & Dalrymple, 2009). The sands are well-sorted with a fine to medium grain size and display symmetrical to slightly asymmetrical ripples (rarely bi-directional) interpreted as combined wave-flow ripples. Increase of the leeward slope angularity and occurrence of downcutting in the bottomsets are observed (Figure 34E, F and H). Foreset laminae are often draped of mud deposits with a repetitive variability in the intensity of mud deposits (Figure 34F). The relative mud/sand ratio repetitively varies vertically in both F7 and F8. Facies F7 and F8 are rarely bioturbated.

Facies Association 5 is interpreted as belonging to an open-coast subtidal sedimentary environment, between the SWWB and the intertidal zone. The F7 and F8 heterolithic facies suggest alternations of quiet-water deposits and combined wave-flow ripples. The occurrence of oscillation structures suggests a marine environment dominated by waves or storms. The presence of foreset laminae that are draped by mud deposits, possibly indicate a secondary influence by tides. The discontinuous pattern of deposition of the sandy levels corresponds to one characteristic of tide-modulated, wave-dominated sedimentary environments (Vaucher *et al.*, 2017). The increase of the leeward slope angularity and the occurrence of downcutting in the bottomsets are absent in pure current ripples, since these sedimentary structures (for example, slope progradation) are in equilibrium with the unidirectional current that generates them (Vaucher *et al.*, 2018a).

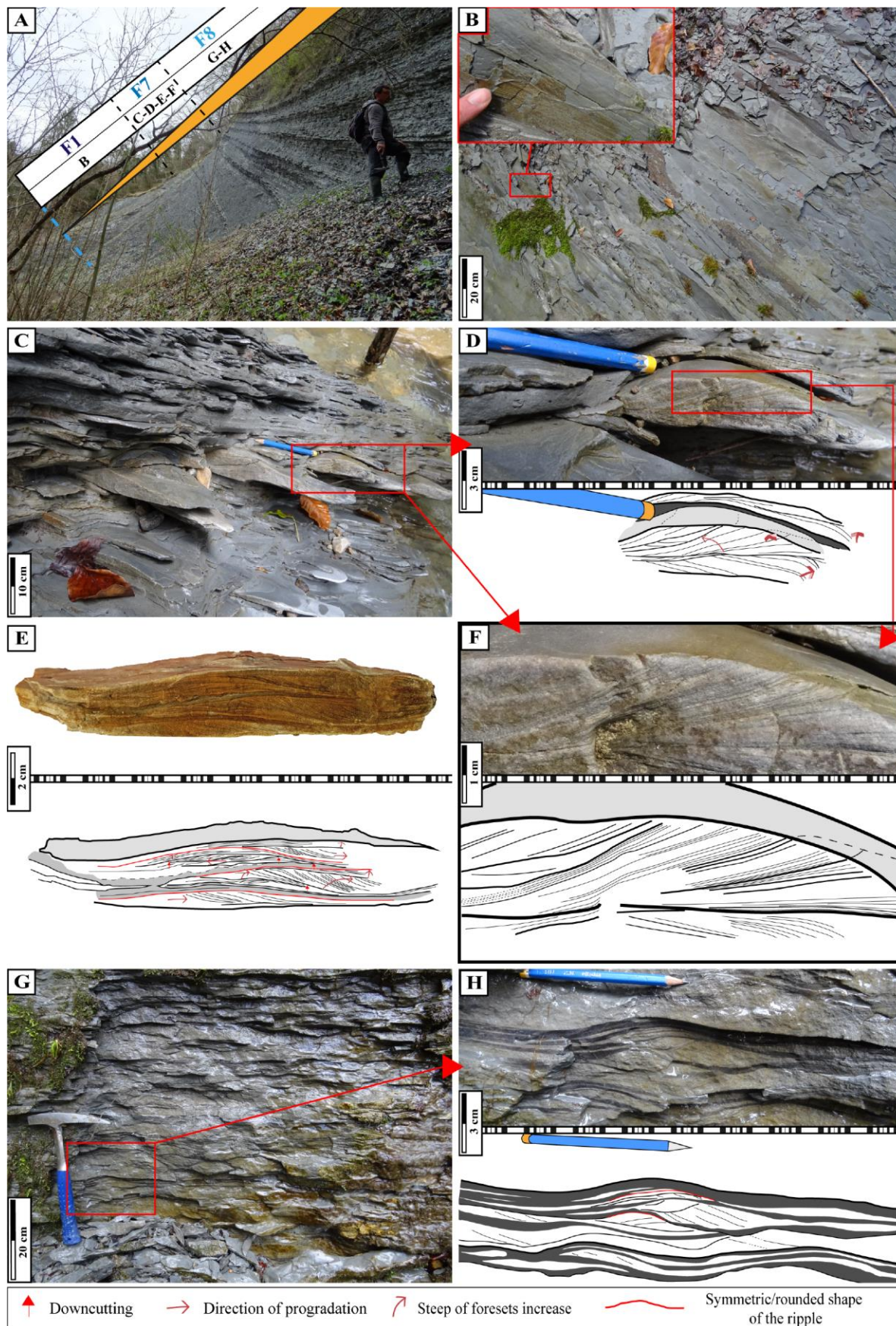


Figure 34: Sedimentary facies of the FA5 open-coast subtidal sedimentary environment; (A) Outcrop showing a F1, F7 and F8 vertical succession with the corresponding detailed photographs. (B) F1 Blue marls. Close-up view showing horizontal bioturbation (*Planolites*). (C) F7 facies showing sandstone lenses (lenticular bedding): (D) and (F) are close-ups focusing on one of the many sandstone lenses found in this facies, which are interpreted as combined wave-flow ripples. (D) Sub-symmetrical combined wave-flow ripple showing unidirectional foreset progradation. Note, however, the successive reactivation surfaces cutting the foresets and the increase in leeward slope angularity, both implying a pervasive wave influence during the genesis of the ripple: (F) is a close-up view of the inner organization of the wave-flow ripple. Note the prominent increase in leeward slope angularity. (E) Detailed close-up of a combined wave-flow ripple within F7. The cross-cut is in the direction of progradation. Note the successive reactivation surfaces (red curved lines) cutting the foresets, the bidirectional foreset progradation (thus involving two opposite current directions) and the pattern of intermingled silt and clay deposits suggesting recurrent hydrodynamic changes during the genesis of the combined wave-flow ripple; i.e. a possible modulation by tides and a pervasive influence of waves. (F) Foreset laminae showing a recurrent pattern of silt and finer-grained (for example, mud) deposits involving a possible modulation by tides. Note the prominent increase in leeward slope angularity and the reworking surface at top. (G) F8 wavy bedding facies showing alternations of bidirectional sandy ripples and wavy, centimetre-thick and laterally continuous muddy layers (i.e. fluid mud). Relative mud/sand ratio repetitively varies vertically: (H) is a close-up view. (H) Symmetrical ripples in red. Note that the foreset laminae contain less intertwined mud laminations compared with F7 ripples shown in (C) to (F).

These criteria suggest that the size of wave orbitals impacting on the sediment floor were modified by changes in sea level during tidal cycles.

Hence, FA5 most likely infers an open-coast environment modulated by tidal cycles. According to the mud/sand ratio, F7 is the deepest facies and F8 the shallowest.

5.2.2. Facies Association 6 – Open-coast intertidal

This FA includes two facies (F9 and F10; Table 2). Facies F9 consists of massive and laterally continuous very well-sorted, fine to medium sandstones (Figure 35A) displaying flaser bedding (Figure 35B). Facies F9 is stratigraphically encountered above F7 or F8 with a sharp contact, sometimes underlined by decimetric gutter casts (Figure 35C). Facies F10 consists of an alternation of laterally discontinuous very well-sorted, fine to medium sandstones at a scale of tens of metres and of fine-grained heterolithics (silts to very fine sands; Figure 35D). Sandstones display symmetrical to slightly asymmetrical ripples (Figure 35E) or SCS and HCS structures that repetitively pass vertically to plane-parallel laminations. Sandstones evolve laterally to fine-grained sediments, leading to a heterolithic facies with symmetrical to slightly asymmetrical ripples interpreted as combined wave-flow ripples. They commonly display oblique foresets with downcutting in their bottomsets (Figure 35F).

Facies Association 6 is interpreted as belonging to an open-coast intertidal sedimentary environment.

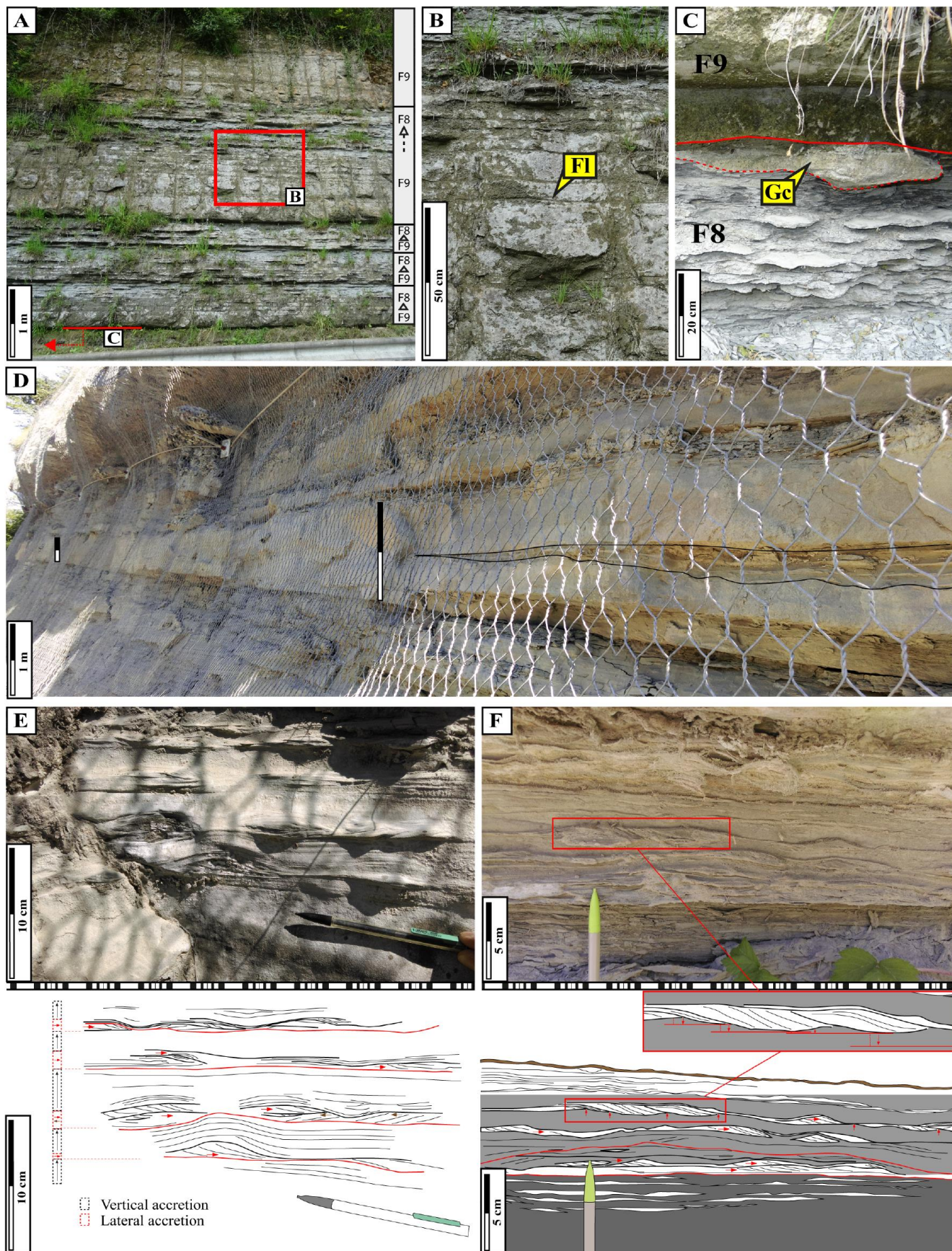


Figure 35: Sedimentary facies of the FA6 open-coast intertidal sedimentary environment. (A) Outcrop showing an alternation of F8 and F9. F9 overlies F8 with sharp contacts, whereas the F9 to F8 transition is progressive: (B) is a close-up view of F9. (B) F9 sandstones. The flaser bedding pattern is continuous laterally – pluri decametre-scale, see (A). Towards the top, flaser bedding frequency increases and becomes wavier: Fl = flaser bedding. (C) Gutter cast below F9 sharp transition: Gc = gutter cast. (D) F10 Ridges and runnels facies. Alternation of laterally discontinuous sandstones (ridges) and fine-grained heterolithic (runnels). Sandstones gradually thin-up laterally and pass to fine-grained sediments, leading to a heterolithic facies: € is a close-up view focusing on a runnel. (E) F10 sandstones in a ridge. Recurrent pattern of alternation between (sub-planar bedding with) aggrading symmetrical ripples (or hummock/swale structures; HCS/SCS) and bidirectional combined wave-flow ripples accreting laterally. (F) F10 heterolithics in a runnel showing combined wave-flow ripples. Note (above the red surface) the continuous reactivation of the ripples by waves, the predominance of one current direction (to the east), and the pervasive occurrence of downcutting in the bottomsets of the ripples.

In F9, the lack of structures and geometries makes this interpretation somewhat speculative. However, the systematic stratigraphic occurrence of F9 above or interstratified with the open-coast subtidal deposits (FA5) suggests a similar mixed-energy sedimentary environment. It is in accordance with the gutter casts suggesting storm influences. In F10, the lateral changes from sandstone levels displaying planar stratifications and SCS to heterolithic facies displaying wave structures (combined wave-flow ripples) suggest a ‘ridge and runnel’ environment (Vaucher *et al.*, 2017, 2018b). This type of organization develops in tide-modulated, wave-dominated coast (Short, 1991; Kroon & Masselink, 2002; Anthony *et al.*, 2004; Masselink *et al.*, 2006; Reichmüth & Anthony, 2007; Vaucher *et al.*, 2017, 2018a; b), where the intertidal zone consists of topographical highs (ridges) and lows (runnels). The ridges are formed by the swash and backwash during rising and falling tides. The runnels are filled during high tides with a dominant wave action, thus explaining the dominance of wave sedimentary structures interstratified with fine-grained heterolithics deposited at low tides. Moreover, changes in sea level during tidal cycles modify the size of wave orbitals impacting on the sediment floor as testified to by the frequent occurrence of downcutting in the bottomsets of the ripples (Vaucher *et al.*, 2018a; b).

5.3. Tide-dominated sedimentary environments

5.3.1. Facies Association 7 – Subtidal

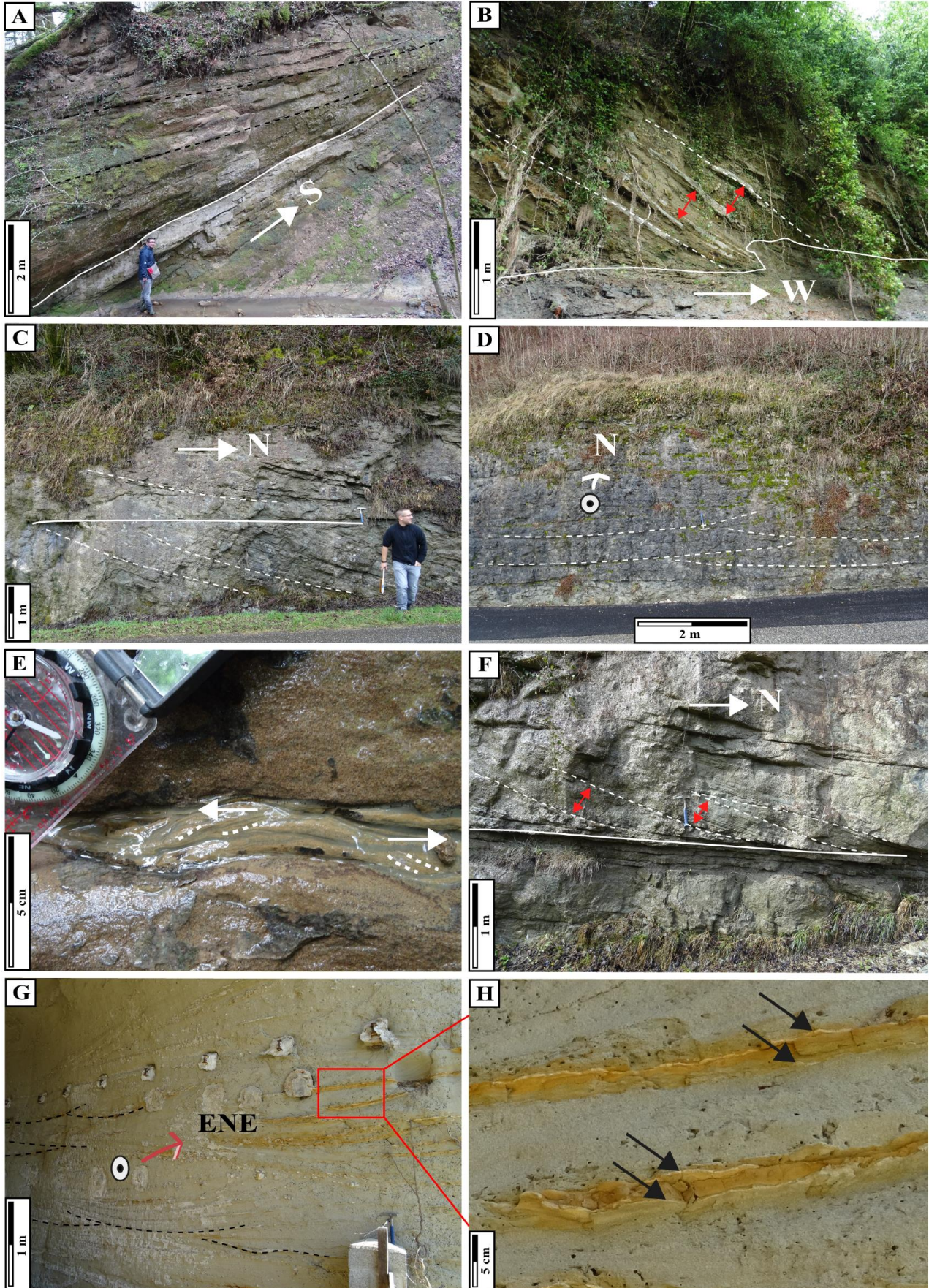
This FA consists of four facies (F11, F12, F13 and F14; Table 2). Facies F11, F12 and F13 are made of fine to very coarse, well to poorly sorted sandstones, sometimes bioclastic sandstones or calcarenites. These facies display oblique tangential stratifications (Figure 36A to C; 1 to 5 m) that orthogonally correspond to large-scale trough cross-beds (Figure 36D; 5 to 10m). The size of the cross-beds decreases from F11 to F13. Fine-grained levels commonly occur in the bottomsets as flaser to wavy bedding (Figure 36E). A repetitive variability in the thickness of cross-laminae (Figure 36B) and metre-scale sigmoid-shaped cross-strata are observed (Figure 36F). Facies F11 is laterally discontinuous at tens to hundreds of metres and often pass laterally to fine-grained deposits. Facies F12 is found as massive units of stacked cross-bedding (Figure 36C and F). Facies

F13 is laterally discontinuous at metre to tens of metres and displays muddy or organic matter-rich single or double drapes in the bottomsets of the cross-beds. Discontinuous conglomeratic levels locally underline the cross-stratifications (Figure 36G and H). Facies F14 consists of sandy (coarse to very coarse poorly-sorted) or heterolithic (flaser to wavy bedding) deposits filling 5 to 15 m deep incisions that are laterally discontinuous at tens to hundreds of metres. Sandstones display decimetre to metre-scale cross-beds with flaser beddings that are organized along very large-scale low-angle inclined surfaces (tens of metres wide; Figure 36I and J). Locally, tangential stratifications are observed in opposite directions. Heterolithic flat-lying channel infill is separated by erosive low-angle large-scale inclined surfaces that are frequently covered by bioclasts, pebbles and mud clasts (Figure 36K to M). Heterolithics consist of pluri decimetre-thick alternations of flaser to wavy bedding levels containing bi-directional ripples and load casts (Figure 36M and N).

Facies F11, F12 and F13 are interpreted as metre-scale tidal dunes. The occurrence of fine-grained deposits in the bottomsets of the dunes, the repetitive variability in the thickness of the cross-stratifications, and the local presence of sigmoidal stratifications corresponding to tidal bundles, reflect tidal cycles (Boersma, 1969; Visser, 1980; Yang & Nio, 1985; Kreiza & Moila, 1986; Ashley, 1990). Facies F14 is interpreted as tidal channel infills. Flaser/wavy bedding and bidirectional tangential structures testify to tidal influence. The low-angle infilling oblique organization is interpreted as resulting from lateral accretion in meandering tidal channels (Thomas *et al.*, 1987; Pelletier, 2012).

The pluri-metric tidal dunes and the channels depth suggest that F11 to F14 were deposited in subtidal sedimentary environments (water depth <25 m; Dalrymple & Rhodes, 1995). Facies F11 interstratified with offshore deposits (FA1) is interpreted as a deep subtidal zone. In F13, well-marked flasers containing organic matter, smaller metric cross-beds and discontinuous conglomeratic levels suggesting fluvial influences, likely correspond to the shallowest subtidal zone.

Figure 36: Sedimentary facies of the FA7 subtidal sedimentary environment. (A) F11 large-scale tidal dune: (E) is a close-up view on the bottomsets. (B) F11 large-scale tidal dune interstratified in AF1 offshore deposits. Red arrows shows a recurrent thickness variability of the cross-laminae, which were interpreted as tidal bundles. (C) F12 medium-scale tidal dunes. Northward-directed metre-scale oblique tangential foresets on the longitudinal view: (D) corresponds to the orthogonal view; (F) corresponds to the longitudinal view too, 5 to 10 m downstream from (C). (D) Pluri-metric trough cross-beds (or festoons), orthogonally to the northward-directed tangential cross-beds depicted on (C). (E) Heterolithic deposits showing bidirectional ripples in the bottomsets of the tidal dune shown in (A). (F) F12 medium-scale tidal dunes. Metre-scale sigmoid-shaped cross-strata prograding northward, interpreted as tidal bundles. (G) and (H) Trough cross-bedding of F13 small-scale tidal dunes. Thin discontinuous conglomeratic levels locally underline the cross-stratifications, as well as mud and organic matter drapes, locally as double drapes (black arrows), as shown in (H) close-up view... (suite)



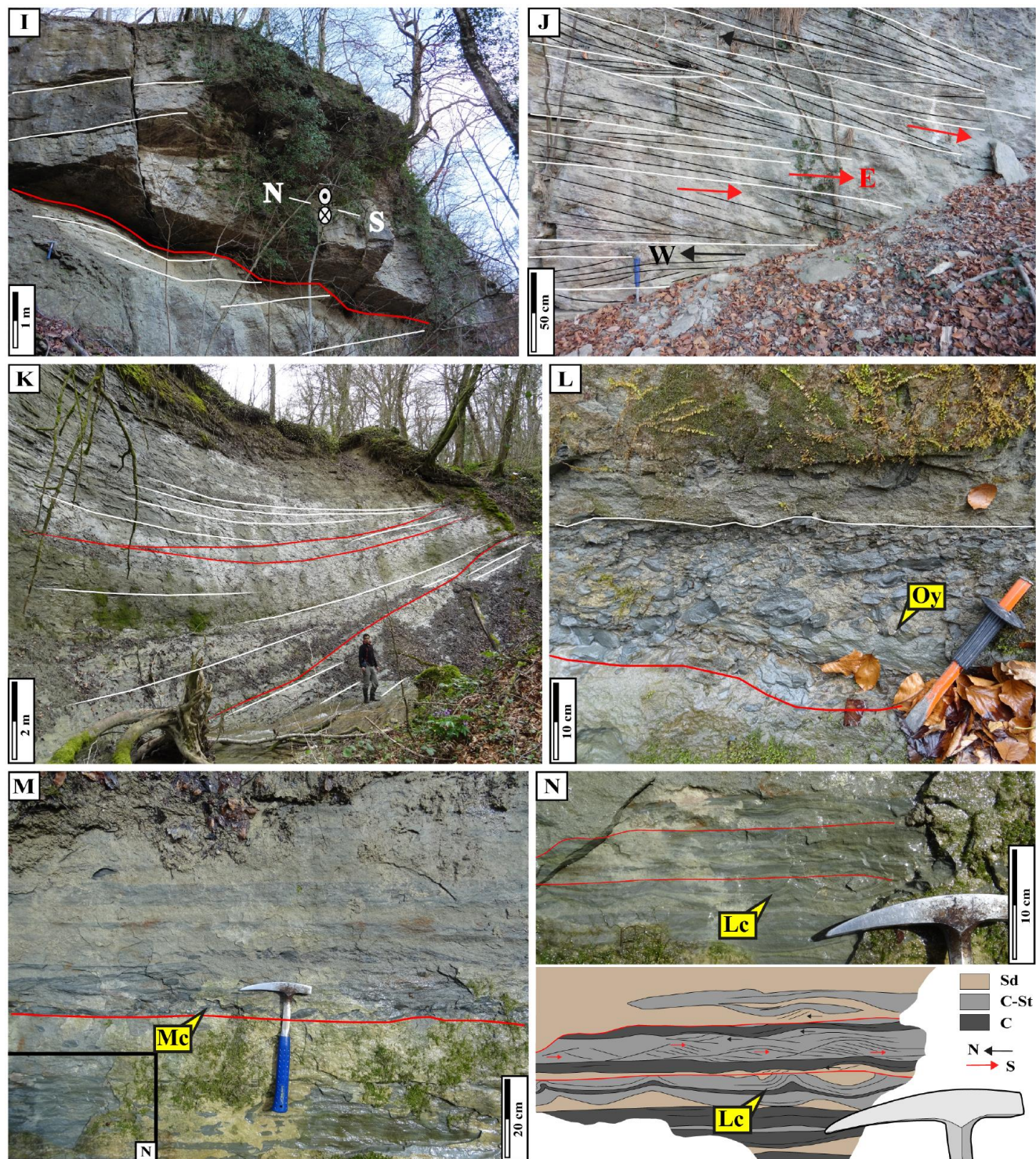


Figure 36 (suite): (I) and (J) F14 sandy tidal channel (incising mixed flat deposits below the red line) filled by bidirectional decimetre-scale cross-bedded sandstones (black lines) organized along large-scale low-angle inclined surfaces (white lines). (K) and (L) F14 heterolithic tidal channel infill (i.e. IHS) showing low-angle inclined heterolithic deposits onlapping on erosive low-angle surfaces (red lines) covered by mud clasts and bioclasts: Oy = oyster fragments: (M) and (N) are close up-views on heterolithics. (M) and (N) Heterolithic infill of F14 tidal channel consists of flaser to wavy bedding alternation containing bidirectional ripples and load casts. Red lines correspond to minor erosive surfaces: Lc = load cast; Mc = mud clast; Sd = sands; C = clays; St = silts.

5.3.2. Facies Association 8 – Intertidal

This FA consists of three main facies (F15, F16 and F17; Table 2). Facies F15 is mainly composed of massive medium to coarse well-sorted sandstones. Sandstones displays pluri-decimetre to metre-scale tangential cross-beds (Figure 37A) that orthogonally correspond to pluri-metre trough cross-beds. Symmetrical to asymmetrical ripples draped by thin mud or silts are observed in the bottomsets (Figure 37B). Opposite-directed ripples are locally observed. Facies F16 is composed of heterolithic deposits (wavy to lenticular bedding) displaying bi-directional asymmetrical ripples (Figure 37C), rill marks (Figure 37D) and loadcasts (Figure 37E). Facies F17 is mainly composed of fine to medium well-sorted sandstones, locally with abundant mudclasts, filling 1 to 5 m deep incisions (Figure 37F to H).

Facies Association 8 is interpreted as belonging to the intertidal zone. As in FA7, F15 and F16 display current structures such as dunes (F15), current ripples (F16) and quiet-water deposits. Bi-directional currents suggest tidal dominance. In F15, symmetrical to asymmetrical ripples in the bottomsets of the dunes correspond to run-off currents localized in the inter-dune trough and orientated orthogonally to the tidal currents (Homewood, 1981; Fenies & Faugères, 1998). In such a sandy dominated facies, this criteria suggest intertidal deposits because run-off implies episodic subaerial exposure at low tide (Fenies *et al.*; 1999). Facies F16 displays small-scale rill marks also suggesting run-off during falling tide. The sand-dominated F15 deposits correspond to the sandflat, whereas the heterolithic F16 deposits correspond to the mixed-flat (Reineck & Wunderlich, 1968). Facies F16 is thus more proximal than F15. Facies F17 that fills incisions is observed interstratified within F15 or F16. Facies F17 then corresponds to tidal creeks that drain water and sediment from the supratidal to the subtidal zone.

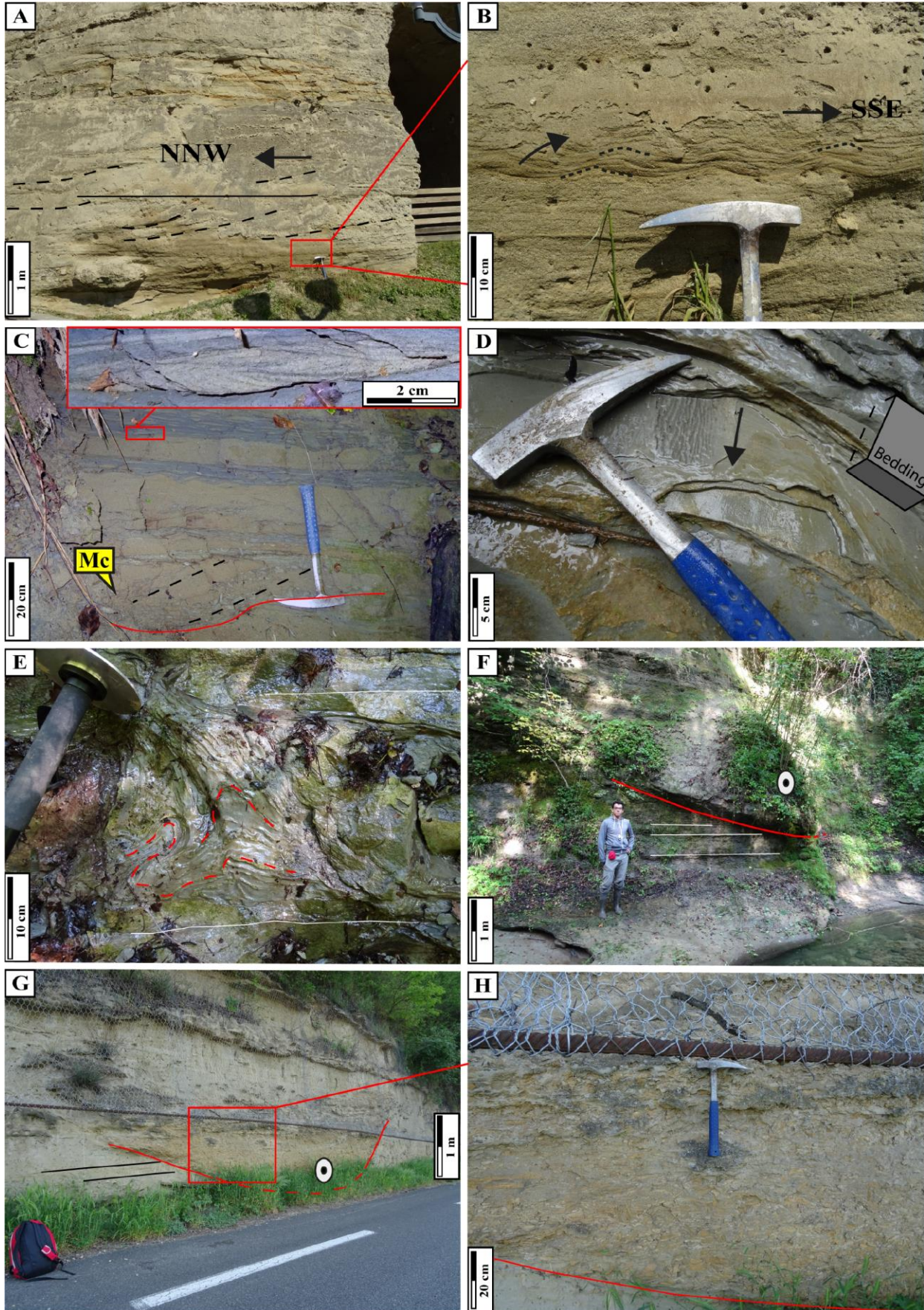


Figure 37: Sedimentary facies of the FA8 intertidal sedimentary environment. (A) F15 sand flat. Pluri-decimetre oblique tangential cross-beds: (B) is a close-up view on the bottomsets of the megaripples. (B) Amalgamated centimetre-scale trough-cross beds interpreted as run-off ripples in the trough of the cross-beds shown on (A). (C) F16 mixed-flat. Repetitive alternation between sandy levels including mud clasts (and current ripples at top) and lenticular bedding levels showing bidirectional current ripples as pinpointed in the close-up view. The lowest part of photograph (C) shows oblique cross-beds (as underlined by the mud clasts, see black dashed line) likely corresponding to lateral accretion in a tidal creek. Mc = Mud clasts. (D) F16 mixed-flat. Millimetre-scale rill-marks. (E) F16 mixed-flat. Loadcasts. (F) F17 tidal creek. Metre-scale incision filled by sandstones interstratified within F16 mixed-flat heterolithic deposits. (G) and (H) F17 Tidal creek. Metre-scale incision within F15 sand flat deposits filled by sandstones containing mud clasts, as shown in (H) close-up view.

5.4. Mixed River-Tide sedimentary environments

5.4.1. Facies Association 9 – River to tidal transition

This FA consists of one facies only (F18; Table 2). Facies F18 is composed of a thick accumulation of flat-lying, moderately sorted, medium to coarse-grained sandstones containing levels rich in pebbles and cobbles that are clast-supported, poorly sorted, well-rounded and locally imbricated. Two main palaeo-current directions are observed in F18. Predominant north and/or southward-directed palaeo-currents were measured exclusively in sandstones displaying pluri-decimetre oblique tangential cross-beds (i.e. dunes; Figure 38A to D). In contrast, westward-directed palaeo-currents were measured, both in sandstones displaying pluri-metric to decametric trough cross-beds (Figure 38A to E) and in conglomerates, with local erosion surfaces forming gutter-like channels less than 3 m deep and a few metres wide (Figure 38A, B, E and F). A few channels exhibit a typical lateral accretion and polyphasic infill. Bidirectional ripples and fine-grained deposits (for example, clays) containing wood fragments in the bottomsets of dunes (Figure 38D) are also commonly observed. Conglomerates are also found as sheet-like, laterally continuous, levels (Figure 38B and E), or underlining trough cross-beds (Figure 38F and G). Abundant centimetric angular mud clasts form levels that are locally interstratified within the sandstones (Figure 38H).

Facies F18 massive flat-lying sandstones displaying dunes suggest a wide area characterized by a flat gradient slope. The dominant north–south palaeo-currents measured on dunes argue for a seaward-axis directed palaeo-currents (because the shoreline was north–south directed) most likely corresponding to tidal currents, which is in accordance with the occurrence of bidirectional ripples (and clays in the bottomsets of dunes). The interstratification of conglomeratic levels, the westward-directed palaeo-currents inferred from the sandy trough cross-beds and the erosional gutter-like channels both imply a riverine influence. In this context, fine-grained deposits containing wood fragments in the bottomsets of tidal dunes, sheet-like laterally continuous conglomeratic levels and mud clasts suggest that the material brought by the river was probably reworked by tides. Facies Association 9 is interpreted as belonging to a ‘river to tidal’ transitional zone.

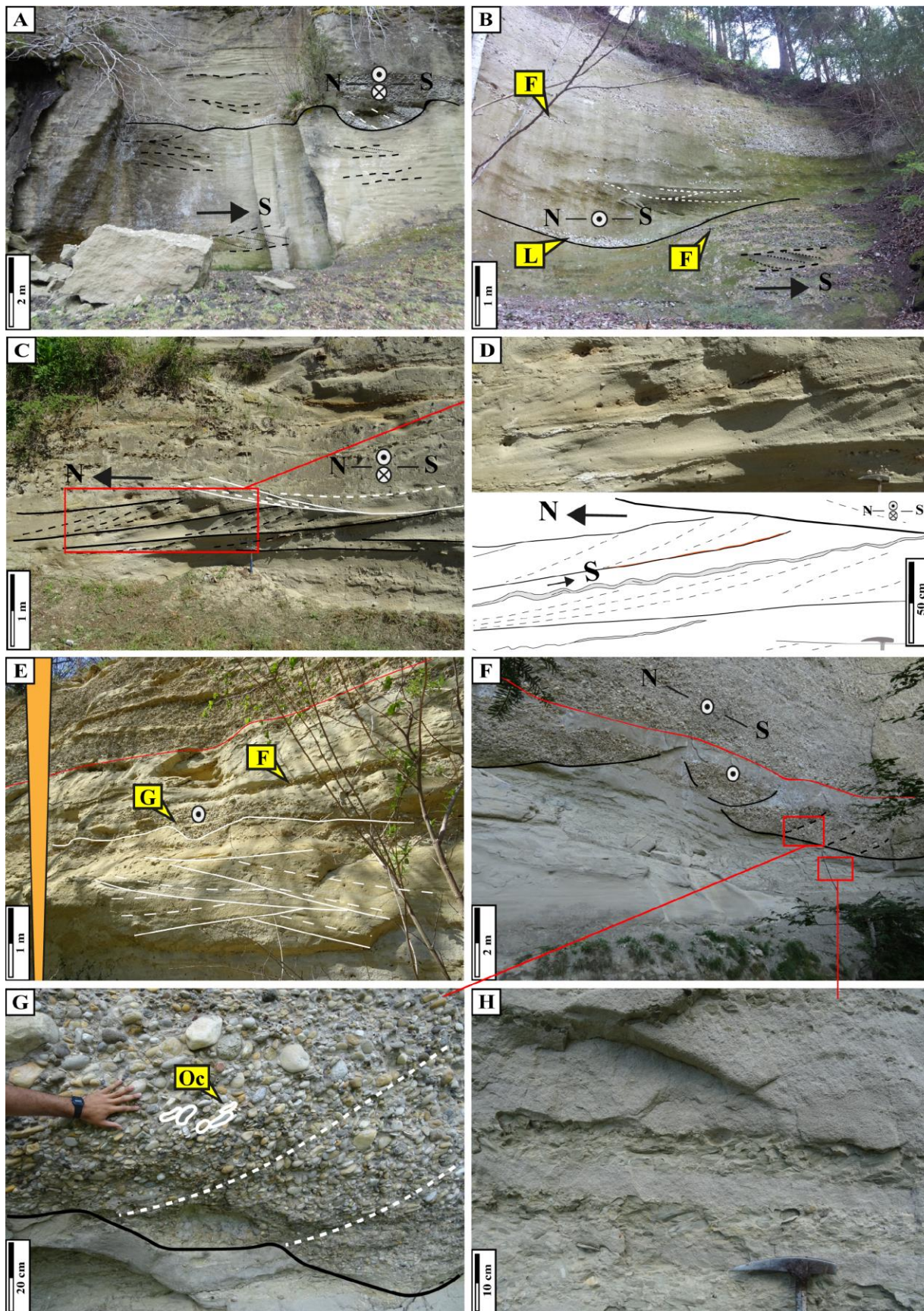


Figure 38: Sedimentary facies of the FA9 river-to-tidal transition and FA10 river sedimentary environments with F19 braided-river system. (A) F18 river-mouth. One-metre deep gutter-cast infilled by oblique tangential cross-stratified pebbles/cobbles. The gutter-cast structure is erosive on the underlying F15 sand flat deposits, suggesting that fluvial inputs were permanently reworked by tides. (B) F18 river-mouth: Md = mud drape; L = lag. One-metre deep gutter-cast infilled by oblique tangential cross-stratified sandstones showing mud drapes in the bottomsets. The gutter-cast is interstratified within sandstones and conglomerates (as laterally sheet-like continuous levels) suggesting fluvial inputs. (C) and (D) F18 river-mouth. Co-existence of tidal dunes (northward-directed cross-beds with oppositely-directed ripples) and trough-cross bed indicating a perpendicular direction of currents likely suggesting river inputs. (E) F18 river-mouth: G = gutter; F = floods. Intermingled laterally continuous conglomerates and trough cross-bedded (= festoons) sandstones. The red surface underlines the onset of the conglomeratic F19 braided-river system. (F), (G) and (H) F18 river-mouth at the base and F19 braided-river deposits above the red surface. Note the pluri-metre gutter-like erosional surfaces, infilled by oblique tangential cross-stratified conglomerates: (G) and (H) are close-up views. Conglomerates are interstratified with sandstones including 5 to 10 cm thick levels rich in centimetric angular to rounded mud clasts, as shown in (F). Oc = Oriented pebbles emphasizing the oblique tangential cross-stratifications.

5.5. River-dominated sedimentary environments

5.5.1. Facies Association 10 – River environment

This FA consists of two facies (F19 and F22; Table 2). Facies F19 is formed of massive clast-supported conglomerates displaying low-angle, sub-planar, pluri-metre trough cross-beds (Figure 39A and B). The pebbles, cobbles and boulders are moderately sorted, well-rounded, and frequently imbricated (Figure 39C and D). The conglomeratic unit is formed of a stack of pluri-decimetre to metre-scale sheet levels of various grain sizes (Figure 39C and D). Normally-graded levels (Figure 39C) and interstratification of laterally discontinuous mud deposits rich in lignite containing micro-mammals (Clauzon, 1990) were observed. When F19 covers F18 river to tide transitional deposits, the base of the unit displays pluri-metric deep incisions, filled by obliquely stratified conglomerates (Figure 38F, G and Figure 39A). Facies F22 is composed of reddish muddy to sandy levels (Figure 39C and E; Table 2), laterally discontinuous at a metre to tens of metre-scale. Few rootlets were observed.

Facies F19 concurs with a braided-river system. The frequently imbricated clast-supported conglomerates, the sub-horizontal strata made of a stack of sheet levels and low-angle pluri-metre trough cross-beds suggest the progradation of braided fluvial bars during floods. The occurrence of very poorly sorted levels containing boulders suggests a proximity to mountains. Facies F22 reddish sandy levels containing rootlets suggest subaerial exposure in palaeosoils. Facies F22 and discontinuous continental mud deposits (lignite and micro-mammals) interstratification within F19, indicate abandonment areas. Deep erosional surfaces at the base of braided-river deposits are interpreted as channels. Facies Association 10 is thus attributed to a river-dominated deltaic to continental depositional environment.

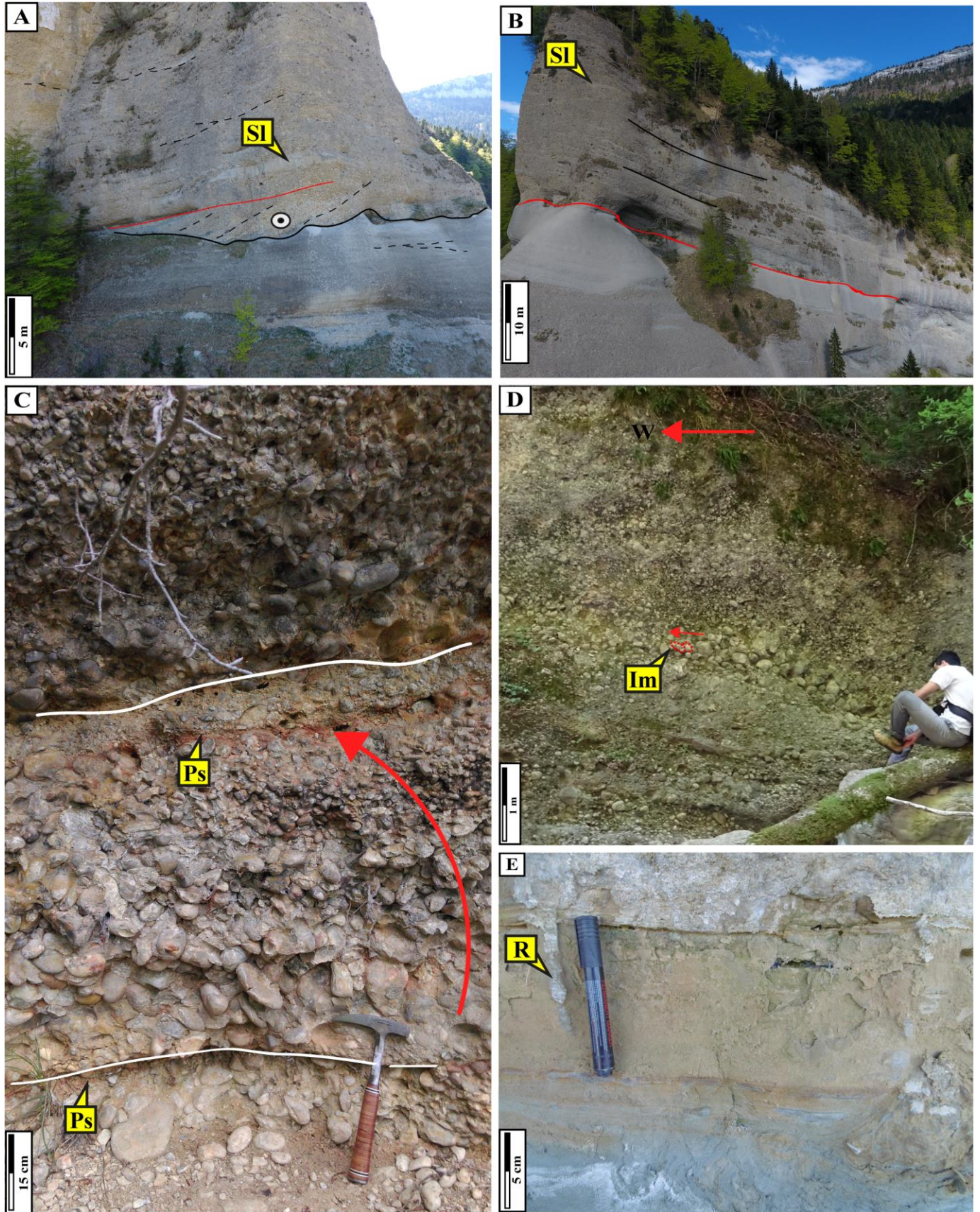


Figure 39: Sedimentary facies of the FA10 river deposits and F22 palaeosoil. (A) and (B) F19 braided-river deposits (above the red surface), showing flat-lying clast-supported conglomerates that form up thick massive units: (A) corresponds to the orthogonal section and shows an infilled channel incision at the base, passing upward to low-angle trough cross-bedded conglomerates; (B) corresponds to the longitudinal section. *Sl* = Sandstones lenses corresponding to locally preserved finer material onto the bars or in the deactivated channels between the fluvial bars. (C) F19 braided-river system. Normally-graded levels overlain by a palaeosoil: *Ps* = palaeosoil (F22). (D) F19 braided-river system. Flat-lying clast-supported conglomerates made of clasts of various sizes (from pebbles to boulders) indicating floods events, showing westward-directed imbrications: *Im* = imbrication. (E) F22 palaeosoil: *R* = rootlet.

5.5.2. Facies Association 11 – Gilbert delta

This FA consists of four facies (F19 to F22; Table 2). Facies F20 is formed of coarse sandy matrix-supported conglomerates that form thick massive units. The pebbles and cobbles are poorly sorted, well-rounded, and rarely bio-perforated. Facies F20 displays 15 to 30 m high tangential cross-beds dipping at 20 to 30° (Figure 40A to C). Facies F19 flat-lying conglomerates (described earlier) is always found on top of F20 (Figure 40B and C). Facies F21 is formed of 10 to 15 cm thick levels of pebbles interstratified in muddy deposits (F1 and FA1; Figure 40D).

Facies Association 11 corresponds with a Gilbert delta (Gilbert, 1885) system. Poorly sorted, matrix-supported conglomerates of F20 likely correspond to debris-flow deposits. Well-rounded pebbles to cobbles and the occurrence of exotic clasts suggest a rather long-distance transport by a fluvial system. The decametric high, oblique tangential foresets implies the progradation of a large sedimentary body interpreted as a river-dominated, Gilbert delta. The F19 braided-river system (FA10) always covers F20, which further argues for the progradation of the delta plain (delta topsets; Gobo, 2014). Interstratified conglomeratic levels within the offshore FA1 deposits (for example, F21) are interpreted as the bottomsets of a Gilbert delta.

5.5.3. Subaerial exposure

Facies F22 is composed of reddish muddy to sandy levels (Figure 39C and E). Facies F23 consists of a calcareous level. It displays an irregular surface at its top and tubular vertical structures in the level itself. This facies laterally pass to light grey marls that contain a freshwater fauna (Jodot, 1955; Berger, 1985).

Both F22 and F23 correspond to facies of subaerial exposure. F22 correspond to palaeosoils. Facies F23 is interpreted as calcretes formed during subaerial exposure of palustrine to lacustrine deposits (Rossi *et al.*, 2020).

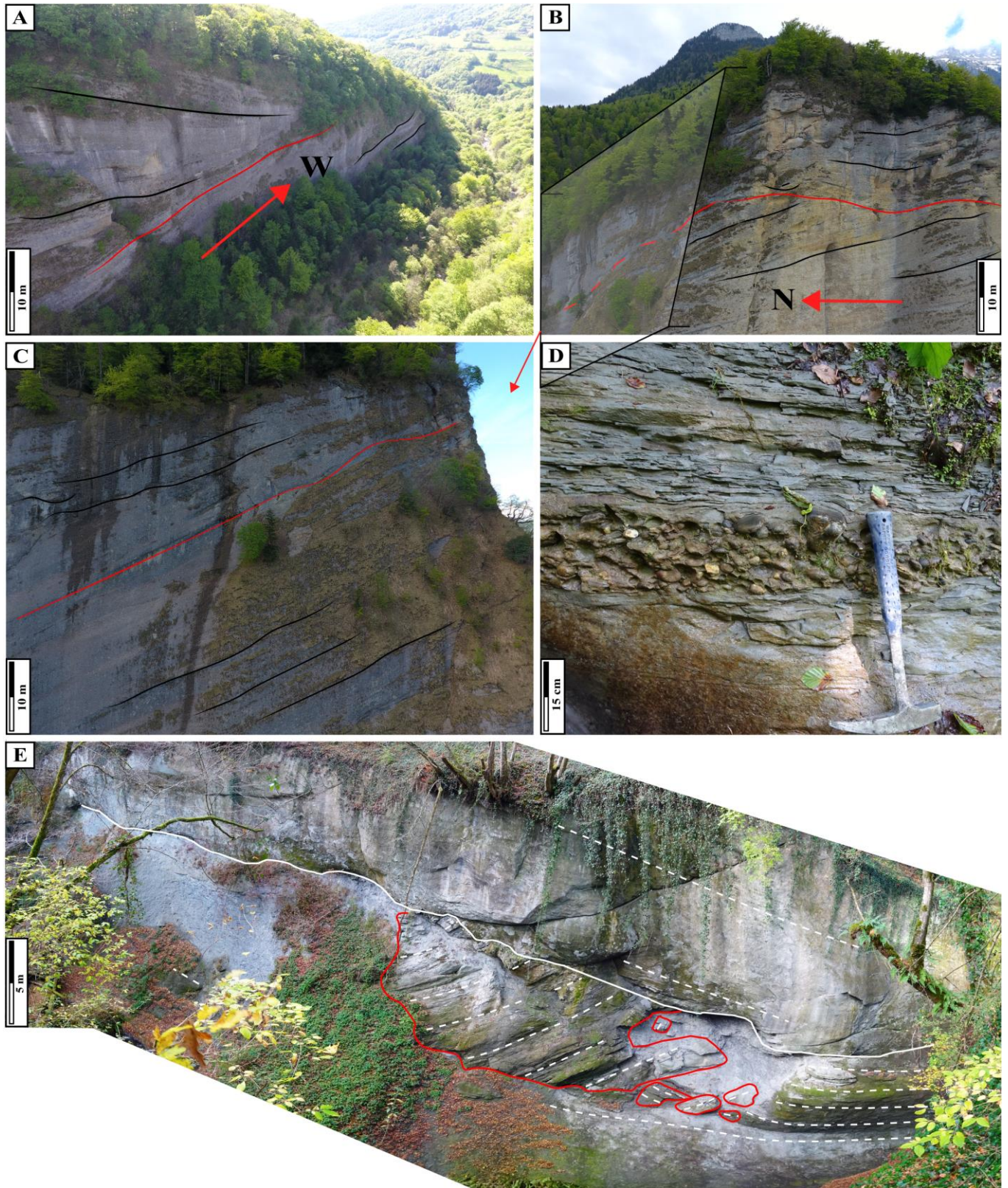


Figure 40: Sedimentary facies of the FA11 Gilbert delta sedimentary environment and F25 earthquake-disturbed layer. (A) F20 Gilbert delta showing westward-directed foresets (for example, deltaic clinofoms) overlying flat-lying conglomerates interpreted as F19 braided-river system. This succession suggests the creation of gradient slope. (B)

Flat-lying conglomerates interpreted as F19 braided-river system overlying F20 Gilbert delta that depicts northward-directed foresets: (C) corresponds to an orthogonal view. (C) In this view, F20 Gilbert delta northward-directed foresets shown in (B) correspond to flat-lying conglomerates, which indicate a progradation in 2D. (D) 15 cm thick poorly sorted pebble level interstratified in F1 offshore deposits, interpreted as the bottomsets of a Gilbert delta (F21). (E) F25 earthquake-disturbed layer. Matrix-supported autochthonous decimetre to pluri-metre angular clasts. The organization is chaotic but the original stratification is preserved.

5.5.4. Non-categorized facies

Facies F24 is generally formed of matrix-supported conglomerates that form thin (decimetre to pluri-metre) laterally discontinuous units at hundreds of metres to kilometre-scale. The pebbles, cobbles and some boulders are poorly sorted, moderate to poorly rounded, and can be imbricated. Facies F24 characterizes the basal Miocene marine sediments. Facies F25 consists of tilted or disturbed autochthonous centimetre to pluri metre-thick sedimentary successions. 'Ball and pillow' structures are commonly found. This facies is laterally continuous at tens of kilometre-scale. The organization of the clasts is chaotic (Figure 40E).

Facies F24 conglomerates are interpreted as transgressive lag deposits. Poorly sorted clasts correspond to local material reworked during the transgression. Facies F25 corresponds to earthquake-disturbed layers (i.e. seismites). Disorganized monogenic clasts of various sizes and the lateral continuity at the basin scale indicate strong disturbance events.

6. SEQUENCE STRATIGRAPHY

Based on the vertical succession of the depositional environments, which rely on facies association interpretations, transgressive and regressive trends can be identified. Changes of relative sea level (RSL) can be reconstructed for each logged section (for example, Figure 41, rightmost column of each log). Hence genetic sequences *sensu* Homewood *et al.* (1992) can be identified. Two orders of sequences could be deciphered in some sections. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ages (yellow boxes in Figure 41; Table 3) allowed the calibration of the average time span for each sequence. Large-scale sequences have a mean duration >1.5 Myr and can be attributed to third-order sequences *sensu* Vail *et al.* (1991). Alternatively, the small-scale sequences likely span less than 0.5 Myr, and therefore correspond either to fourth or fifth-order sequences.

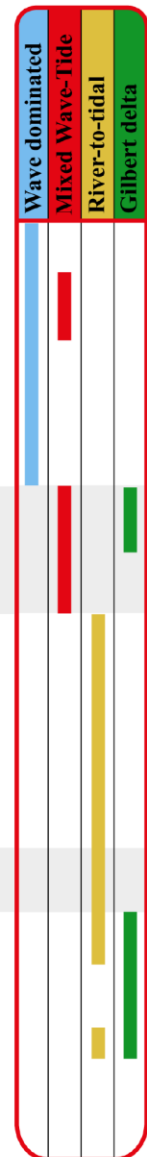
Based on the Sr dating and few available biostratigraphic data, correlations are then possible between all of the studied sections (Table 3; Figure 42). Three third-order sequences were identified. They likely correspond to S1, S2 and S3 belonging to the Miocene megasequence of the western Alpine foreland basin defined by Rubino *et al.* (1990). These sequences are possibly eustatic in origin (Miller *et al.* (2005); Figure 42).

- (i) The base of S1 ranges between 21.8 Ma and 20.75 Ma (Late Aquitanian, Figure 42). This time interval was determined by using the four oldest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ages available because the initial transgression took place on an irregular palaeo-landscape (Bass, 1991; Allen & Bass, 1993; also detailed later) that implies an important diachronism of the first marine deposits from one section to the other. Sequence S1 was likely eustatically-driven according to the Late Aquitanian eustatic sea-level rise reported by Miller *et al.* (2005) between 21.05 and 20.6 Ma (Figure 42).
- (ii) The base of S2 is dated between 18.7 Ma and 18.15 Ma (Burdigalian; Figure 42). Sequence S2 was likely eustatically-driven according to the Late Burdigalian eustatic sea-level rise between 17.83 Ma and 17.63 Ma (Miller *et al.* 2005; Figure 42).
- (iii) The age for the base of S3 ranges between 16.85 Ma and 16.45 Ma (Late Burdigalian - Early Langhian; Figure 42). This age is older than the Late Burdigalian/Early Langhian eustatic sea-level rise dated between 16.27 and 15.59 Ma (Miller *et al.* 2005; Figure 42).

Figure 41 : Detailed log sections of the Miocene marine successions of the southern Jura synclines and the subalpine massifs (locations in Figure 31). (A) Key for the sedimentary logs displayed in (B) to (F). Synthetic table of facies and facies associations, and the corresponding sedimentary environments. The mixed sedimentary environments are wave-tide (WT) and river-tide (RT), and are highlighted by light-grey shading. The different colours used to decipher the four depositional models are: (i) blue for the wave-dominated model; (ii) red for the mixed wave-tide model; (iii) light-orange for the river to tidal model; and (iv) green for the Gilbert delta model. Sedimentary captions for the log sections are presented at the bottom end of the figure. (B) The Loisieux section, locality 13 in Figure 31, Figure 44. (C) The Chailles Est section, locality 16 in Figure 31, Figure 44. (D) The Grésy section, locality 4 in Figure 31. (E) The La Roize section, locality 20 in Figure 31. (F) The Forezan section, locality 5 in Figure 31. In (B) to (F), from left to right: lithology, sedimentary structures, facies and facies associations, depositional processes, depositional models, sequence stratigraphy.

A

Depositional processes	Facies Association	Sedimentary environment	Facies	Figures
Wave Dominated (W)	FA1	Offshore	F1 - Blue Marls F2 - Bioturbated silts	Fig.4A, B Fig.2A
	FA2	Offshore transition	F3 - Bioturbated silts and sandstones with HCS	Fig.2B
	FA3	Shoreface	F4 - Amalgamated oscillation structures	Fig.2C, D
	FA4	Foreshore	F5 - Planar lamination F6 - Beach berm	Fig.3C, E, H Fig.3B, C, D, J
Mixed Wave-Tide (WT)	FA5	Open coast subtidal	F7 - Lenticular bedding F8 - Wavy bedding	Fig.4C, D, E, F Fig.4G, H
	FA6	Open coast intertidal	F9 - Flaser bedding F10 - Ridges & Runnels	Fig.5A, B Fig.5C, D, E
Tide Dominated (T)	FA7	Subtidal	F11 - Large scale tidal dunes	Fig.6A, B, C
			F12 - Medium scale tidal dunes	Fig.6D, E, F
			F13 - Small scale tidal dunes	Fig.6G, H
	FA8	Intertidal	F15 - Sand flat F16 - Mixed flat F17 - Tidal creeks	Fig.7A, B, G Fig.7C, D, E, F Fig.7F, G, H
Mixed River-Tide (RT)	FA9	R-to-T transition	F18 - River mouth	Fig.8A, B, C D, E, F
River Dominated (R)	FA10	River	F19 - Braided-river system	Fig.8G, H Fig.9A, B
	FA11	Gilbert D.	F20 - Gilbert delta foresets F21 - Gilbert delta bottomsets	Fig.10A, B, C Fig.10D
		Subaerial exposure	F22 - Paleosoils F23 - Calcretes	Fig.9A, C
		Non-categorised	F24 - Transgressive lag F25 - Seismite	Fig.10E



5 Depositional processes



11 Facies associations

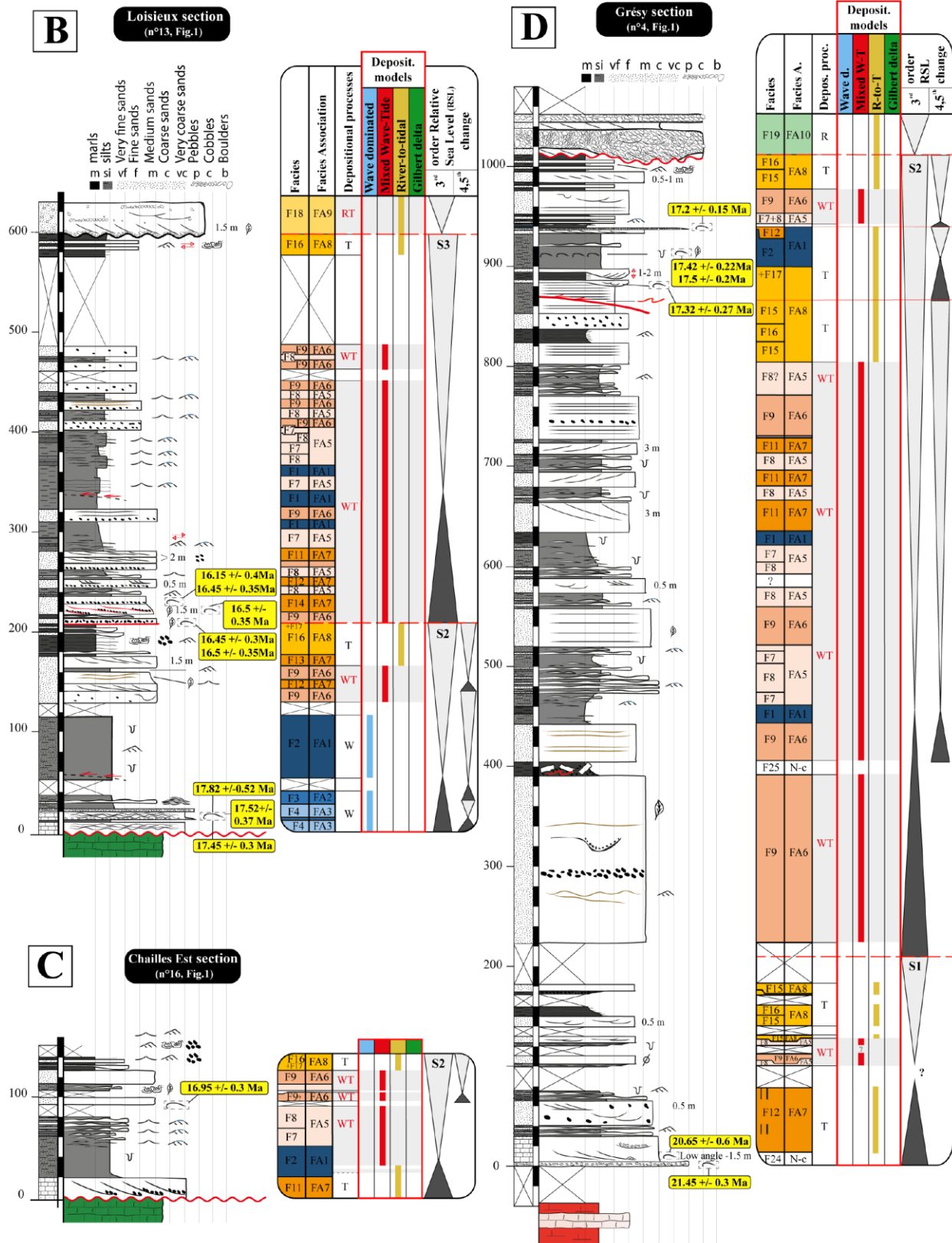


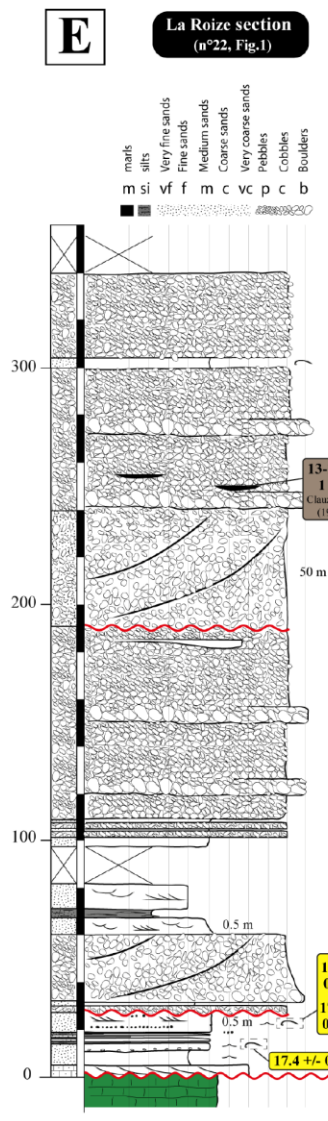
4 Depositional models
(see Fig.13)

Legend for the log sections:

	Angular mudclasts		Seismite		Flaser bedding
	Well-rounded mudclasts		Symmetrical ripples		Wavy bedding
	Conglomerates		Truncated crest ripples		Lenticular bedding
	Paleosol		Combined-flow ripples		Trough-cross stratification
	13-14 +/- 1 Ma Micro-mammals datation		Asymmetrical ripples		Tabular stratification
	21.5 +/- 0.3 Ma Strontium datation		Liquefaction structures		Foresets
	Bioclasts		Channels		Megaripples
	Bioturbation		Erosive surfaces		Onlap
	Wood fragments		HCS		Mesozoic substratum (Limestones)
	Lignite		Amalgamated oscillation structures		Oligocene substratum (Continental deposits)

--- m Size of the structure





Facies	Facies Association	Depositional processes	Deposit. models	order Relative Sea Level (RSL) change
F19	EA10		Wave dominated	3 rd
F3	FA2		Mixed Wave-Tide	
F19	EA10	R	River-to-tidal	
F20	FA11	R	Gilbert delta	S3?
F19	EA10	R		S3
F18	FA9	RT		
F7	FA5	WT		
F13	FA7	T		
F20	FA11	R		
F15	FA8	T		S2?
F9	FA6	WT		
F12	FA7	T		

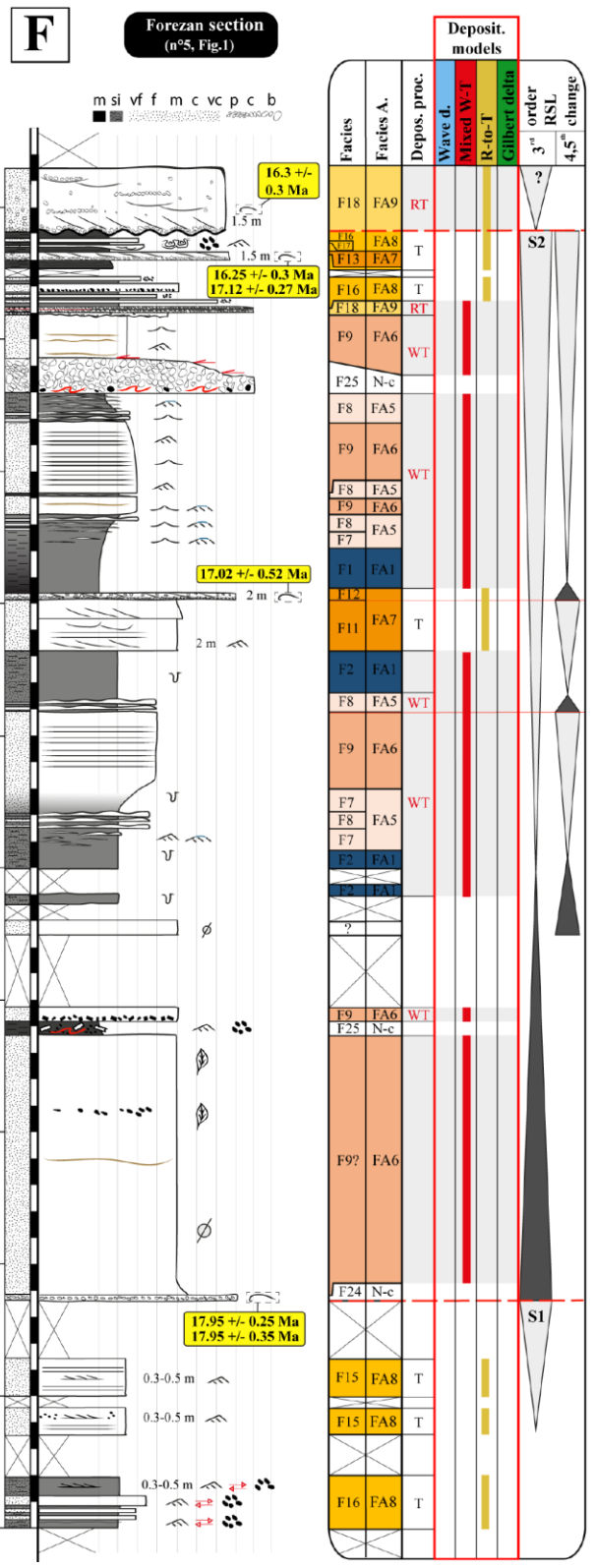


Table 3: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values measured on shells (pectinids and oysters). According to McArthur et al. (2012), values have been normalized to the value of 0.710248 for the NBS987 standard, and uncertainties on the mean age correspond to the uncertainty, at 95% confidence level, of the measurements (sample and corresponding NBS standards) added to the uncertainty on the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ marine curve (LOWESS version 5). Propagated uncertainties are shown as standard errors of the mean values.

Log section (Locality in Figure 31)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	\pm	Mean age	\pm	Sequence stratigraphy - T = Transgression, R= Regression, MF= Maximum flooding	3 rd order sequence
Génissiat (n°1)	0,708487	0,000040	19	0,55	R.	S1
	0,708421	0,000041	20	0,75	T.	
	0,708399	0,000043	20,375	0,825	Early T.	
	0,708356	0,000006	21,15	0,15		
	0,708345	0,000006	21,35	0,15		
Val de Fier (n°2)	0,708473	0,000021	19,15	0,3	R.	S1
Alby/s Chéran (n°3)	0,708448	0,000025	19,55	0,4	T.	S1
	0,708388	0,000017	20,55	0,4		
Gresy (n°4)	0,708635	0,000011	17,2	0,15	MF.	S2
	0,708611	0,000016	17,5	0,2		
	0,708618	0,000017	17,425	0,225		
	0,708627	0,000022	17,325	0,275	T.	S1
	0,708381	0,000029	20,65	0,6	Early T.	
	0,708338	0,000017	21,45	0,3		
Forezan (n°5)	0,708696	0,000021	16,3	0,3	Early T.	S3
	0,708705	0,000020	16,25	0,3		
	0,708641	0,000021	17,125	0,275		
	0,708633	0,000021	17,225	0,275	Early R.	S2
	0,708648	0,000040	17,025	0,525		
	0,708575	0,000029	17,95	0,35	Early T.	
	0,708576	0,000020	17,95	0,25		
St-Sulpice (5b)	0,708419	0,000015	19,975	0,325	Early T.	S1
	0,708402	0,000018	20,3	0,4		
St-Jean-de- Couz (n°6)	0,708545	0,000011	18,3	0,15	R.	S1
	0,708416	0,000013	20,025	0,275	T.	
	0,708361	0,000017	21,05	0,35		
Fontanil (n°10)	0,708517	0,000041	18,65	0,5	R.	S1
	0,708436	0,000025	19,7	0,45		
	0,708690	0,000023	16,45	0,35	Early T.	S3

Loisieux (n°13)	0,708712	0,000028	16,15	0,4		
	0,708671	0,000005	16,725	0,075		
	0,708692	0,000021	16,45	0,3		
	0,708687	0,000025	16,5	0,35		
	0,708586	0,000043	17,825	0,525		
	0,708610	0,000028	17,525	0,375	Early T.	S2
	0,708615	0,000024	17,45	0,3		
Dullin (n°14)	0,708573	0,000025	17,975	0,275	Early T.	S2
Aiguebelette (n°15)	0,708395	0,000021	20,4	0,45	Early T.	S1
	0,708347	0,000026	21,275	0,525		
Chailles E (n°16)	0,708653	0,000023	16,95	0,3	Early R.	S2
Les Echelles (n°17)	0,708563	0,000025	18,1	0,3	Early T.	S2
	0,708536	0,000024	18,4	0,3		
La Roize (n°20)	0,708628	0,000015	17,3	0,2	Early R.	S2
	0,708621	0,000017	17,375	0,225		
	0,708640	0,000009	17,125	0,125		
La Gachetière (n°21)	0,708626	0,000017	17,325	0,225	MF.	S2
	0,708625	0,000020	17,325	0,275	T.	S2
Roche rousse (n°23)	0,708685	0,000018	16,5	0,25	Early T.	S3
	0,708628	0,000031	17,3	0,4	Early T.	S2
Magnieu (n°24)	0,708566	0,000027	18,075	0,325	Early T.	S2
Chailles W (n°27)	0,708611	0,000029	17,525	0,375	T.	S2
La Motte Fanjas (n°33)	0,708693	0,000044	16,4	0,6	Early T.	S3
	0,708631	0,000043	17,25	0,55	T.	S2
	0,708592	0,000022	17,75	0,3	Early T.	S2
St-Jean-en- Royans (n°34)	0,708723	0,000017	15,975	0,225	Early T.	S3
	0,708671	0,000017	16,7	0,25	Late R.	S2
Oriol-en- Royans (n°35)	0,708608	0,000016	17,55	0,2	Early T.	S2

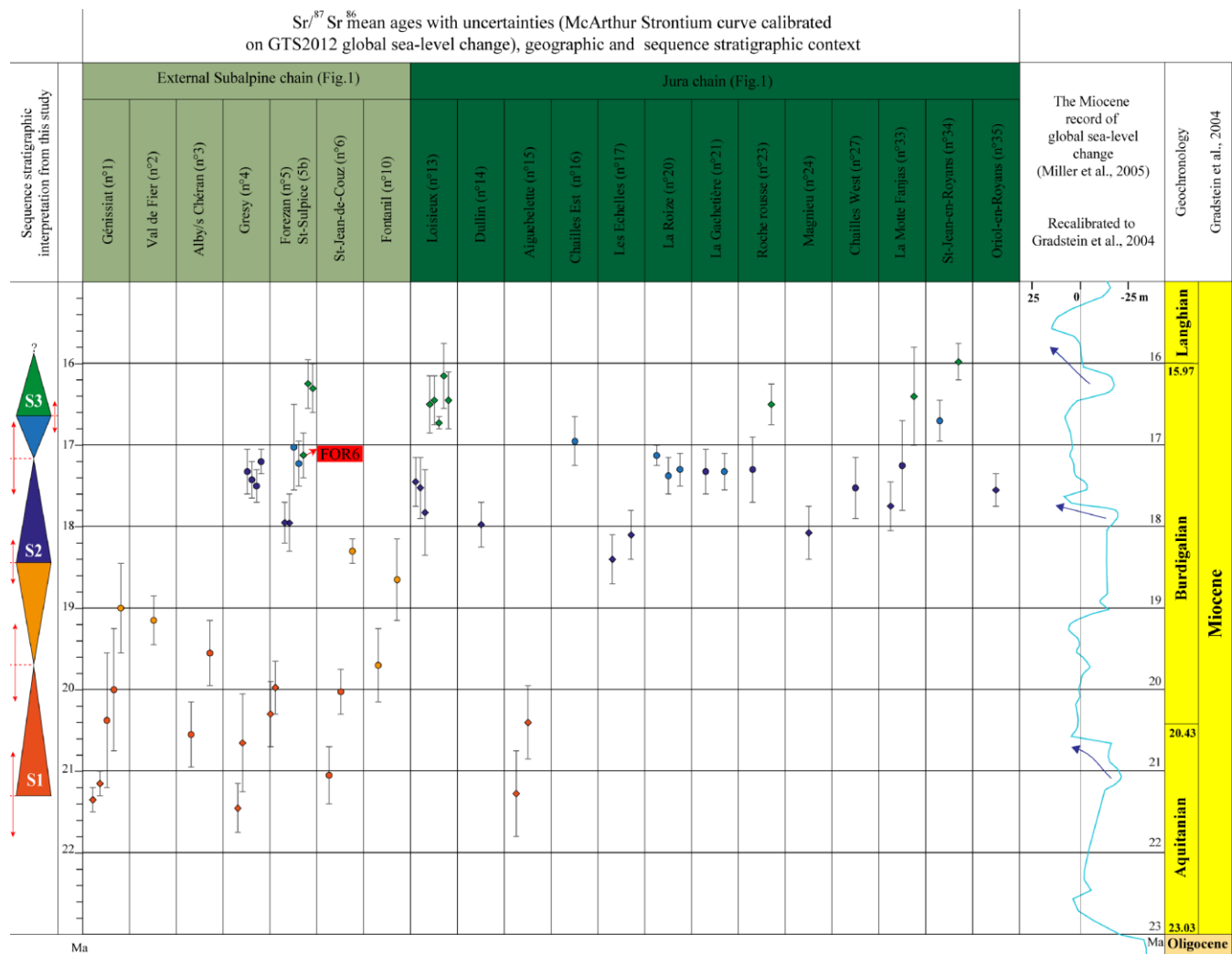


Figure 42: $^{87}Sr/^{86}Sr$ values measured on shells (pectinids and oysters) of the studied Miocene deposits. According to McArthur et al. (2012), values have been normalized to the value of 0.710248 for the NBS987 standard and uncertainties on the mean age correspond to the uncertainty (at 95% confidence level) of the measurements (sample and corresponding NBS standards) added to the uncertainty on the $^{87}Sr/^{86}Sr$ marine curve (LOWESS version 5). Propagated uncertainties are shown as standard errors of the mean values. The different colours used for the $^{87}Sr/^{86}Sr$ data points refer to the sequence stratigraphical position of the samples: dark-orange for the S1 transgression; light-orange for the S1 regression; dark-blue for the S2 transgression; light-blue for the S2 regression; and green for the S3 transgression. The red arrows outline the dating uncertainties calculated for the transitions spanning two successive stratigraphical sequences. This time interval therefore results from the overlapping error bars of $^{87}Sr/^{86}Sr$ values belonging to the directly underlying and overlying sequences. Diamond-shape $^{87}Sr/^{86}Sr$ data points refer to samples belonging to the earliest transgressive levels. Red-labelled FOR6 $^{87}Sr/^{86}Sr$ value underlines an inconsistent vertical stratigraphical succession (with a presumably reworked shell). Corresponding log sections of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ data are shown in light-green for the external subalpine chains and dark-green for the Jura chain (see Figure 31 for the localization of log sections). The two right-most columns correspond to the Miocene eustatic curve of Miller et al. (2005) and the corresponding geochronological calibration of the Gradstein et al. (2004) eustatic curve. Blue arrows show the eustatic sea-level rises depicted by Miller et al. (2005).

7. DEPOSITIONAL MODELS

Mixed sedimentary environments are the most common in the Miocene molasses (Figure 41; reading guideline in Figure 41A; log numbers 4, 5, 13, 16 and 22 presented in Figure 41B to F; locations in Figure 31) and are either mixed wave-tide (WT) or mixed river-tide (RT). Wave-dominated (W), tide-dominated (T) and river-dominated (R) sedimentary environments are less common. Based on the facies assemblages and their spatial distribution along proximal to distal transects (applying the Walther's law; Walther, 1894), four distinct depositional models were highlighted (Figure 43).

7.1. Wave-dominated depositional model

The Loisieux section (0 to 115 m; Figure 41B) shows from the bottom to the top: (i) shoreface deposits (FA3, Figure 32C); (ii) progressively pass to offshore transition deposits (FA2, Figure 32B); (iii) offshore deposits (FA1, Figure 32A). In addition, the Corbel panorama (Figure 33) shows coarse-grained amalgamated oscillation structures (F4, FA3 and shoreface) and planar laminated sandstones (F5, FA4 and foreshore) onlapping on gravelly beach berms (F6, FA4 and foreshore). Facies Associations 1 to 4 thus belong to a wave-dominated coast depositional model ranging from the offshore to the foreshore likely corresponding to a reflective shoreline (Wright *et al.*, 1979, 1984; Short, 1984; in Reading, 1996). This shoreline type is characterized by a steep foreshore profile that passes into a gently inclined shoreface towards the basin (Figure 43A). At Corbel (locality '7', Figure 31), the occurrence of downcutting in the bottomsets of beach clinofolds, along with the presence of mud clasts, wave megaripples and antidunes (Figure 33) within planar laminated sandstones suggest a secondary influence and modulation by tides.

7.2. Mixed Wave-Tide depositional model

Numerous log sections (for example, Loisieux section, 53 to 140 m, 300 to 487 m; Chailles Est section, 20 to 120 m; Grésy section, 443 to 620 m, 897 to 975 m; Forezan section, 473 to 625 m, 710 to 860 m; Figure 31B, C, D and F) show the following vertical succession: (i) offshore deposits (FA1, Figure 32); (ii) open-coast subtidal deposits (FA5, Figure 34); (iii) above a sharp transition, open-coast intertidal deposits (FA6, Figure 35). Facies Associations 1, 5 and 6 thus co-exist in one mixed-energy depositional model (wave-dominated, tide-modulated) ranging from the offshore to the open-coast intertidal (Figure 43B).

Large to medium-scale tidal dunes (1 to 5 m, FA7, Figure 36) were found interstratified in offshore deposits (Figure 36B), as well as in open-coast subtidal deposits (FA5; for example, Loisieux section, 270 to 310 m; Grésy section, 620 to 728 m; Forezan section, 620 to 705 m; Figure 41B, D and F). Palaeo-directions mainly follow the main seaway axis (north–south, Figure 36A). This

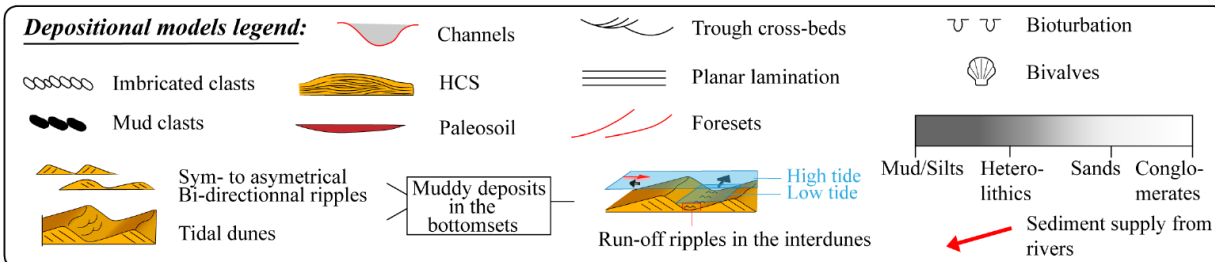
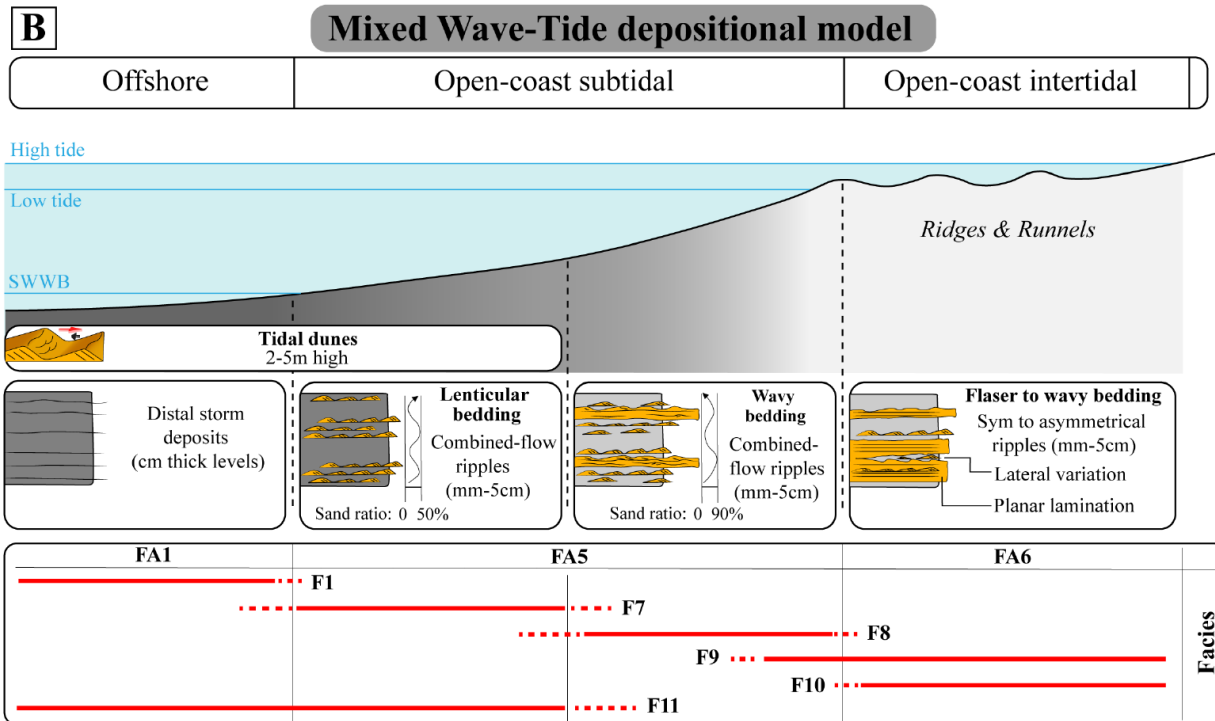
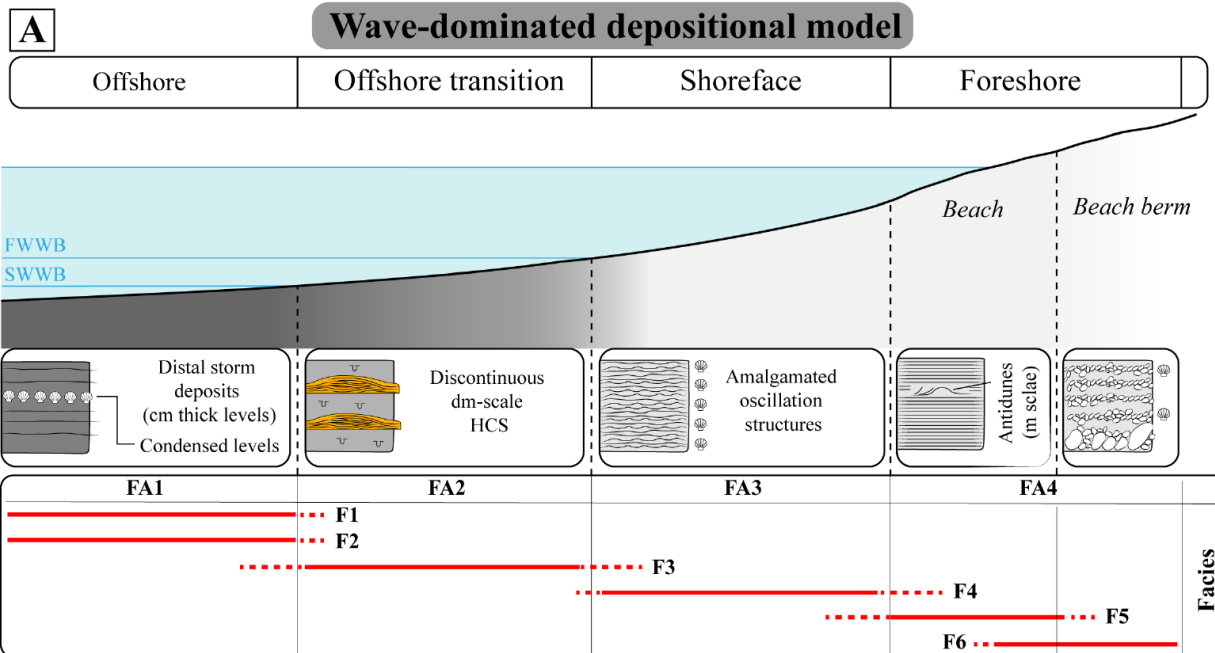
suggests the presence of longshore tidal currents, as reported from the actual English Channel (Berne *et al.*, 1988; Ferret, 2011).

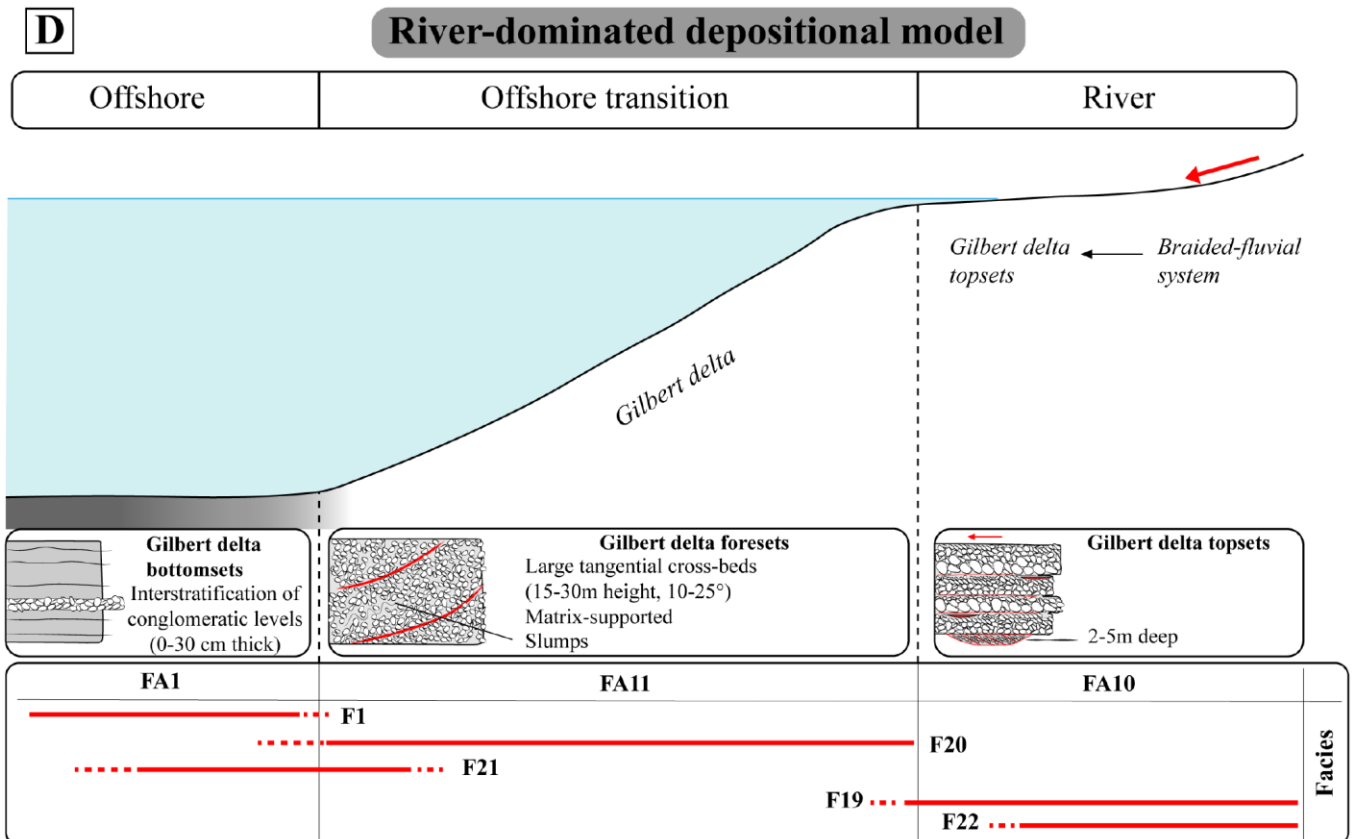
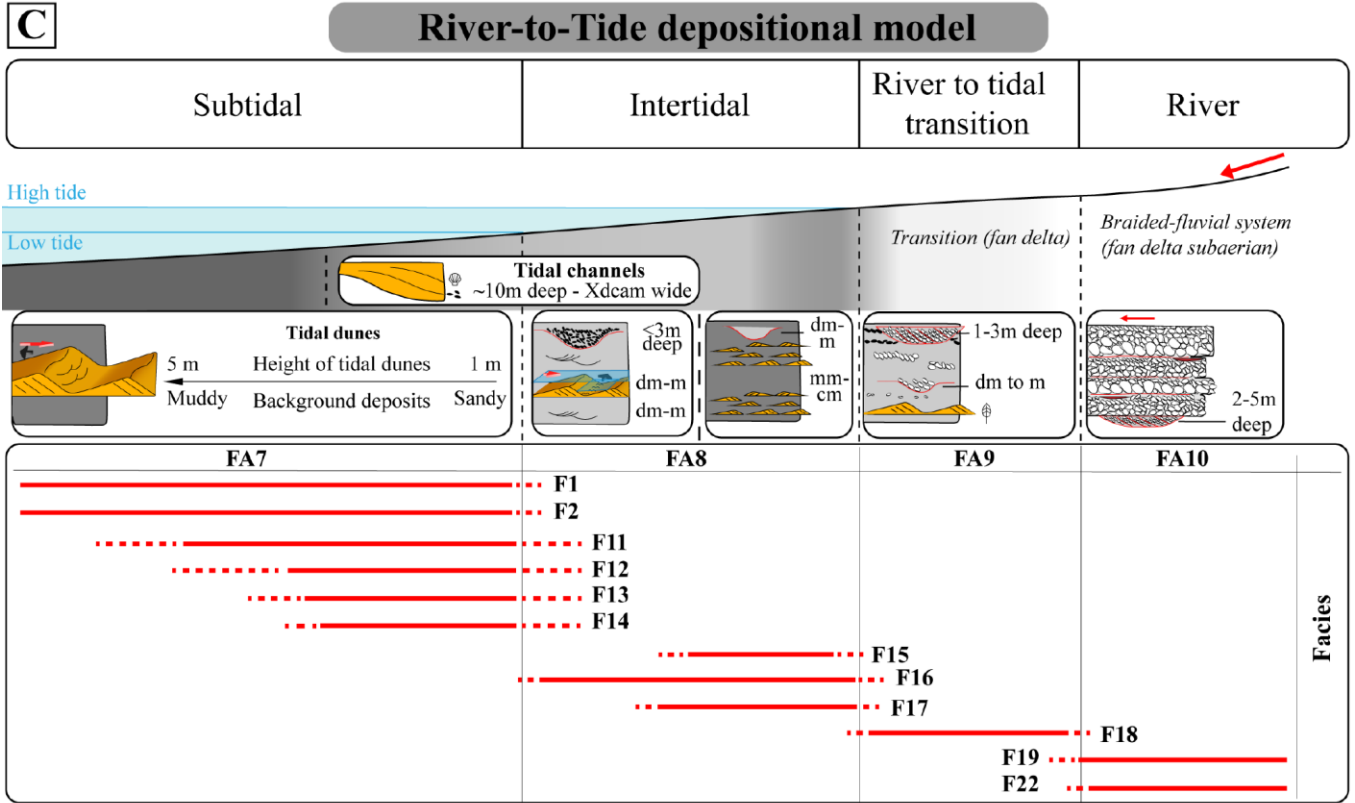
The succession from offshore to open-coast intertidal deposits suggests a coastal progradation. It could correspond to a deltaic or a macro-tidal beach progradation. In open-coast subtidal deposits (FA5, Figure 34), fluid-muds immediately overlying combined-flow ripples suggest a wave or tidal resuspension of previously deposited mud that indicates a delta front area (Dalrymple *et al.*, 2003; Ichaso & Dalrymple, 2009).

In the modern mixed-energy coasts of Queensland (Australia), Short (1991) proposed three groups of macro-tidal beaches showing the evolution between wave and tide end-members. From Group 1 to Group 3, the slope gradient and wave intensity decrease. Group 1 is structureless, as in F9 (Figure 35A to C). The structures are erased by wave and swash processes that four times daily swept the area (tidal cycles; Short, 1991). Group 2 is characterized by a topography formed of ridges and runnels, as in F10 (Figure 35D to F). They are typical from fetch-limited seas with high tides (King, 1972; Short, 1991). This is in agreement with the studied peripheral foreland basin context.

Located stratigraphically above the mixed influenced open-coast intertidal deposits, tidal dunes (FA7, Figure 36) or tidal flats deposits (FA8, Figure 37) are encountered in the Subalpine Molasses deposits (for example, Loisieux section, 130 to 208 m; Chailles Est, 120 to 140 m; Grésy section, interval between 105 to 182 m, 950 to 1010 m; La Roize section, 5 to 28 m; Forezan section, 925 to 983 m; Figure 41B to F). This transition marks the disappearance of wave influence and the flattening of the slope gradient that require another depositional model.

Figure 43: Depositional models based on the Miocene marine successions of the southern Jura synclines and the subalpine massifs: FWWB = Fair-Weather Wave Base; SWWB = Storm-Weather Wave Base. (A) Wave-dominated depositional model. (B) Mixed wave-tide depositional model. (C) River to tidal dominated depositional model. (D) River-dominated Gilbert delta depositional model.





7.3. River to Tide depositional model

When tidal flats are encountered, logged sections show the following vertical succession: (i) subtidal deposits (FA7, Figure 36); (ii) intertidal deposits (FA8, Figure 37); (iii-a) an erosive surface at top of FA8 deposits (for example, Loisieux section, 165 to 208 m; Grésy section, 803 to 870 m; La Roize section, 19 to 28 m; Figure 41B, D and E); (iii-b) a progressive downward shift with river-mouths deposits (FA9, Figure 38; for example, Loisieux section 575 to 630 m; Forezan section, 955 to 1030 m; Figure 41B and F) and then braided-river system deposits (FA10, Figure 39; La Roize section, 60 to 192 m; Figure 41E); (iii-c) a brutal downward shift with an erosive surface and braided-river system deposits (FA10, Figure 39; for example, Grésy section, 978 to 1055 m; Figure 41D). Facies Association 7, 8, 9 and 10 thus co-occur in one river to tide-dominated depositional model ranging from subtidal to continental sub-environments (Figure 43C). Only in the last case (iii-c), FA10 are deposits likely to correspond to discordant deposits. In such a case, the basin physiography must have changed in the meantime, making the co-occurrence in the same depositional model hazardous.

Tidal flats depositional environments imply a flat slope configuration. Therefore, such a transition from tidal flats to braided-river systems involves an increase of the slope upstream from the shoreline. It agrees with gravel-rich fan-deltas bordered by an adjacent highland (Surlyk, 1984; McPherson *et al.*, 1987).

7.4. River-dominated Gilbert-delta depositional model

The La Roize section (190 to 300 m; Figure 41E) shows from the bottom to the top: (i) Gilbert delta deposits (FA11, Figure 40); and (ii) braided-river system deposits (FA10, Figure 39). Facies Associations 11 and 10 thus co-occur in a river-dominated Gilbert delta depositional model (Figure 43D).

Hydrodynamic processes are river-dominated. Gilbert deltas involve an average foreset slope of about 25 to 35° (Postma & Roep, 1985; Wescott & Ethridge, 1990). The organisation of the fluvial sheet conglomerates of FA10 (Figure 40) indicates that the proximal area is characterized by a relatively flat gradient slope, corresponding to the Gilbert delta topsets (Figure 40). It is in agreement with the interstratification of pluri-metre lignite lenses corresponding to abandoned area on a subaerial deltaic fan position. In absence of meandering transitional deposits, FA10 corresponds to a gravel-rich fan-delta bordered by an adjacent highland (Surlyk, 1984; McPherson *et al.*, 1987).

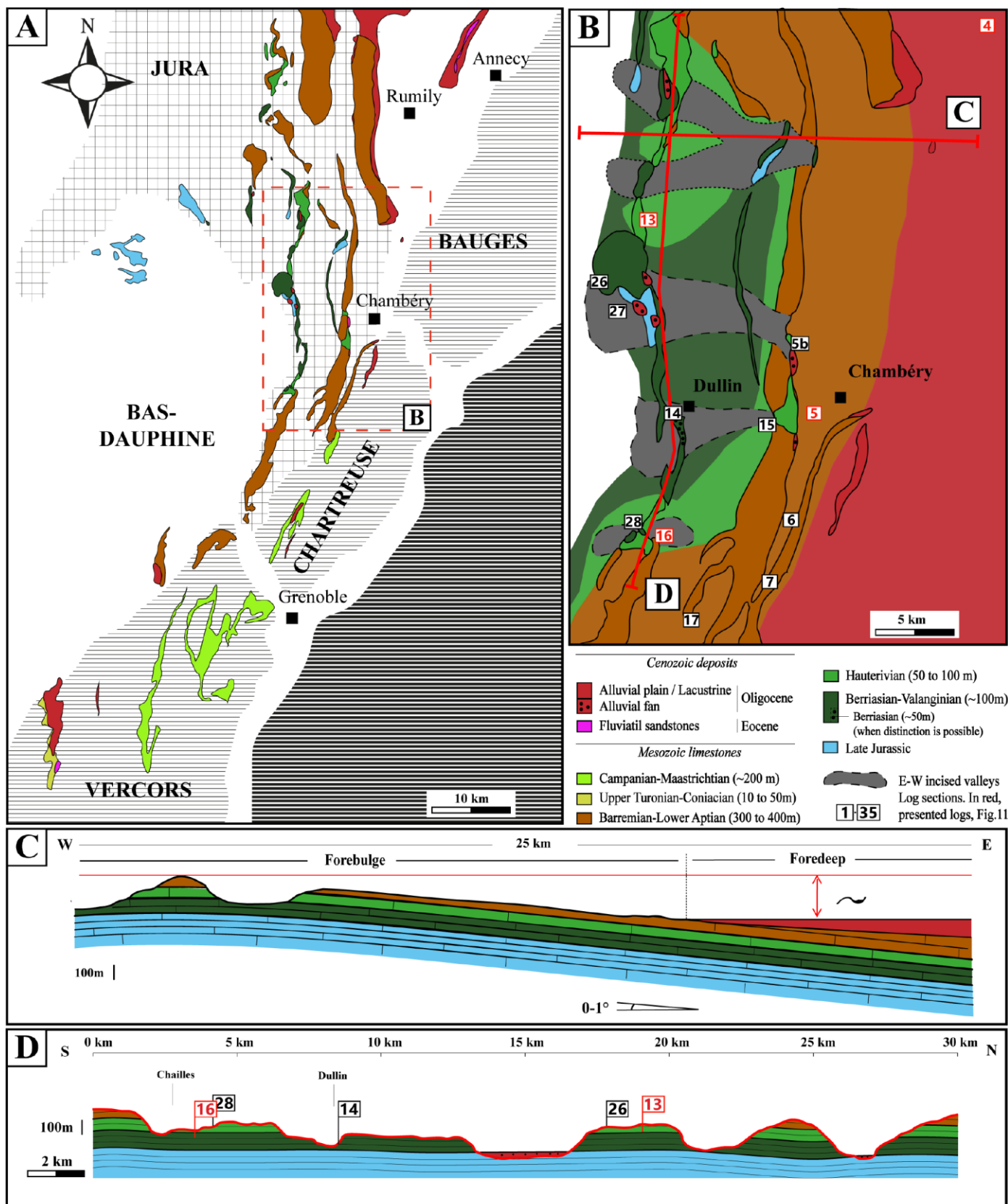
7.5. Palaeo-landscape during the initial transgression

The topography of the palaeolandscape invaded during the transgression can strongly influence hydrodynamic and sedimentary processes (Belknap & Kraft, 1985; Malikides *et al.*, 1988; Frouin *et al.*, 2007; Reynaud & James, 2012; Reynaud *et al.*, 2012; Tessier *et al.*, 2012; Longhitano, 2013). The subcrop map of the formations below the first Miocene marine deposits in Figure 44 allows the reconstruction of the foreland basin configuration prior to the Miocene transgression.

In the study area, the substratum on which the initial Miocene transgression took place was sub-horizontal because no angular unconformities were observed. However, Miocene marine deposits overlie a wide variety of stratigraphic formations (Figure 44A and B): conformably on Oligocene continental deposits but disconformably on erosional surfaces from the Upper Cretaceous to the Upper Jurassic. This implies the existence of topographical highs (reliefs) and lows (valleys). The close-up view in Figure 44B highlights: (i) east–west local deep incisions (Figure 44B to D); (ii) a dip of *ca* 1° only would explain the differential erosion (about 300 to 400 m) of the Mesozoic strata (Figure 44B and C) and the eastward progressive thickness increase of the Oligocene lacustrine or alluvial plain deposits.

As shown in Figure 44, the palaeolandscape on which the first Miocene marine transgression occurred had an irregular and complex topography. To the west, the substratum was rocky with palaeo-highs and east–west incised valleys, probably in response to the north–south forebulge uplift. To the east, the substratum corresponded to a flat topography created by Oligocene lacustrine sediments deposited in response to flexural subsidence in the foredeep.

Figure 44: Palaeo-landscape reconstructions based on the subcrop map of the basal Miocene disconformity. This map was created by reporting all stratigraphical contacts of the basal Miocene observed in the field in addition to those presented in the 1/50 000 geological maps (see BRGM website: <http://infoterre.brgm.fr/>). (A) Subcrop map in the southern Jura synclines, subalpine massifs and Bas-Dauphiné Basin area: (B) is an interpreted close-up focusing on the Southern Jura synclines area. (B) Subcrop map in the Southern Jura synclines showing east–west incised valleys at the western part of the area: (C) and (D) are reconstructed geological cross-sections preceding the Miocene marine transgression. (C) East–west reconstructed geological cross-section implying a 1° gentle slope (dipping to the east), on which the Miocene sediments overlapped. (D) North–south reconstructed geological cross-section showing east–west incised valleys.



8. DISCUSSION

8.1. Foreland basin zonation

The subsiding peripheral foreland basin system is located between the orogenic wedge and the adjacent craton (Dickinson, 1974; DeCelles & Giles, 1996). For this study, the foreland basin system zonation of DeCelles & Giles (1996) has been subdivided into two depozones (Figure 45): the proximal depozone (including the wedge-top and the proximal foredeep); and the distal depozone (the proximal forebulge border and the distal foredeep). In peripheral foreland basins types (Figure 45), according to Decelles (2012), the forebulge and backbulge depozones are non-preserved because the rigid lithosphere implies a reduced or even absence of far-field dynamic loading.

Subsidence, internal architecture and accommodation patterns are different in each depozone (DeCelles & Giles, 1996). Hence, at the basin scale, the sedimentary records are different. In the proximal depozone, the slope gradient, the tectonic activity and the sediment input from the adjacent orogenic wedge are more important than in the distal depozone.

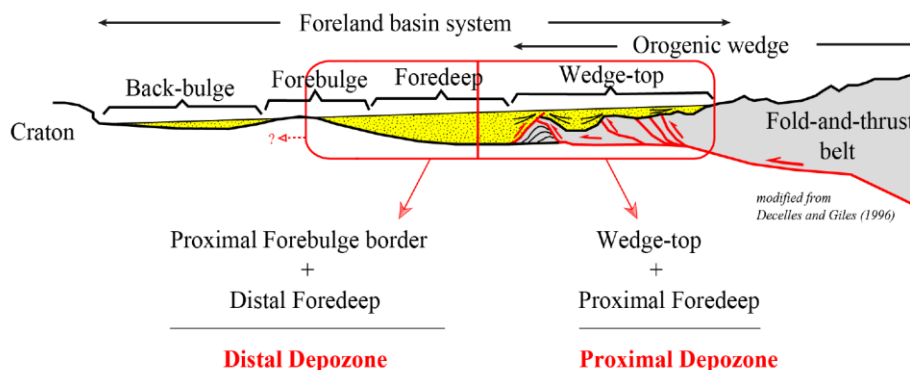


Figure 45: Foreland basin system zonation (modified from DeCelles & Giles, 1996).

8.2. The distal to proximal depozone transition

Foreland basin vertical sedimentary succession correspond to a transition from distal depozone to proximal depozone deposits, reflecting the progressive advance of the orogenic wedge towards the foreland basin. Along this sedimentary succession, an acceleration of subsidence is also recorded due to the migrating depocentre located in front of the adjacent thrust belt (DeCelles & Giles, 1996; Decelles, 2012). Thus, the transition from distal depozone deposits to proximal depozone deposits is associated with: (i) coarse-grained sedimentation due to the proximity to the orogeny; (ii) growth strata; and (iii) abnormally thick accumulation of sediments.

In this study, the sections show a shallowing upward succession through marine successions capped by gravel-rich fan delta deposits at the top of the sections (600 to 630 m of Loisieux section;

1015 to 1055 m of Grésy section; 985 to 1030 m of Forezan section; Figure 41B, D and F). This transition is associated with an abnormal great thickness of marine deposits below continental deposits (for example, S2, *ca* 800 m; Figure 41D and F; since S2 is only *ca* 200 m, *ca* 20 km towards west; Figure 41B). The appearance of coarse-grained continental deposits, without shifting back to open-marine sedimentation, suggests the final subaerial exposure of the coastal environment involved by the 'fold and thrust' belt advance (Heller *et al.*, 1988; DeCelles & Giles, 1996; Sinclair, 1997). In the La Roize section (Figure 41E), however, Gilbert deltas were observed overlying braided river deposits (Figure 46). Therefore, this succession involves both an abrupt steepening of the slope controlled by tectonic activity, and a coeval increase of seawater depth that may be eustatic-driven or flexural-driven, or both. All in all, the occurrence of thick units of coarse-grained deltaic deposits argues for the tectonically-controlled proximal depozone progradation towards the distal depozone (Figure 45), in response to the thrust belt advance.

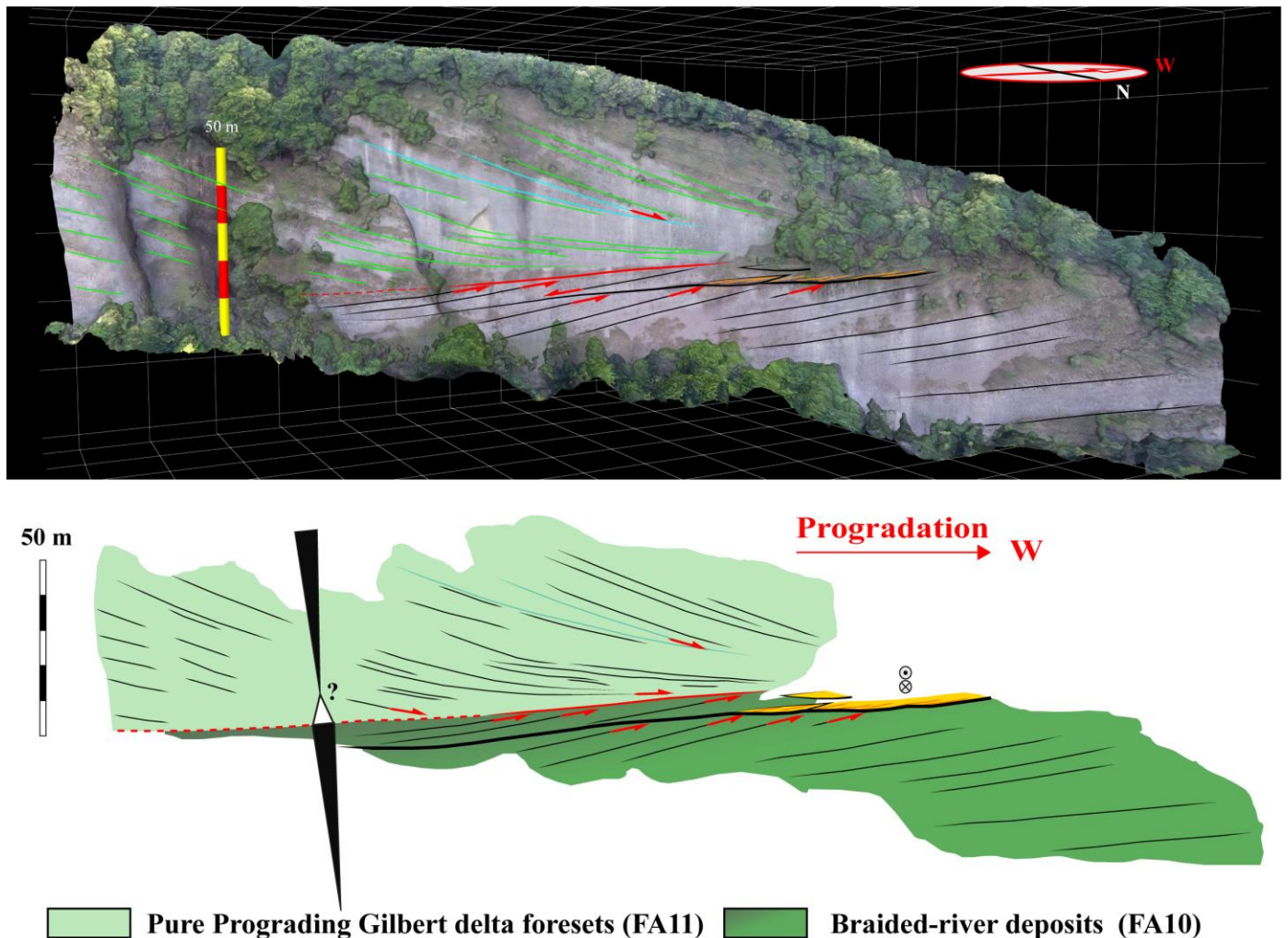


Figure 46: Prograding Gilbert delta foresets overlying braided river deposits in the proximal depozone (section 22, location in Figure 31), involving an abrupt steepening of the slope controlled by tectonic activity coeval increase of seawater depth (eustatic-driven or flexural-driven, or both of them).

The transgressions recorded at the base of S1, S2 and S3 coincide well with eustatic sea-level rises (Miller *et al.*, 2005; Figure 42). This is coherent because most of the Strontium dating information comes from marine shell samples collected from distal depozone deposits. In this area, flexural subsidence rates act on a longer timescale than eustatic sea-level variations (Van Wagoner, 1995). However, in the tectonically active proximal depozone, age control is usually very poor due to the rarity of marine shells, thus making the origin of RSL changes difficult to assess.

8.3.Repetitive changes of depositional models during a third-order sequences and possible forcing mechanisms

Changes of primary depositional models are repetitively observed along the log sections (Figure 41). Once compared to the third-order relative sea-level changes, a similar and recurrent pattern was highlighted for the two depozones (Figure 47).

During the earliest stage of the transgression, in the distal depozone, the co-existence of either tide-dominated or wave-dominated environments suggests a complex transgression controlled by topographic inheritance. The narrow seaway configuration favours flow constriction, and thus tidal amplification (Reynaud & Dalrymple, 2012; Longhitano *et al.*, 2014). Furthermore, the irregular coastline morphology, in which the transgression occurred (Figure 44), probably amplified even more tidal currents due to the local flow constriction effect in palaeotopographical lows (for example, tidal dunes from 0 to 20 m in the Chailles Est section, locality 16, Figure 41C; photographs of tidal dunes from locality 14 in Figure 36C, D and F; palaeo-landscape shown in Figure 44B and D). Along the shorelines and on the palaeo-highs, however, wave action can be dominant over tide, and wave-dominated, tide-modulated, environments commonly developed (for example, beach deposits from 0 to 22 m in the Loisieux section in Figure 41B; photographs in Figure 32C; palaeo-landscape shown in Figure 44B and D as locality 13). During the continuing transgression, the tidal influence decreases and waves become predominant (Figure 47), as inferred from wave-dominated or mixed wave-tide sedimentary environments. By contrast, in the proximal depozone, close to the orogenic front and at river mouths, river-dominated coastlines with Gilbert deltas built up in response to rising sea levels or tectonically-driven increases in slope gradient (190 to 240 m of La Roize section, Figure 41E, photographs in Figure 40A and Figure 46).

During the earliest stage of the regression (Figure 47) in the distal depozone, mixed wave-tide depositional environments (WT) prevailed (for example, 740 to 770 m of Forezan section, Figure 41F, pictures in Figure 34A to H). Indeed, during high sea levels, the width of the seaway is important, involving sufficient fetch for a sustained wave influence and making tidal amplification by flow constriction less important. The wave action thus prevailed over tide action. Indeed, the smoothing of the coastline rugosity (due to infilling transgressive deposits) may have reduced tide amplification by local flow constriction (incised valleys) or diffraction, and correlatively enhanced wave action.

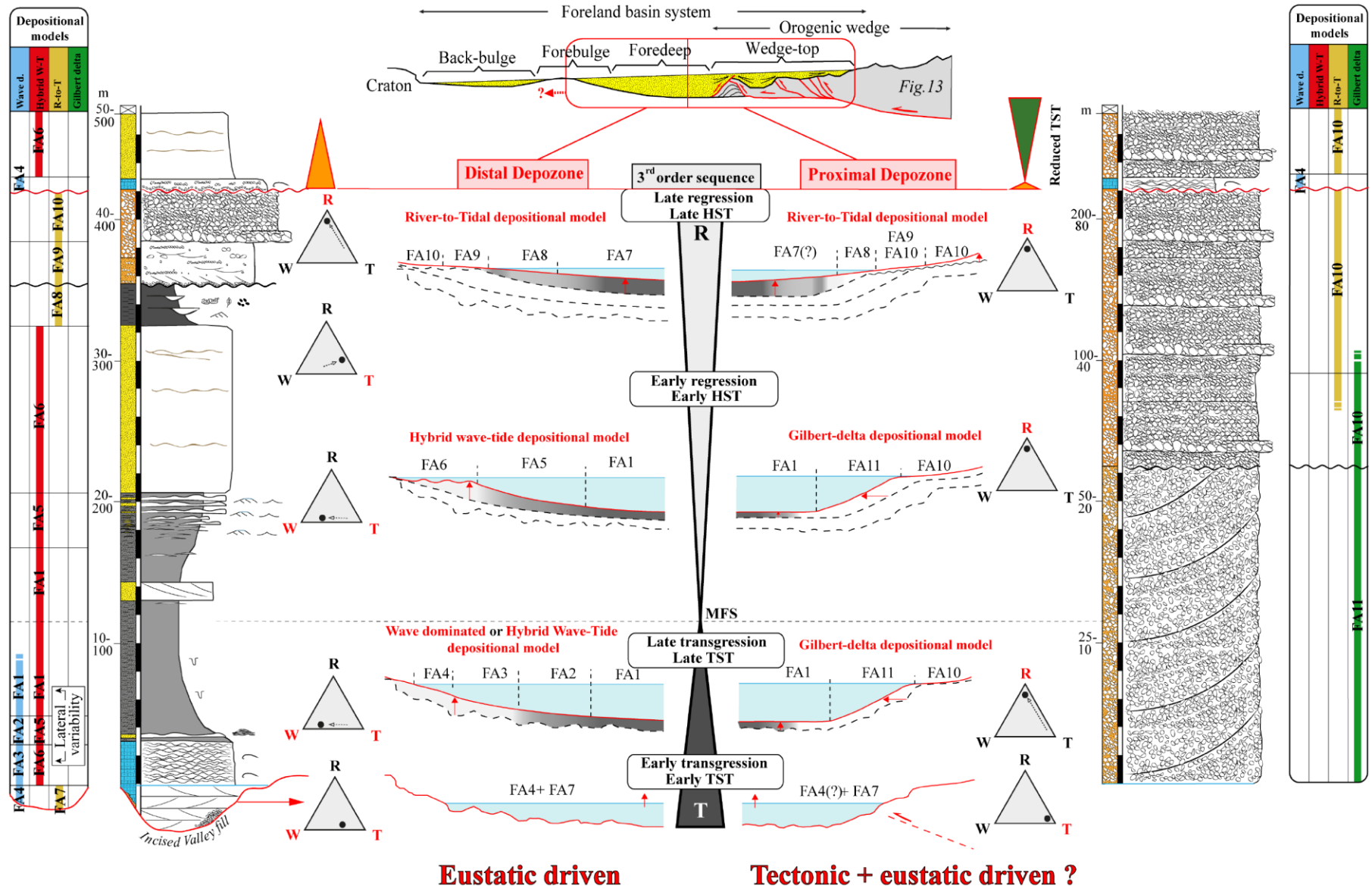


Figure 47: Model of a vertical sedimentary succession during a third-order sequence in the distal depozone and its proximal depozone relative, with emphasis on the predominant hydrodynamic processes occurring during the transgressive and regressive system tracts. Legend as in Figure 41A.

During the latest stage of the regression, the prevalence of mixed river-tide sedimentary environments suggests that the seaway progressively became narrower and shallower. Wave action then decreased while tidal amplification increased, and rivers prograded towards the basin. At this stage, the proximal depozone is characterised first by the progradation of Gilbert delta clinofolds, before flat-lying fan delta deposits occurred and capped sedimentary successions (Figure 46, Figure 47).

8.4. Common sedimentary patterns in foreland basins

In the present study, changes of depositional environments were identified along third-order RSL changes (Figure 47). This section aims to integrate the results of this study with other well-documented foreland basin overfilled phases (Figure 48): the RPMB (Rhodano-Provençal Molassic Basin, Alpine peripheral foreland basin; location in Figure 31); the EB (Ebron Basin, Pyrenean peripheral foreland basin); and the WISNA (Western Interior Seaway of North America, Laramide retro-arc foreland basin).

In the distal depozone, during the initial stage of the transgression, tides are always dominant in incised valleys because of local flow constriction. Later in the transgression, a large panel of wave to tide-dominated facies was described (Figure 48). This is most likely the result of the basin configuration allowing tidal amplification by flow constriction (narrow seaway) and wave development (wide seaway). The influence of the local coastal morphology is also currently involved. Generally, the maximum water depth remains shallow (<100 m) in the basin. At the beginning of the regressions, shorelines in the distal depozone are mostly wave-dominated (W), sometimes wave-dominated and tide-modulated, such as in the present study (Figure 48).

In the proximal depozone (Figure 48), sedimentary sequences are characterized by both the aggradation and progradation of alluvial to deltaic deposits. In this tectonically active configuration, the identification of RSL changes is complex, especially when sequences are exclusively non-marine. In the EB peripheral foreland basin, the RSL changes were clearly tectonically-driven (Burns *et al.*, 1997; López-Blanco *et al.*, 2000). It is also concurrent with the results of this study that associate gravel-rich fan-delta progradation with the fold and thrust belt advance. Instead, in the WISNA retro-arc foreland basin, the third-order, fourth-order and fifth-order sequences were likely eustatically-driven (Schwans, 1995; Van Wagoner, 1995). This agrees well with the sequence stratigraphic pattern of foreland ramp-type basins proposed by Posamentier & Allen (1993a; b). This difference might be the result of different geodynamical settings (in retro-arc foreland basins, the entire flexural profile is tilted due to the far field dynamic loading transmitted to the lithosphere by viscous coupling between the subducting oceanic slab and the mantle wedge; Decelles, 2012), or by complex interactions between allocyclic and autocyclic processes involved in such a tectonically active and subsiding internal area.

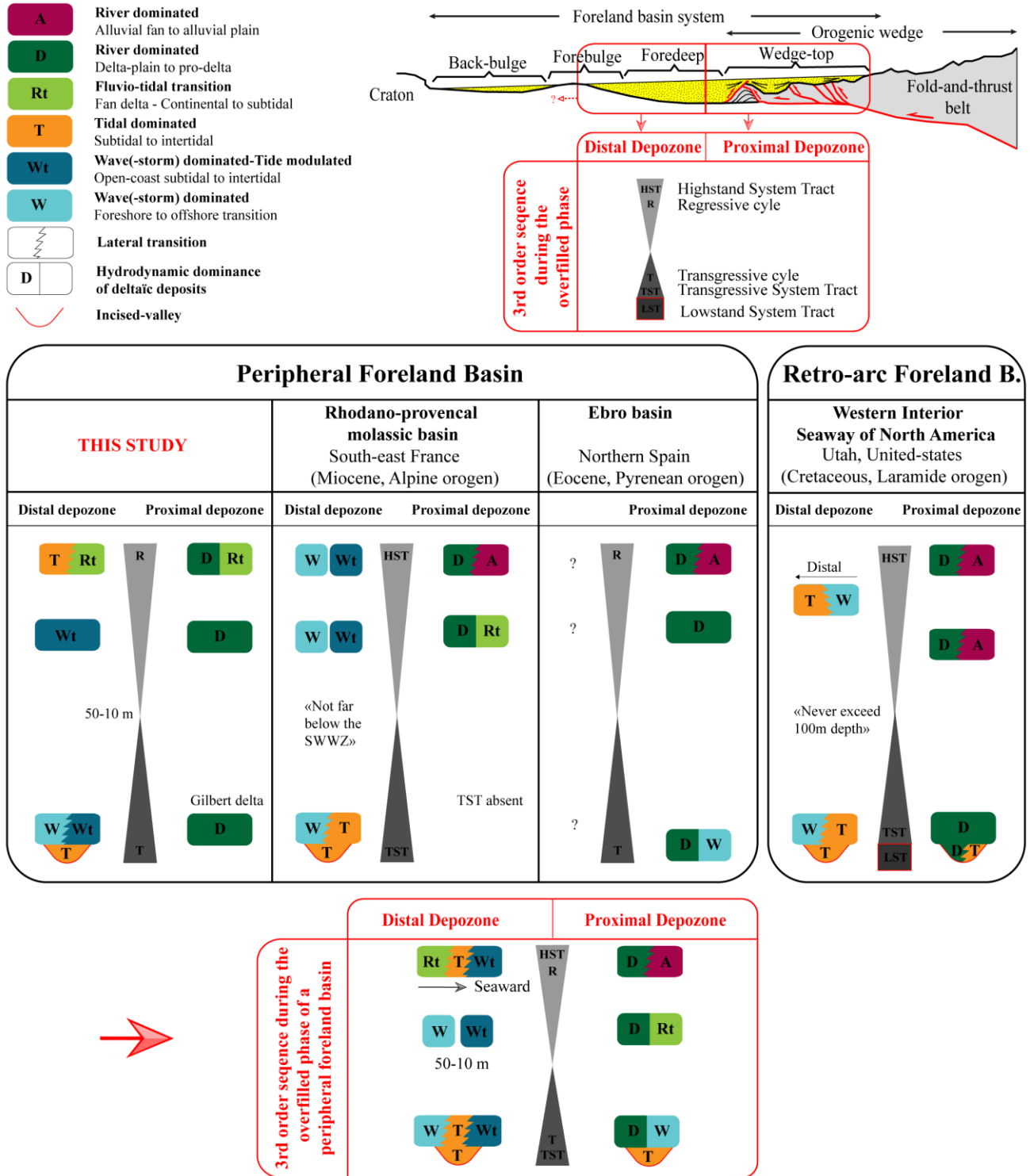


Figure 48: Model dealing with the evolution of sedimentary processes changes during third-order infill sequences (of the overfilled phase) in peripheral foreland basins. These results are compared with the Rhodano-Provençal Molassic Basin (south-east France; Demarcq, 1962; Rubino et al., 1990; Crumeyrolle et al., 1991; Besson et al., 2002, 2005; James et al., 2014), the Ebro Basin (northern Spain; Anadón et al., 1986; Burns et al., 1997; López-Blanco et al., 2000; Cabello et al., 2010) and the Western Interior Seaway of North America or WISNA (Utah, United States; Plink-Björklund et al., 2008; Plink-Björklund, 2012; Steel et al., 2012; Schwans, 1995; Van Wagoner, 1995; Yoshida et al., 2007).

9. CONCLUSION

The studied Early Miocene deposits of the subalpine massifs and southern Jura region (France) correspond to sedimentary successions belonging to the overfilled phase of a peripheral foreland basin. A thorough facies sedimentology study model was conducted and enabled to decipher 11 facies associations, which were grouped into four depositional models: wave-dominated, mixed wave-tide, river to tidal and river-dominated Gilbert-delta environments. This study further provides, for the first time in the study area, undisputable evidence of mixed-energy environments through a detailed analysis of sedimentary structures (i.e. combined wave-flow ripples and/or ridges and runnels).

Most of the 35 sedimentological sections analysed here were dated using chemostratigraphy (i.e. Strontium dating). Three third-order sequences were identified (S1, S2 and S3) between the Upper Aquitanian and the Langhian, revealing prominent and recurrent changes of depositional models. Using such results, a model tackling the evolution of process changes within third-order sequences of foreland basins is proposed, thereby improving sequence stratigraphic predictions in foreland basins. This model is then compared with overfilled phase successions from other foreland basins worldwide.

One of the main issues to be tackled in forthcoming studies concerns relative sea-level (RSL) change correlations between the proximal depozone and the distal depozone. In the distal depozone, RSL changes are often most likely eustatically-driven. However, in the tectonically active uplifted proximal depozone, RSL changes are clearly tectonically triggered. Hence the development of better dating constraints on sedimentary deposits from proximal depozone (dominated by non-marine deposits) is mandatory for a detailed understanding of the dynamic relationships between tectonics and sedimentation in foreland basins.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank TOTAL (CSTJF- Pau, France) for the financing of this PhD study. We would like to thank Frederic Quillévéré, Daniel Michoux and Frederic Ricciardi for biostratigraphic additional data and Davide Olivero for the identification of ichnofossils. We are also grateful to Andrea-Lopez Vega, Thomas Pichancourt, Astrid Jonet, Romain Grime, Antoine Mercier, Alessandro Menini, Thomas & Pierre Courier, Daniel Fournier, Ludovic Mocochain, Sidonie Revillon, Hugues Fenies, Jonathan Pelletier, Philippe Durringer, Xavier Du-Bernard, Jean-Pierre Girard and Francois Lafont for their precious help in the field and/or for fruitful discussions. We are also very grateful to reviewers Jean-Yves Reynaud and Valentina Rossi for their constructive and helpful comments that helped to improve the manuscript.

CHAPITRE 5 : Structure des massifs subalpins et du Jura méridional, proposition d'un schéma structural.

Nous avons vu au cours du chapitre précédent que les dépôts en contexte de bassin d'avant-pays peuvent être fortement influencés par la tectonique. Aux abords des zones de chevauchement actifs (« *proximal depozone* »), les séquences de dépôts répondent à une interaction complexe entre apports sédimentaires, subsidence tectonique et variations eustatiques. Identifier ces séquences de dépôts en « *proximal depozone* » revient donc à caractériser l'activité du chevauchement. Ainsi, avant d'aborder le chapitre 6 où l'on tâchera de déterminer la distribution spatio-temporelle des séquences de dépôts, il est important de contraindre le cadre structural de la zone d'étude.

1. Introduction

A l'échelle des Alpes, la zone d'étude se situe en position externe, au niveau du Jura et des chaînes subalpines, zone où le raccourcissement est *a priori* plus récent que dans la zone interne. Les raccourcissements sont de l'ordre de 20-30km pour le Vercors-Chartreuse (Mugnier *et al.*, 1987a; Gratier *et al.*, 1989; Philippe *et al.*, 1996; Bellahsen *et al.*, 2014), et peut atteindre 46km au Nord de la zone d'étude, entre Belledonne et le Jura (Bellahsen *et al.*, 2014), mais plusieurs questions de premier ordre restent posées :

- **Quel est l'âge du début de la déformation alpine ?** Est-il tardi-Miocène comme le proposent la majorité des auteurs (5-10Ma : e.g. ; Debelmas & Lemoine, 1970; Lamiriaux, 1977; Butler, 1992b ; Gidon sur le site web www.geol-alp.com) ou Miocène inférieur (16-18Ma : Beck *et al.*, 1997 ; Hubert, 1975 ; Deville *et al.* 1994) ? Ou la déformation est-t-elle polyphasée ?

- **Quelle était la géométrie avant le raccourcissement alpin ?** En d'autres termes quel est l'héritage structural ? Comment cet héritage a-t-il influencé les déformations alpines ? D'anciennes failles normales sont-elles réactivées pour jouer le rôle de rampe le long des chevauchements subalpins ?

- **Quelle est la géométrie des chevauchements et où s'enracinent-ils ?** La totalité des chevauchements des massifs sub-alpins s'enracinent-ils tous sur le chevauchement de Belledonne en profondeur sous les massifs sub-alpins, comme la grande majorité des auteurs le proposent (Mugnier *et al.*, 1987a; b; Philippe, 1995; Philippe *et al.*, 1996, 1998). N'existe-il pas des accidents précoces hérités des premières phases alpines comme on peut le voir particulièrement dans les Bauges et les Bornes à travers la klippe de Sulens (Caron *et al.*, 1967)?

Cette analyse structurale s'attachera donc à définir les accidents majeurs de la zone d'étude ainsi que l'héritage structural précédent la sédimentation.

2. Méthodologie :

L'étude structurale a été menée en s'appuyant sur des données de terrain et l'analyse des données du sous-sol (profils sismiques et puits). La figure ci-dessous localise l'ensemble de ces données, ainsi que les figures présentées tout au long de ce sous-chapitre. L'annexe 1 synthétise l'ensemble des données de puits.

En résumé, ce travail se subdivise en 5 étapes :

1) *Identification des structures (plis et failles) :*

Ce travail a été mené en s'appuyant sur : (i) des données de terrain : les stations visitées sont présentées en Figure 49. Les zones qui semblaient être les plus importantes ont été privilégiées. L'analyse des structures a été menée à travers l'observation de panoramas, la mesure de pendages structuraux, et entre différentes stations si nécessaires. Un vol en avion (1h30) a également été réalisé pour survoler le Vercors et la Chartreuse, avec un intérêt particulier pour les bordures orientales des 2 massifs. L'ensemble de ces points rendent possible la construction de coupes

structurales locales; **(ii)** les cartes géologiques au 1/50 000 (BRGM) et des coupes structurales publiées, ont été réexaminées pour rester au plus proche des données; **(iii)** l'analyse des données de sous-sol, avec notamment, un réexamen des profils sismiques qui pénètrent partiellement le front des chaînes subalpines : le long du Vercors et de la Chartreuse pour les profils sismiques 91CHA1-2, 91VER01, 82SE01-91VER02 (tirées par IFP-CGG en 1991, interprétées par Deville et al. (1992) dans un rapport non public. Les lignes ont toutefois été publiées récemment par Deville, 2020) et le long des Bauges et des Bornes pour les profils sismiques 88SV01, 88SV02-HR528, 88SV03, 88SV05, 88SV06, 88SV07-HR535 (Deville *et al.*, 1992; les profils HR ont été tirés par Ray pour ESSO en 1967 ; les profils 88SV ont été tirés par ESSO-REP en 1988; accessible au BRGM). Les zones où nous n'avons pas réalisé de nouvelles observations de terrain sont : (a) le Jura et la zone de transition reliant le Jura à la Chartreuse où les travaux de Philippe (1995), Philippe *et al.* (1996), ont été importants ; (b) Les Bauges, les Bornes et la Chartreuse orientale où nous nous sommes principalement appuyées sur les coupes structurales disponibles dans les notices de cartes géologiques (1/50 000, BRGM), la synthèse de Pfiffner (2014), et les abondantes observations ponctuelles et propositions de coupes structurales locales disponibles sur le site web de M. Gidon (www.geol.alp.com), et sur la littérature disponible (Mugnier *et al.*, 1987a; Butler, 1989, 1992a; b; Butler & Bowler, 1995; Bellahsen *et al.*, 2014), notamment les travaux sur les massifs subalpins menées/dirigées par E.Deville: Deville et al. (1992), Philippe (1995), Philippe et al. (1996, 1998), Beck et al. (1998), Deville et Sassi (2006).

2) **Classification de l'importance des failles et de leur connections** : le travail ci-dessous a abouti à la définition de zones de failles majeures chevauchantes (rejet ~ 1-10 km) auxquelles sont associées des chevauchements secondaires (rejet ~ 0.1-1 km), des chevauchements mineurs (rejet ~ <0.1 km) et des rétros-chevauchements. C'est pourquoi, tout au long de ce chapitre, nous parlerons de 5 zones de failles (**ZF**). Des grandes familles de décrochements ont également été observées.

3) **Visualisation de la continuité des structures en carte et en 3D** : à partir de l'outil 3D Google Earth permettant de draper les cartes géologiques du BRGM au 1/50 000 sur la topographie, il a été possible de poursuivre les structures dans l'espace. Ceci a été particulièrement décisif puisqu'il permet de visualiser beaucoup plus facilement les variations altitudinales des structures. L'outil QGIS a également été utilisé pour établir un SIG des mesures structurales. Cet outil a également été utilisé pour dessiner les coupes structurales locales en projetant des mesures structurales selon l'axe orthogonal au trait de coupe. Le système de coordonnées utilisé est le système WGS1984.

4) **Proposition de chronologie relative et absolue de fonctionnement des différents accidents à partir d'arguments structuraux** : les arguments structuraux correspondent à la mise en évidence de différentes phases tectoniques à partir de la chronologie de mise en place des structures visibles sur carte (décalage d'une structure par une autre par exemple).

5) **Choix d'une colonne stratigraphique** : pour cette étude structurale, une colonne stratigraphique cohérente à l'échelle de toute la zone d'étude est proposée. Les choix des subdivisions permettent de répondre aux besoins de l'étude. Un travail d'harmonisation des cartes géologiques a donc été nécessaire (Annexe 1). Riches en informations, les notices de cartes géologiques nous ont également permis d'avoir une première idée des variations latérales d'épaisseur et fournissent de

précieuses informations sur les positions probables des niveaux de décollement (synthèse en Annexe 2 ; ou voir légende Figure 50).

Pour le Paléozoïque, la subdivision permet de séparer les roches cristallines des roches sédimentaires. Pour le Mésozoïque, les subdivisions reposent sur les variations lithologiques : les unités compétentes calcaires sont distinguées des unités marneuses qui sont de potentiels niveaux de décollement. En ce qui concerne le Cénozoïque, pour une meilleure intégration de la déformation alpine, il a fait l'objet d'une division tectono-stratigraphique. Les lithologies de ces étages sont très variables car dominées par le détritisme (sablo-marneux-conglomératique). Il est important de préciser qu'il s'agit d'une série stratigraphique synthétique. Les unités peuvent varier localement de faciès. Les noms entre crochets correspondent aux anciennes appellations qui sont utilisés dans les notices de cartes géologiques :

Paléozoïque (2) : Socle indifférencié (Précambrien à Carbonifère inférieur) constitué de roches cristallophylliennes (gneiss, micaschistes, amphibolites principalement) et de roches plutoniques (granites principalement). Sur la carte, les couleurs varient en fonction des grands domaines structuraux (Belledonne interne et le Pelvoux, Belledonne externe, le Massif central). La seconde unité du Paléozoïque correspond au Permo-carbonifère sédimentaire (~Carbonifère supérieur [Houiller] et Permien) constitué de conglomérats, grès, schistes et charbons plus ou moins déformés et métamorphisés.

Trias (1) : Grès et évaporites (Trias indifférencié)

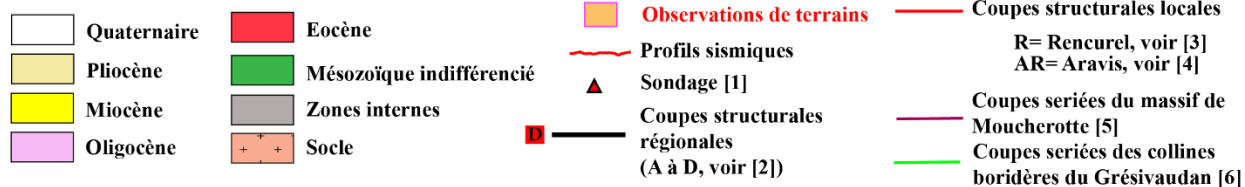
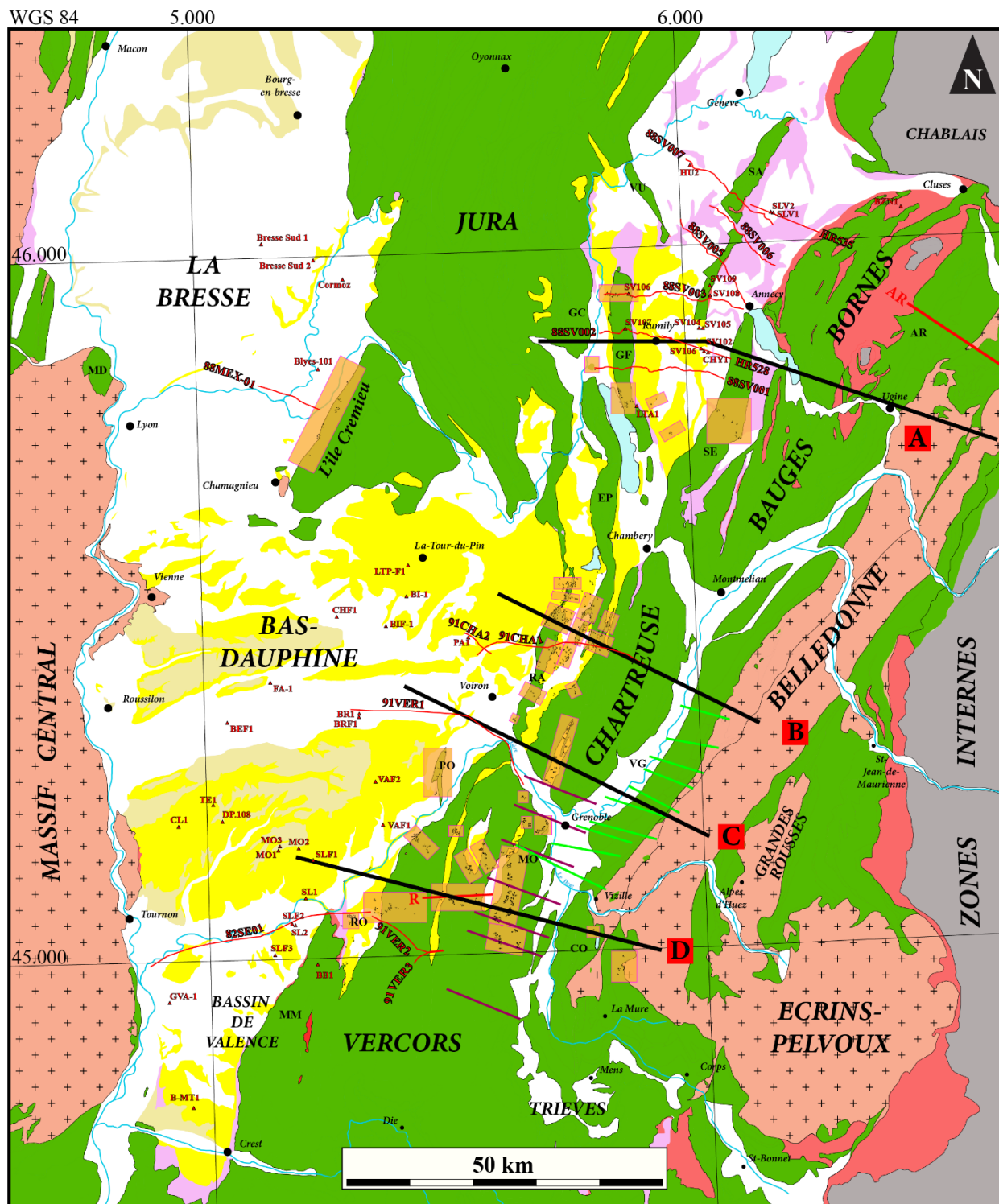
Jurassique (5) : Lias calcaire (~Hettangien au Pliensbachien inférieur [Carixien]), Lias marneux (~Pliensbachien supérieur [Domérien] à Aalénien), Dogger calcaire (~Bajocien à Bathonien), Jurassique marneux (~Callovien à Oxfordien inférieur), Jurassique calcaire (~Oxfordien supérieur au Tithonien)

Crétacé (3) : Crétacé inférieur marneux (Berriasien au Barrémien), « Urgonien » calcaire (Barrémien-Aptien), Crétacé moyen/supérieur calcaire (Albien jusqu'à la fin du Crétacé).

Paléogène (2) : Eocène (Yprésien à Priabonien), Oligocène (Rupélien à Chattien. Attention : nous assignons également à ce niveau le premier étage du Miocène : l'Aquitaniens continental, qui précède la transgression marine de l'Aquitaniens terminal. Voir chapitre précédent.)

Néogène (2) : Miocène inférieur marin et Miocène supérieur continental (Aquitaniens terminal à Tortonien), Pliocène marin-continental argilo-conglomératique (Zancléen à Géliasien).

Figure 49: Situation des données utilisées/présentés au cours du chapitre structural : Les données de puits, les profils sismiques, les coupes structurales présentées et coupes régionales. [1] = Récapitulatif des sondages en Annexe 3 ; [2] = Coupes régionales présentées en Figure 69 ; [3] = Coupe de Rencurel présentée en Figure 57 , [4] = Coupe structurale de la bordure orientale des Aravis présentée en Figure 56 ; [5] = Coupes sériées du massif de Moucherotte et du Sud-est de la Chartreuse présentées en Figure 53 ; [6] = Coupes sériées des collines bordières du Grésivaudan présentées en Figure 55. Les points noirs inclus dans les cadres en orange correspondent aux données de terrain.



3. Définition des accidents majeurs affectant les chaînes subalpines.

3.1. Préambule

La méthodologie décrite plus haut nous a amené à définir cinq zones de failles majeures qui seront détaillées par la suite de ce chapitre pour conclure sur un schéma structural d'ensemble de la zone et 4 coupes générales.

3.2. La zone de faille n°1 (ZF1) : « le chevauchement subalpin principal »

3.2.1. « Le chevauchement subalpin principal » en Chartreuse

Au cœur du massif de Chartreuse, la ZF1 a été individualisée par de nombreux auteurs sous différentes appellations. Il s'agit de : **(i)** la « CCTZ (*Central Chartreuse thrust zone*) » de Butler & Bowler (1995) ; **(ii)** le « chevauchement subalpin principal » et « ϕ or » (or, abréviation de « oriental ») dans la feuille de Grenoble (748 ; Gidon & Arnaud, 1978; Gidon *et al.*, 1978) ; **(iii)** le « Chevauchement de la Chartreuse orientale (CCO) » de Gidon (1995) ; **(iv)** le « Subalpine front » de Deville & Chauvière (2000), **(v)** le « Chartreuse orientale thrust » de (Philippe *et al.*, 1998). Si cet accident fait l'unanimité, c'est parce qu'il marque une transition structurale majeure puisqu'il met en contact des terrains mésozoïques (Crétacé inférieur à Jurassique supérieur) sur des terrains plus jeunes (Tertiaire et Crétacé supérieur) (Figure 50). Les coupes structurales proposées dans la littérature proposent des rejets importants pouvant aller jusqu'à 10 km (Deville & Chauvière, 2000).

Au Sud de la Chartreuse, cet accident fait chevaucher le Mésozoïque sur le Miocène (synclinal du Néron (NE) à cœur d'Urgonien chevauchant le synclinal Miocène de Proveyzieux (PR), Figure 50). Il peut être suivi vers le Nord jusqu'à Chambéry bien qu'affecté par des décrochements dextres NE-SW ayant des rejets de l'ordre de 10^2 à 10^3 m (Figure 50).

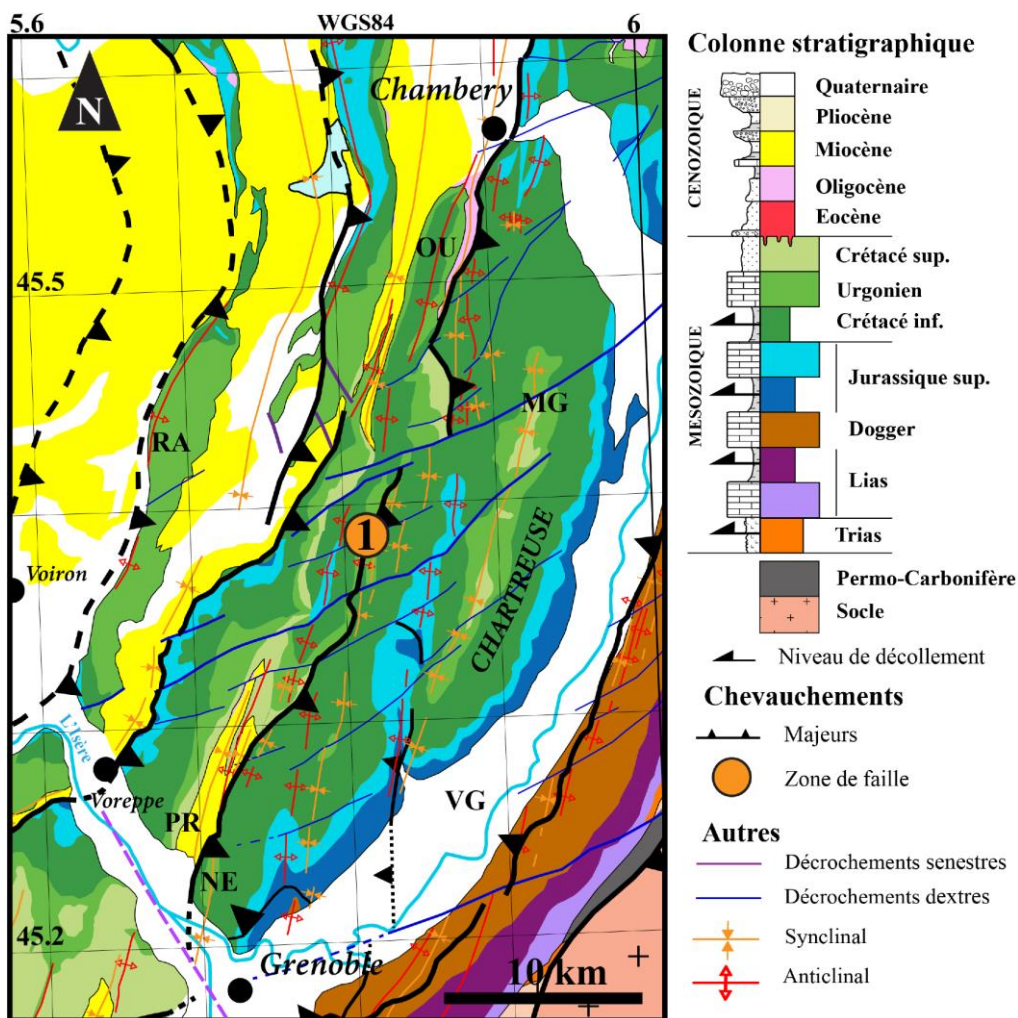
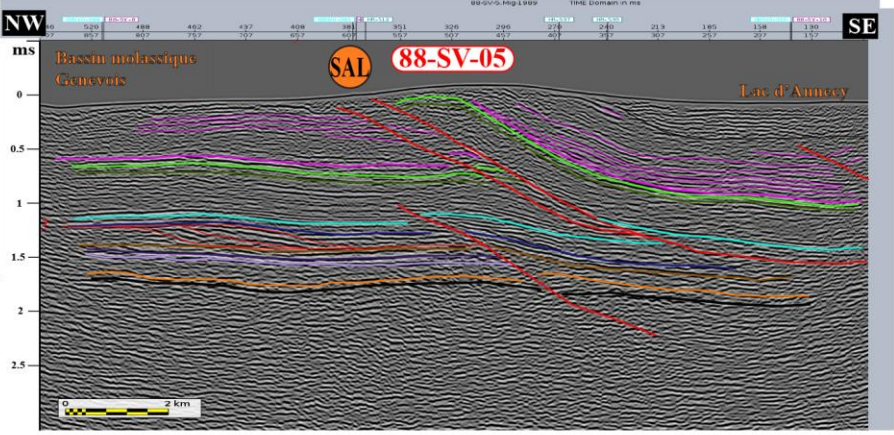
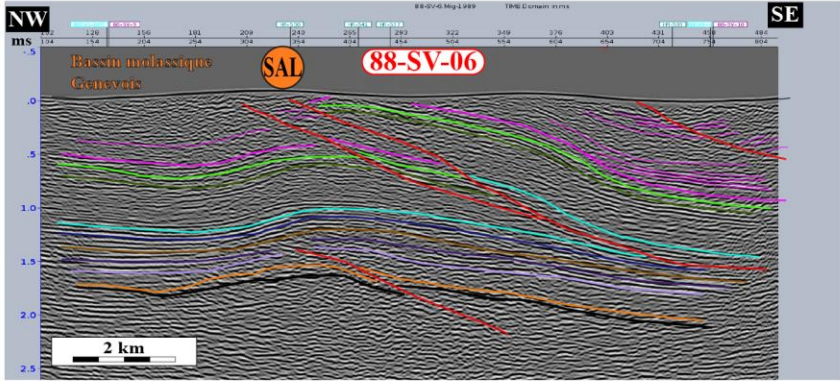
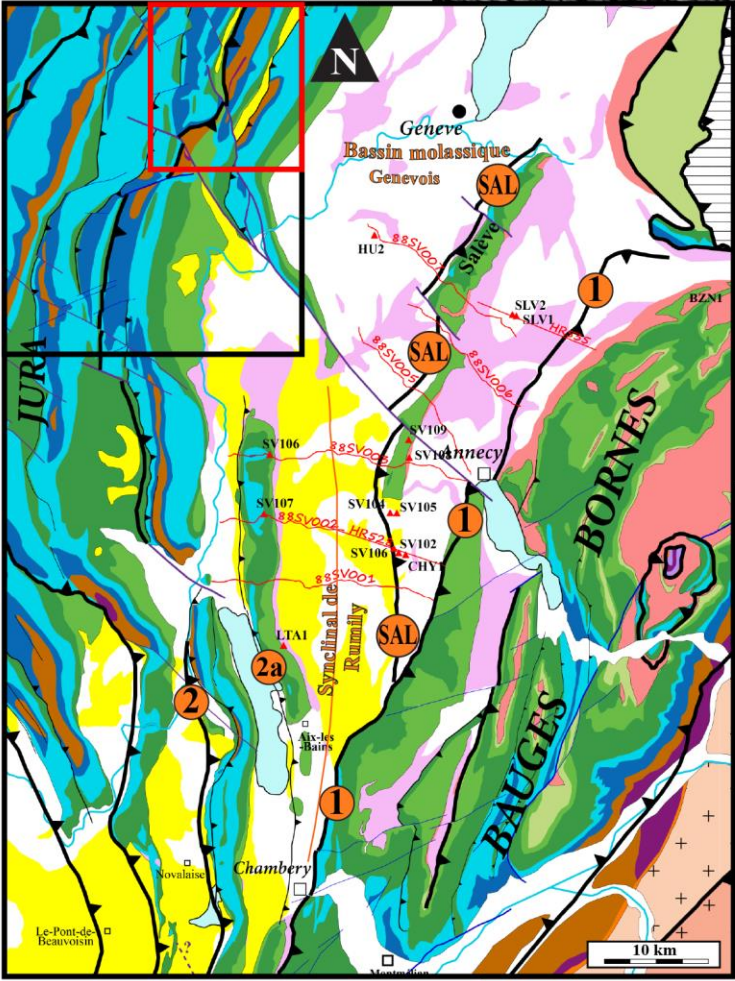
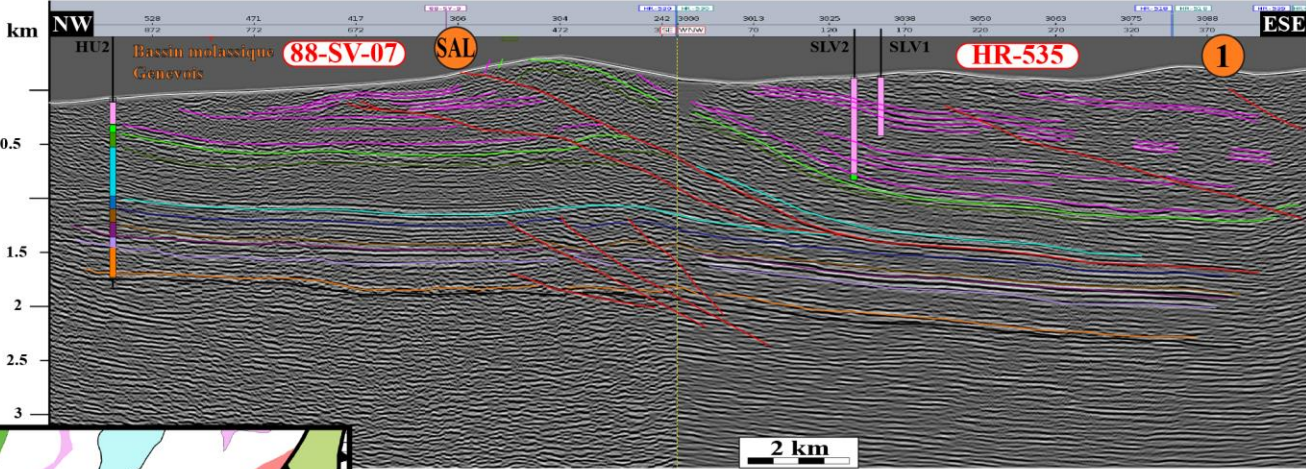
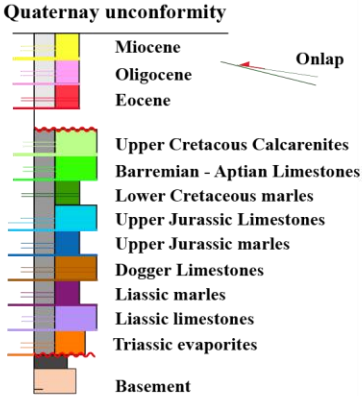


Figure 50: La ZF1 en Chartreuse. MG = Mont Garnier; NE = Néron ; PR= Synclinal de Proveyzieux; RA = Chaînon du Ratz; OU= Outherans; VG = Vallée du Grésivaudan;

3.2.2. Prolongation du Chevauchement Subalpin Principal (ZF1) au Nord de la Chartreuse

Vers le Nord, le Mésozoïque chevauchant toujours sur le Cénozoïque témoigne de la prolongation de la ZF1. Les barres urgoniennes surplombant les synclinaux miocènes au front des massifs des Bauges et des Bornes sont très bien marquées dans le paysage. Il s'agit de l'accident ΦB (chevauchement frontal des Bauges) de Gidon (1999). Cartographiquement, cet accident se prolonge au front des Bauges puis des Bornes (ZF1, Figure 51) sur lequel semble se brancher un chevauchement qui marque le front du Salève plus à l'Ouest (SAL, Figure 51).

Dans la mesure où les profils sismiques ne permettent pas de visualiser la relation entre la ZF1 et la faille SAL, deux hypothèses sont possibles : (i) la ZF1 et la faille SAL se branchent en profondeur comme proposé par Deville et Sassi (2006) et Beck et al. (1998) ; (ii) la ZF1 et la faille SAL correspondent à deux accidents distincts comme proposé par Guellec et al. (1990) et Doudoux et al. (1982).



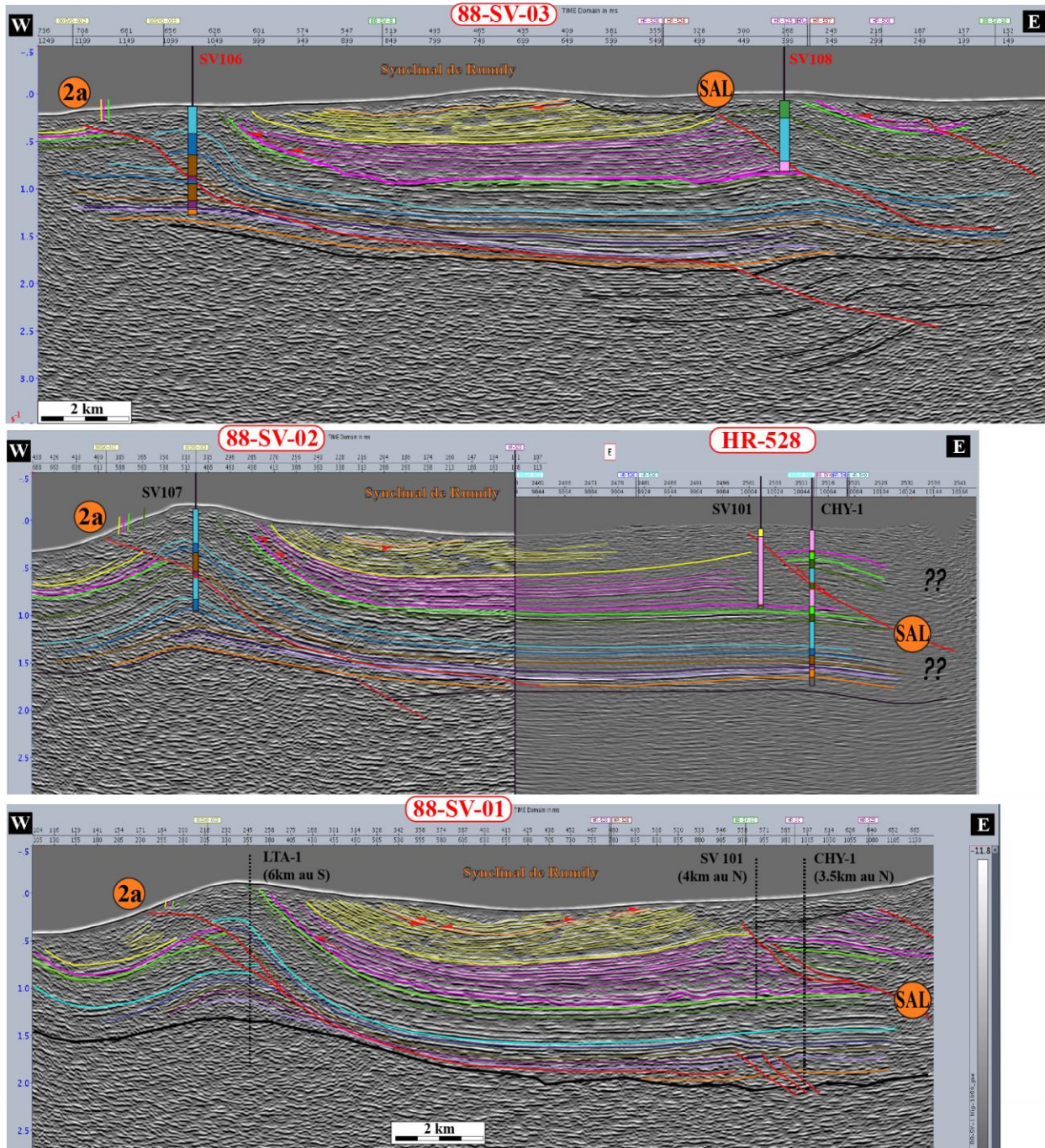


Figure 51: Profils sismiques du synclinal de Rumilly et du bassin molassique genevois. Du Sud au Nord : 88SV01, 88SV02-HR528, 88SV03, 88SV05, 88SV06, 88SV07-HR535. Interprétations des lignes sismiques à l'aide des données de surface et des données de puits : SV101, SV106, SV107, SV108, LTA-1, CHY-1, SLV-1, SLV-2, HU2 (voir Annexe 4, Annexe 5, Annexe 6, Annexe 7, Annexe 8, Annexe 9).

3.2.3. Prolongation du Chevauchement Subalpin Principal (ZF1) dans le Vercors, au Sud de la clue de l'Isère :

Le prolongement du chevauchement principal (ZF1) entre la Chartreuse et le Vercors pose problème malgré la faible distance qui sépare les deux massifs (3.5km, clue de l'Isère). En effet, la prolongation axiale des structures d'une rive à l'autre n'est pas simple et a d'ailleurs donné lieu à des interprétations contradictoires (Gidon, 1995a).

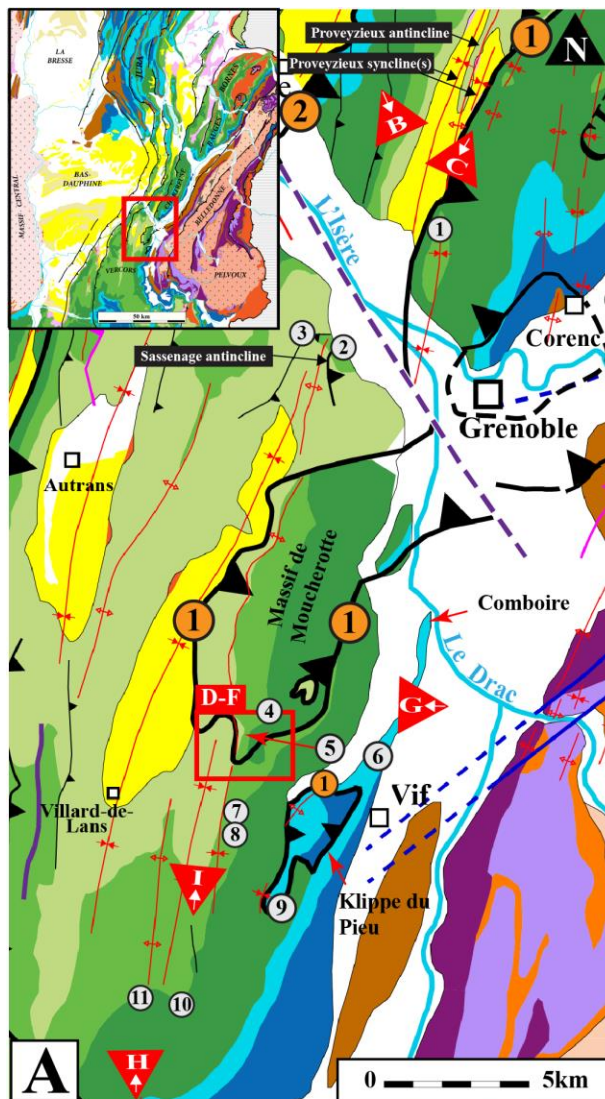
Le raccord Vercors-Chartreuse

Ainsi, en bordure Nord-Est du Vercors, deux prolongations du chevauchement au pied du Néron sont possibles : **(i)** le chevauchement à l'Ouest du pli de Sassenage ; **(ii)** le chevauchement au pied du massif de Moucherotte. C'est la seconde hypothèse qui a été retenue. En Chartreuse, nous avons vu que la ZF1 correspond à l'accident qui fait chevaucher le synclinal du Néron au-dessus du synclinal de Proveyzieux à cœur de Miocène (Figure 52A, B). Ce dernier correspond en fait à deux synclinaux séparés par une charnière anticlinale très pincée – l'anticlinal de Proveyzieux (Figure 52A ; Figure 53A). Le Miocène est présent de part et d'autre de cet anticlinal. Nous proposons que cette charnière corresponde de l'autre côté de la clue de l'Isère à l'anticlinal de Sassenage (Figure 52A, C ; Figure 53B). Ce dernier n'a pas le même style que l'anticlinal de Proveyzieux : il est déversé vers l'Ouest et est recoupé par une faille chevauchante au niveau de la charnière avec un décalage de l'ordre de 250m. Cependant plusieurs points confortent l'hypothèse : **(i)** l'anticlinal de Sassenage est dans une position basse en altitude ce qui suggère un raccord sous le chevauchement du Néron; **(ii)** du Miocène est posé sur l'anticlinal, comme pour l'anticlinal de Proveyzieux ; **(iii)** la continuité des structures (chevauchements et flancs de plis) est claire de part et d'autre de la clue depuis le chevauchement de Voreppe au Nord-ouest jusqu'au flanc ouest du synclinal de Proveyzieux et impose de faire correspondre l'anticlinal de Sassenage à celui de Proveyzieux . La ZF1 passe donc au-dessus du pli de Sassenage (Figure 53). Le scénario choisi, suggère l'existence d'un décrochement dextre NW-SE le long de la clue de l'Isère qui décalerait la ZF1 mais pas le chevauchement de Voreppe (Figure 53).

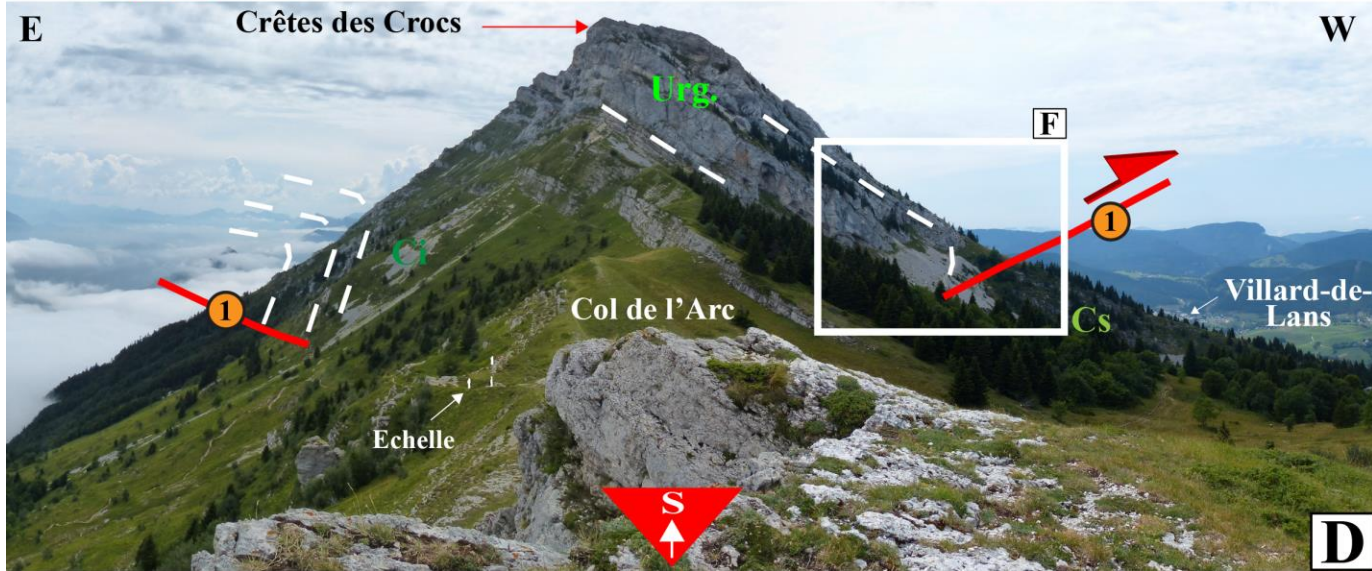
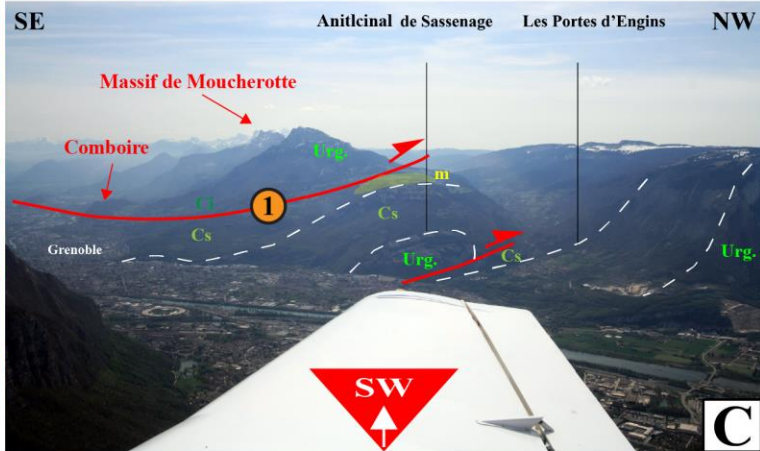
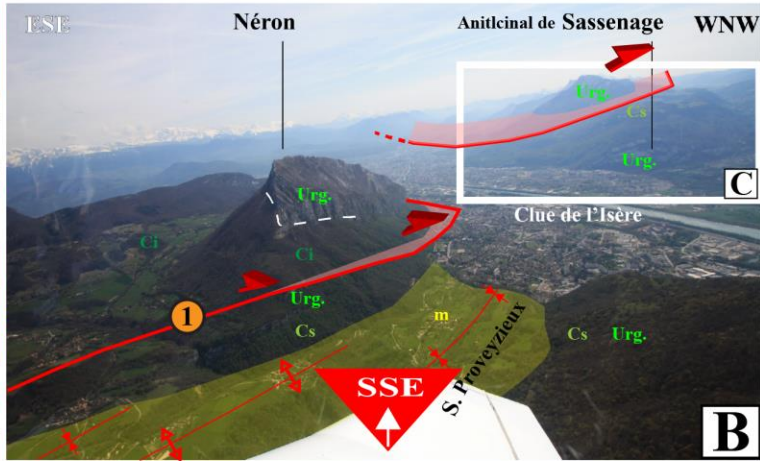
Les klippes de Moucherotte et du Pieu

Dans le Vercors les klippes du Pieu et du massif de Moucherotte animent les débats entre géologues alpins depuis plusieurs décennies (Gignoux & Moret, 1952; Debelmas, 1953, 1966; Gidon, 1981). Si la présence d'une faille majeure qui induit un redoublement du Jurassique supérieur et du Crétacé ne fait plus doute, les interprétations structurales diffèrent sur la géométrie dans l'espace de ces accidents. Nos observations sont synthétisées sur la Figure 52 et nos interprétations sont sur la Figure 53.

Figure 52: Photos de terrain et d'avion de l'évolution de la Zone de faille n°1 (ZF1) entre le Vercors septentrional et la Chartreuse méridionale. M= Miocène ; Csup= Crétacé supérieur ; Ci= Crétacé inférieur ; Urg= Urgonien. Sur les photos : stratification en pointillés blancs et failles chevauchantes en rouge; (A) Situations géographique et géologique des points de vues B à I (triangles rouges). (B, C) Le Néron et l'anticlinal de Sassenage, vue d'avion depuis le N : le synclinal du Néron chevauchant un synclinal à cœur de Miocène (synclinal de Proveyzieux). On retrouve la ZF1 au-delà de la Clue de l'Isère, qui fait chevaucher le massif de Moucherotte au-dessus du pli-faille de Sassenage (Voir I pour zoom). (D) Le Nord du col de l'Arc, au Sud du Massif de Moucherotte : Chevauchement de l'Urgonien plissé (voir F pour zoom) sur le Crétacé supérieur non plissé, permettant de situer le passage probable de la ZF1. Le Sud du Col de l'Arc permet de mieux observer le pli (voir E) : l'Urgonien forme en réalité un pli-couché déversé vers l'Ouest, résultant probablement d'un crochon au-dessus de la ZF1... (suite)



- ① Néron
 - ② Anticinal de Sassenage
 - ③ Les Portes d'Engins
 - ④ Pic St-Michel
 - ⑤ Col de l'Arc
 - ⑥ Montagne d'Uriol
 - ⑦ Roc Cornafion
 - ⑧ Col vert
 - ⑨ Rocher de l'Epérimont
 - ⑩ Col des 2 soeurs
 - ⑪ La Grande Moucherolle
 - Zone de faille
 - ▲ Point de vue
- Voir * pour légende



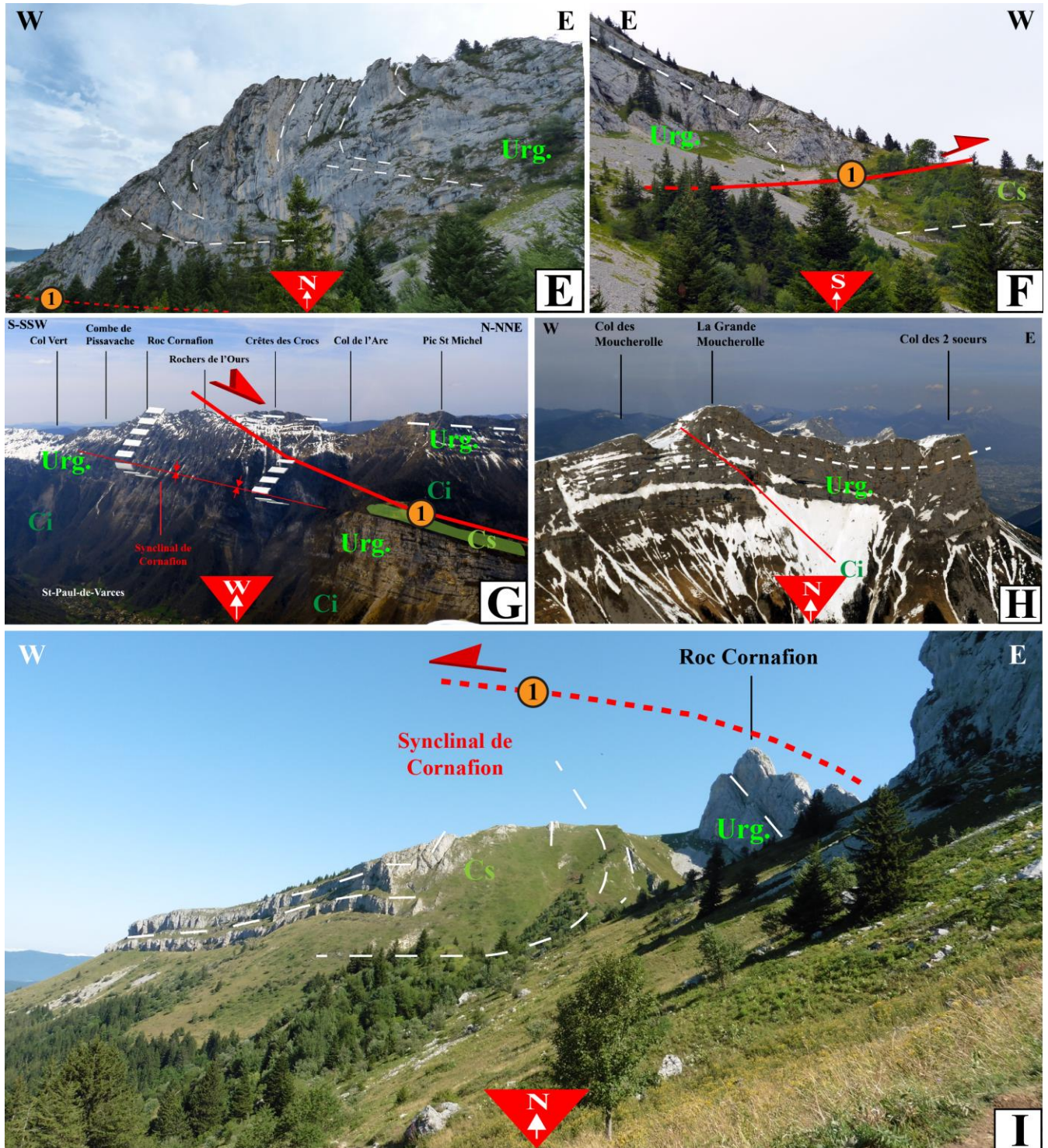


Figure 52 (suite) : (G) Le synclinal du Cornafion, vue d'avion, depuis l'Est. L'Urganien est en flanc inverse, résultat probable d'un crochon sous la ZF1. (H) La Grande Moucherolle vue du Sud. Ce cliché pris d'avion permet d'observer les terrains autochtones peu déformés en l'absence de la ZF1. (I) Le synclinal du Cornafion, vue du Sud. L'Urganien est en flanc inverse, résultat probable d'un crochon sous la ZF1.

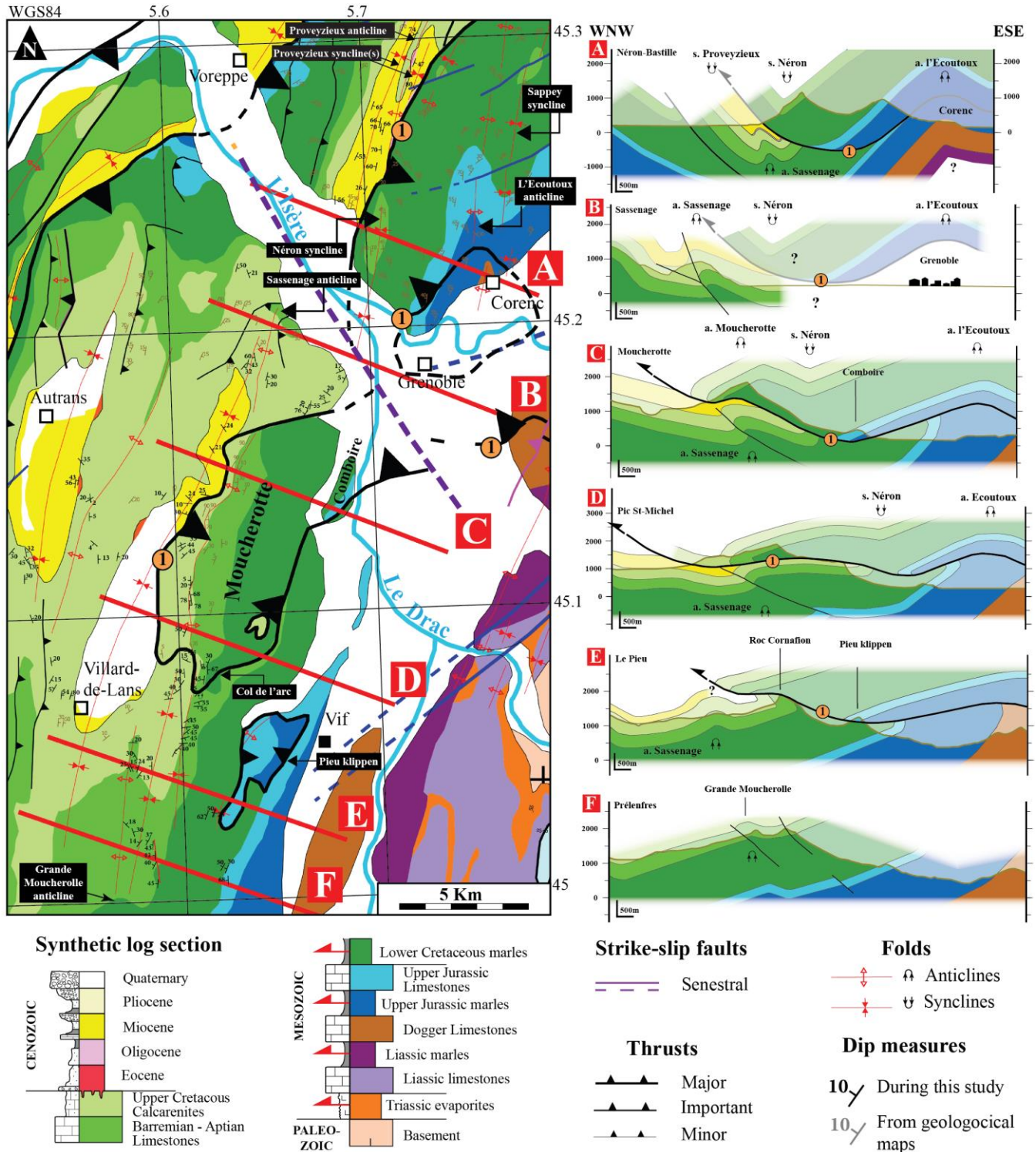


Figure 53: Coupes séries des bordures orientales du Vercors septentrionale et de la Chartreuse méridionale : Evolution dans l'espace de la zone de faille n°1. Voir Figure 52 et Figure 54 pour photos.

Le long de la coupe de la Moucherotte (Figure 53C), le Crétacé à pendage vertical chevauche le Miocène à pendage sub-horizontale. Le chevauchement n'a pas été observé à l'affleurement mais on retrouve la molasse en contre-bas du Crétacé supérieur, de telle sorte à invoquer obligatoirement

la présence d'une faille chevauchante (Debelmas, 1953, 1966): la ZF1. En profondeur, une structure anticlinale est indirectement déduite par la prolongation méridionale du pli de Sassenage (Figure 53B). Cette interprétation est également proposée par Gidon (1981). A l'est de la coupe de la Moucherotte (Figure 53C), la ZF1 ressort très probablement sous les rochers de Comboire (Figure 53B). En effet, c'est au pied de la bordure Nord orientale de cette butte que la présence d'un spécimen de *Berriasella* (site web geol.alp.com de M. Gidon), fossile marqueur du Crétacé inférieur marneux, invalide définitivement l'attribution Kimmeridgienne (Jurassique supérieur marneux) que propose la feuille de Vif (1/50000). Cette précieuse observation indique un dédoublement de la série et, par conséquent, la ré-émergence fort probable de la ZF1. Cette interprétation est consolidée grâce aux observations suivantes.

Quelques kilomètres plus au Sud, le Col de l'Arc permet de voir la ZF1 à l'affleurement (Figure 52A, D, E, F). En effet, on trouve également un dédoublement de série : il s'agit de la série Crétacé supérieur -Urgonien -Crétacé inférieur qui est dédoublée. Au Sud-Ouest du Col de l'Arc (Figure 52D), l'Urgonien dévoile un anticlinal (Figure 52D, F) qui surmonte le Crétacé supérieur peu plissé. Cette structure anticlinale est d'autant plus visible en face, au Nord du col de l'Arc, et permet de voir qu'il s'agit en réalité d'un pli-couché (Figure 52E). Cette structure surmontant le Crétacé supérieur indique le passage probable de la ZF1. Le pli-couché pourrait alors correspondre à un crochon de faille, au toit de la ZF1.

En effet, la déformation semble se concentrer au niveau du passage de la faille, tandis qu'au-delà, plus en altitude jusqu'à la crête des Crocs vers l'est, l'Urgonien présente une faible déformation (Figure 52D). C'est à partir de ces observations que la coupe « Pic St-Michel » a été proposée (Figure 53D). Le tracé de la coupe passe 1km au Nord du Col de l'Arc, donnant lieu à des différences qui vont être discutées ci-après. Encore plus à l'Est du Col de l'Arc (Figure 52D), en contre-bas de la crête des Crocs, la ZF1 ré-émerge probablement puisqu'on retrouve le Crétacé inférieur qui présente des pentes fortes (67° , voir carte en Figure 53) vers l'Est, correspondant probablement encore à l'expression d'un crochon de faille. En effet, l'analyse des vues d'avion de la bordure orientale du Vercors (Figure 52G) permet d'appuyer cette hypothèse puisqu'on observe, depuis St-Paul-de-Varces situé au pied du Vercors (~410m d'altitude), jusqu'au Col de l'Arc (~1750m d'altitude), le dédoublement de la succession Crétacé et l'évolution latérale des structures : sur la moitié Nord de la photographie (Figure 52G), nous observons en série normale et à pente relativement faible, la succession autochtone Crétacé inférieur-Urgonien-Crétacé supérieur. Cette succession est surmontée par un contact anormal puisqu'une nouvelle succession Crétacé inférieur-Urgonien en série normale est observée. Ce contact anormal témoigne du passage de la ZF1. La moitié Sud de la photographie nous indique deux points fondamentaux :

- (i) la succession chevauchée (autochtone) marque une transition structurale importante avec la présence d'une charnière synclinale très serrée. Aucune faille n'a été observée. La disposition spatiale du synclinal indique qu'il s'agit probablement d'un crochon de faille au mur de la ZF1. Son absence plus au Nord (en vertical, sous le pic St-Michel) est probablement à mettre sur le compte de la prolongation de l'axe du synclinal « dans les airs ». Dans cette hypothèse, le synclinal a été érodé comme proposé dans la coupe « Pic St-Michel » (Figure 53D). L'émergence de la ZF1 a été localisée sur le terrain

avec précision entre les Rochers de l'Ours et la crête des Crocs (altitude ~1930m). En effet, de part et d'autre de cette zone, on observe la transition entre l'Urgonien autochtone très redressé au Sud, et l'Urgonien allochtone de la Crête des Crocs peu déformée au Nord.

- (ii) le 2^{ème} point fondamental à soulever consiste à la mise en évidence d'un pendage net de la ZF1 vers le Nord, entre le Roc Cornafion et le Pic St-Michel (Figure 52G). La même tendance à un pendage vers le Nord est confirmée au moins jusqu'aux rochers de Comboire au Nord où la ZF1 passe approximativement à la même altitude qu'à St-Paul-de-Varces (~410m d'altitude). Ainsi en l'espace d'environ 9km (distance qui sépare l'émergence de la ZF1 au Sud de la Crête des Crocs au Nord et les Rochers de Comboire au Nord), la ZF1 perd 1520m d'altitude. En l'absence de mesures de direction précise du plan de faille, on peut tout de même dire que son pendage est au minimum à 10° vers le Nord.

Plus au Sud la ZF1 apparaît à l'Ouest de Vif, entre la montagne d'Uriol et le rocher de l'Epérimont (repères gris 6,9 ; Figure 52A) où l'on peut également observer une véritable klippe (voir coupe « Le Pieu » Figure 53E): la klippe du Pieu (Figure 54). Il s'agit cette fois-ci de la succession Jurassique supérieur calcaire sur Jurassique supérieur marneux qui est dédoublée. L'ensemble pend vers l'Ouest. Ceci indique la présence d'une faille chevauchante subparallèle au pendage général (Figure 53E ; Figure 54A, B). A l'Ouest du rocher du Pieu, on retrouve le Jurassique supérieur calcaire allochtone formant un anticlinal au mur de la ZF1 (Figure 54C, D, E) chevauchant du Crétacé inférieur autochtone fortement redressé (résultat probable d'un crochon sous le passage de la ZF1). A l'Ouest de la klippe du Pieu, le long de la bordure orientale du Vercors, on retrouve les terrains autochtones avec notamment le synclinal du Cornafion en position inverse (repère 7 en Figure 52A ; Figure 52G, I). Comme déjà évoqué précédemment, cette structure particulière marque une transition très brutale avec les terrains relativement peu déformés. Ceci est non seulement visible le long de la bordure du Vercors (Figure 52G) mais également directement à l'Ouest et au Sud du synclinal de Cornafion, au-delà de la Crête (Figure 52A, G, H ; Figure 53F). Il s'agit là de l'expression très probable d'un crochon de faille au mur de la ZF1 (Figure 52A, G, I; Figure 53E). Le Col de l'Arc se situe plus à l'Ouest par rapport à la klippe du Pieu (repère 5 ; Figure 52A). Or, c'est la série du Crétacé qui y avait été dédoublée. L'explication la plus probable est celle d'un changement de niveau de décollement entre les 2 zones (Figure 53B, C) : ce dernier est situé dans le Jurassique marneux à la klippe du Pieu (Figure 54A), et passe dans le Crétacé inférieur marneux, plus en amont, au Col de l'Arc (avec une rampe qui traverse le Jurassique supérieur calcaire entre les 2 positions, Figure 52E).

Plus au Sud, (Figure 53F), seuls les terrains autochtones affleurent avec quelques évidences mineures de déformation : (i) l'existence d'un pli anticlinal : la Grande Moucherolle (Figure 52H). Par extrapolation de proche en proche ce pli pourrait très bien correspondre à la continuité Sud du pli de Sassenage.

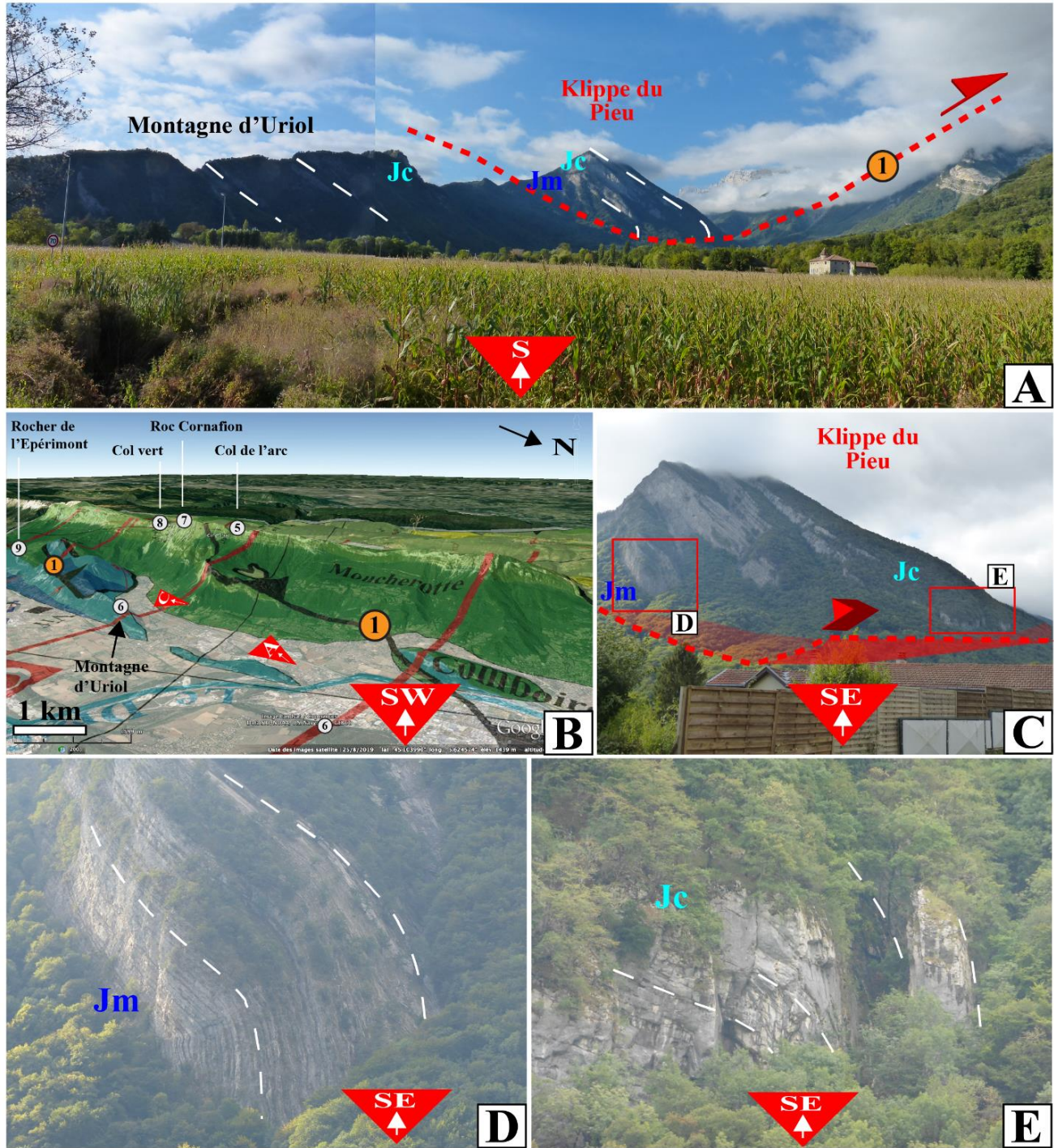


Figure 54: Photographies de la klippe du Pieu, au sud de Grenoble. Jc= Jurassique supérieur calcaire ; Jm= Jurassique supérieur marneux. (A) Klippe du Pieu, vue du Nord. Dédoublage de la série Jurassique ; (B) Cartographie en relief de la bordure orientale du Vercors. En triangles rouges, géolocalisation et angles des points de vues de la planche ; (C) Les terrains allochtones de la klippe du Pieu. Zoom sur les charnières anticlinales au toit de la ZF1, du Jm (D) et du Jc (E).

3.2.4. La ZF1 en bordure Est de Chartreuse et Ouest de Belledonne.

Notre interprétation est donc la suivante : les massifs de Moucherotte et du Pieu correspondent à deux klippes qui résultent de la même nappe, au-dessus de la ZF1. A l'Ouest cette structure chevauche le Miocène et se prolonge vers le Nord par le Chevauchement Principal de Chartreuse. A l'Est, le contact de base plonge vers l'Ouest et il a un mouvement apparent en faille normale. Sa prolongation vers le Nord est discutée ici.

A la bordure Sud-Est de la Chartreuse, le Mont Jalla et la Bastille situés aux portes de Grenoble ont fait l'objet de maintes études dans le passé (Blanchet & Chagny, 1923; Gignoux & Moret, 1944, 1952). Gidon (1981) décrit un système de chevauchements plissés (Corenc-Jalla ; « ϕ_c » ; feuille de Grenoble, 748 ; Gidon *et al.*, 1978)), plissés par l'anticlinal de l'Écoutoux (Figure 53A, B, Figure 55). L'auteur relie cet accident au chevauchement de Moucherotte qui ré-émerge à l'Est du Vercors (=ZF1). Blanchet & Chagny (1923) citent qu'en 1829, Elie de Beaumont rapprochait le Jurassique « chevauché » aux assises calcaires du Jura méridional (en d'autres termes, les terrains « autochtones ») et concluait : « ...il semble possible d'interpréter les dislocations du promontoire de la porte de France comme résultat du retroussement des assises de ce massif au voisinage de la zone contact anormal en profondeur [en d'autres termes, une zone de faille majeure : ZF1 ?], dans le mouvement de poussée de l'écaille Néron, Mont Rachais, Bastille de l'Est vers l'Ouest. » Blanchet & Chagny (1923) concluent également que le système de chevauchements plissés (Corenc-Jalla) résulte d'une phase postérieure qui a également affecté les terrains autochtones sous-jacents (Corenc, Figure 53), ce qui va dans le sens des conclusions de Gidon (1981). Plus tard, Barfety & Gidon (1996) attribuent cet accident à un chevauchement principal « ϕ_1 » (équivalent de la ZF1) qu'ils décrivent très bien de l'autre côté de l'Isère, en bordure occidentale de Belledonne, le long de la colline bordière du Grésivaudan. Ainsi, pour mieux comprendre comment la ZF1 ressort à l'Est, il est important d'intégrer les travaux de Barfety & Gidon (1996) à travers la Figure 55.

Barfety & Gidon (1996) ont produit des coupes sérieées d'une grande précision le long des collines bordières en rive gauche de l'Isère, le long de la vallée du Grésivaudan. Les auteurs y décrivent de manière précise un dédoublement du Dogger. Cette structuration est liée à une faille chevauchante subparallèle au pendage général de l'ensemble de 20-40° vers l'Ouest (« ϕ_1 »). Il s'agit de l'équivalent de la ZF1. En effet, les coupes sérieées du massif de Moucherotte proposées précédemment (Figure 53D) peuvent être raccordées aux coupe 6 à 10 de Barfety & Gidon (1996 ; Figure 55). La ZF1 est décrite sur toutes les coupes de Barfety & Gidon (1996), sauf sur la coupe n°1 la plus au Nord, où la ZF1 est très probablement au-dessus de la topographie. Barfety & Gidon (1996) apportent également des éléments supplémentaires: (i) l'intensité de la déformation liée à la ZF1 augmente vers le Nord comme le suggère l'augmentation de l'intensité des plis dysharmoniques (Figure 55) ; (ii) l'histoire tectonique est polyphasée. Ainsi, Barfety & Gidon (1996) identifient 3 phases de déformations (critères géométriques et microtectoniques) qui coïncident avec celles identifiées par Gidon (1981). Ce point sera intégré dans le chapitre 7 qui traitera de la chronologie de la déformation. Nous citerons seulement ici que ZF1 résulte vraisemblablement d'une phase tectonique antérieure et qu'elle a été plissée ultérieurement par une ou plusieurs phases tectoniques tardives; (iii) le rétro-chevauchement de Romage (Fig. 7), ainsi que l'anticlinal de Murier (prolongation Sud de l'anticlinal de Perlequin, Figure 55) déversés vers l'Est, résulteraient d'une phase tardive (voir également Gidon, 1966).

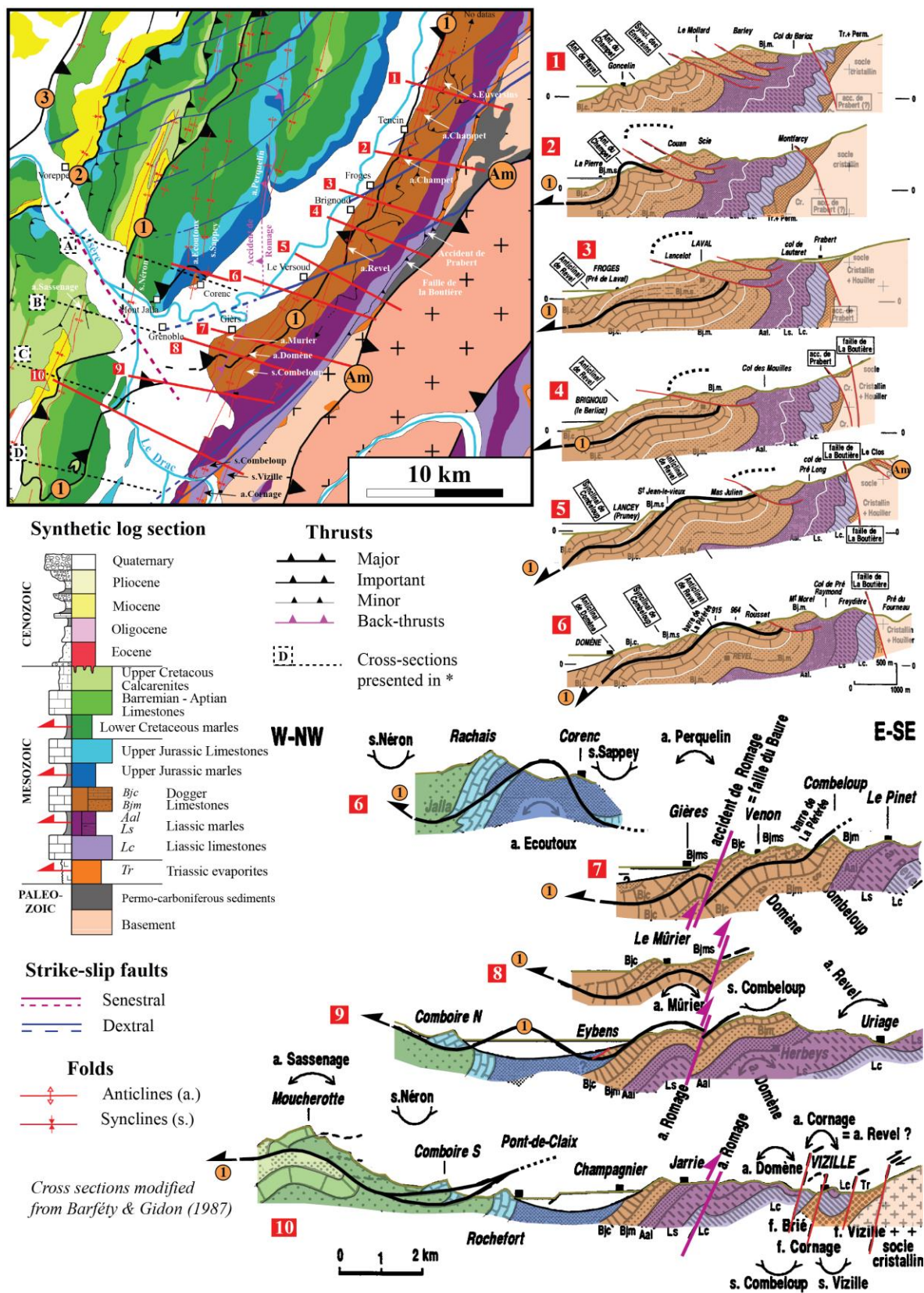
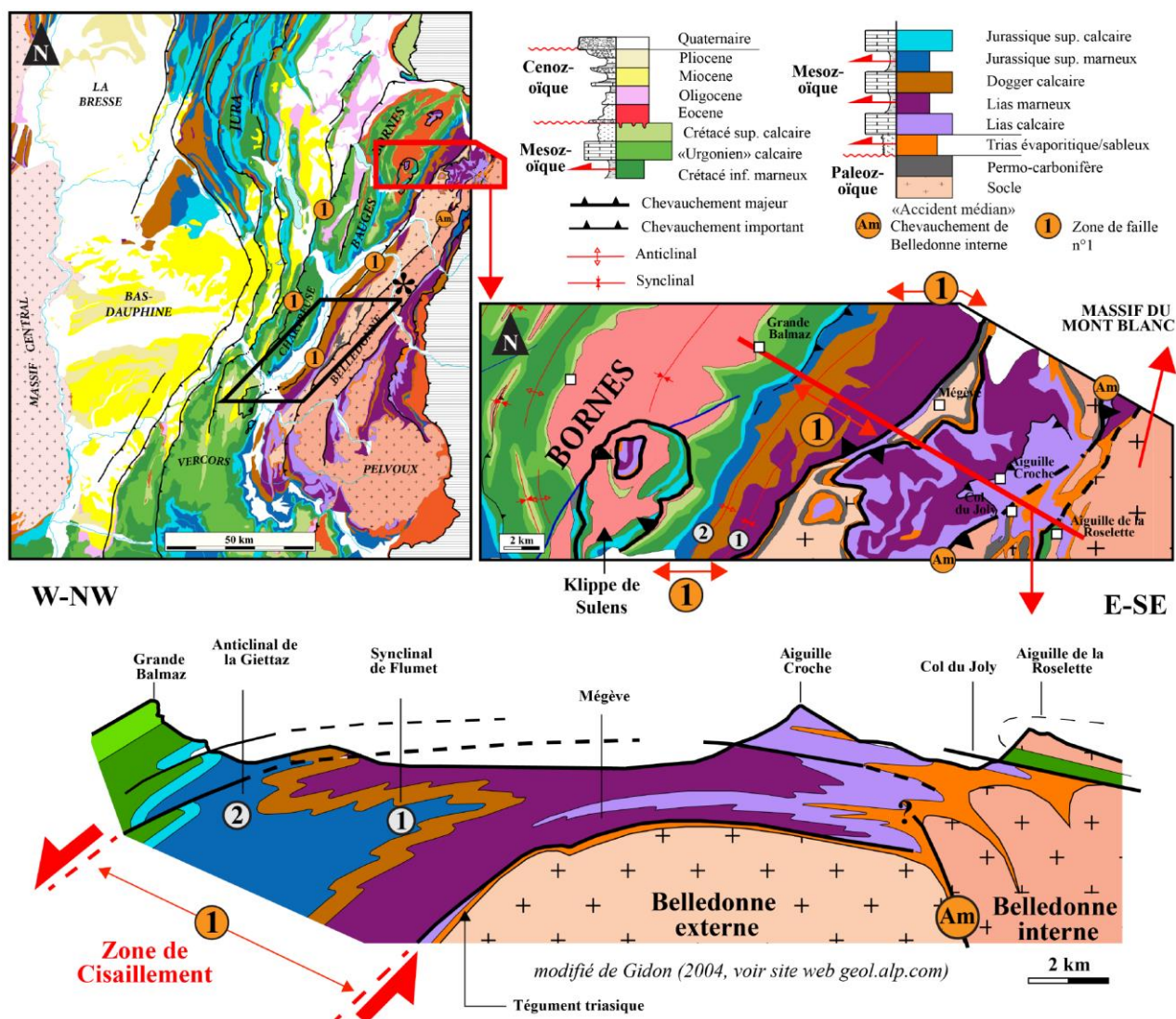


Figure 55: Coupes séries des collines bordières de la vallée du Grésivaudan (modifié de Barfety & Gidon, 1996)

Nous venons donc de voir que la ZF1 émerge normalement à l'Ouest en chevauchant le Miocène, mais ressort également en surface à l'Est le long de la bordure occidentale de Belledonne, faisant du Nord du Vercors et du Sud de la Chartreuse une klippe. Nous débuterons ce sous-paragraphe en essayant de suivre la continuité Nord de l'émergence Est de la ZF1.

En remontant vers le Nord, toujours le long de la vallée du Grésivaudan, la tendance à l'augmentation de l'intensité des plis se poursuit. La déformation du Dogger et du Lias devient de plus en plus marquée avec des plis très serrés et couchés (voir coupe A-A', feuille Montmélian (749) ; Coupe A et B, feuille la Rochette (750), coupe générale et coupes détaillées des feuilles Albertville (725) et Annecy Ugine (702)). Gidon (www.geol.alp.com) propose une coupe synthétique de la bordure orientale de la chaîne des Aravis à l'Est des Bornes (Figure 56).



Celle-ci présente les mêmes caractéristiques géométriques que les coupes plus au Sud et celles des collines bordières du Grésivaudan au Nord de Grenoble : les plis serrés déversés vers l'Ouest ont des plans axiaux plongeant vers l'Ouest (Figure 55). Notre interprétation ici est que cette déformation est une zone de cisaillement, incluant le Dogger calcaire et le Lias calcaire et marneux, qui correspond à la prolongation vers le Nord de la ZF1. Celle-ci constituant un chevauchement basculé lors de l'exhumation du massif de Belledonne et recoupée par des accidents plus tardifs comme la faille de Romage et l'accident Médian de Belledonne (Am ; Figure 56).

3.2.5. Synthèse de la ZF1

Ainsi, si l'on raisonne de proche en proche, d'abord depuis le Vercors au Sud (Figure 52, Figure 53), vers la Chartreuse et la bordure occidentale de Belledonne (Figure 55), la ZF1 ressort à l'Est des massifs subalpins. Il s'agit donc d'une klippe faisant chevaucher des terrains allochtones sur les terrains autochtones, même si les rejets semblent faibles au sud. Plus on va vers le Nord, et plus les déformations liées à la ZF1 sont intenses, jusqu'à devenir une zone de cisaillement en bordure de la chaîne des Aravis (Figure 56). Les critères géométriques et microtectoniques suggèrent qu'il s'agit d'un chevauchement majeur ancien qui a été replissé lors des phases postérieures de déformation (Barfety & Gidon, 1996).

Quelques auteurs ont déjà proposés des interprétations proches de la nôtre, connectant un décollement de la couverture à l'Ouest de Belledonne à un chevauchement émergeant dans les massifs subalpins (Doudoux *et al.*, 1982; Mugnier *et al.*, 1987a; Deville *et al.*, 1994; Bellahsen *et al.*, 2014) mais sans en faire une structure majeure. Pfiffner (2014) propose une interprétation presque similaire à la nôtre : une véritable nappe, la nappe des « Chaînes subalpines » (Pfiffner, 2014, p.174) mais qu'il fait émerger au sein des massifs des Bauges et des Bornes (approximativement entre Montmélian et Entrevernes pour les Bauges).

3.3. La zone de faille n°2 (ZF2) : « le chevauchement de Rencurel-Voreppe »

3.3.1. Le Chevauchement de Rencurel dans le Vercors.

Dans le Vercors, la ZF2 porte le nom de « chevauchement de Rencurel ». Dans le récent article de Watkins *et al.* (2017), les auteurs le nomment « thrust zone 3 ». Cet accident fait chevaucher le Mésozoïque sur le Miocène.

Au niveau de la Balme de Rencurel, le chevauchement peut être observé le long de la D103 où la faille affleure et montre l'Urgonien chevauchant le Miocène en position inverse (S0 : N160, 70°E, Figure 57D). Il s'agit du faciès de calcaire de base du Miocène riche en *Chlamys praescabriusculus* (Burdigalien, séquence de dépôt n°2). Si la base du Miocène affleure au mur de la faille chevauchante, il semble alors que son substratum mésozoïque (Crétacé supérieur-Urgonien) soit non loin sous la surface. A cet endroit la faille est N3, 40°E (strie pitch : 80°S) et présente une fine gouge de faille localisée directement sous le plan de faille. La vallée de la Bourne permet de

proposer une coupe perpendiculaire aux structures le long de la D103 et de la D531 (Figure 57A, B, C). Sur la coupe, le rejet apparent sur le Chevauchement de Rencurel est de 1.5km. Le toit de la faille est marqué par deux plis anticlinaux séparés par un synclinal (mesures de pendages, Figure 57C, E).

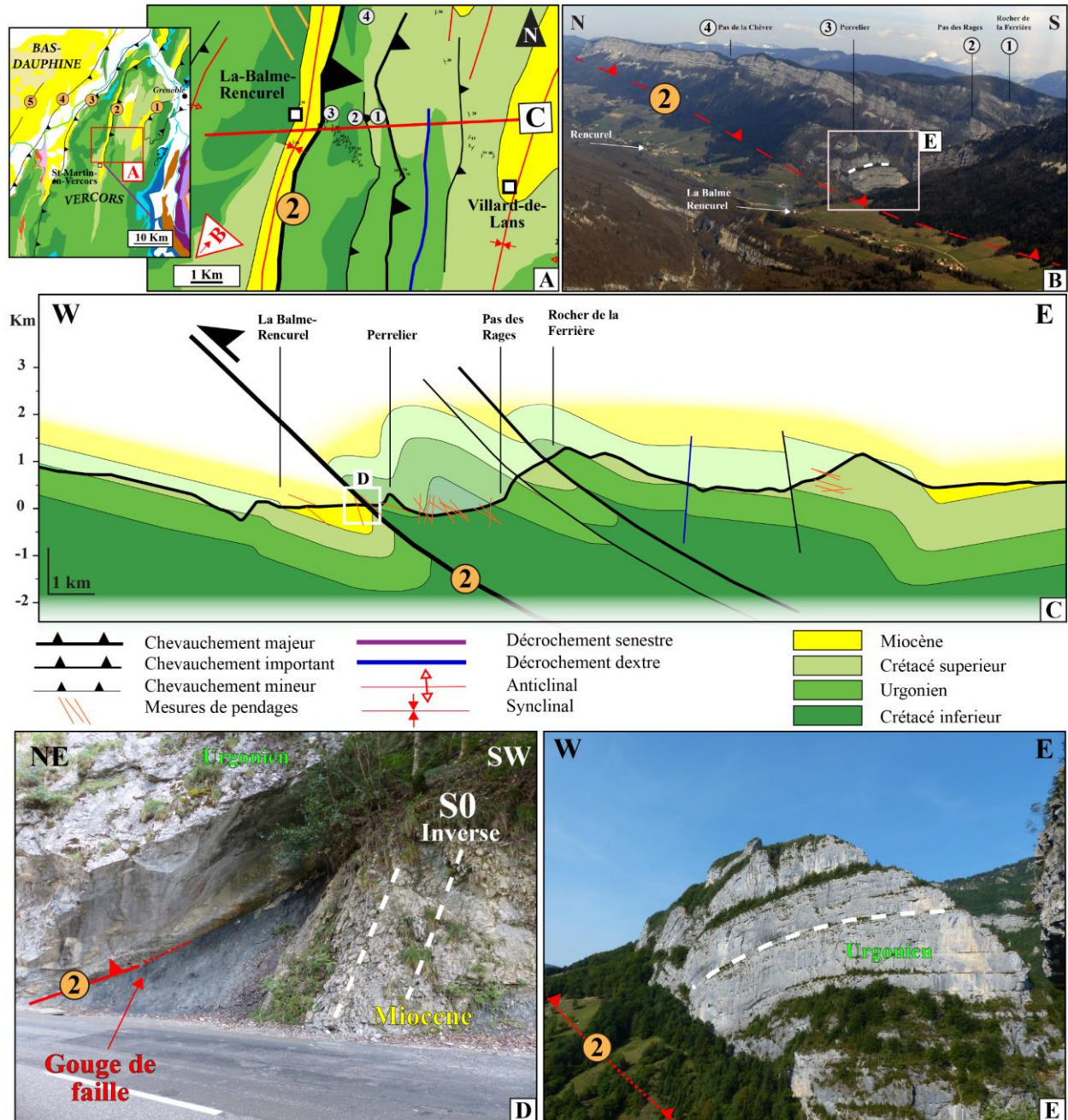


Figure 57: La Zone de faille n°2 (ZF2) dans le Vercors. Les mesures de pendages sont projetées le long de la coupe selon un axe orthogonal au trait de coupe (outils qprof, QGIS). Sur les photos : stratification en pointillés blancs et failles chevauchantes en rouge ; (A) Situation géographique et géologique de la coupe présentée. (B) La ZF2 vue d'avion, depuis le Sud-Ouest. (C) Coupe structurale W-E de la ZF2. A la faille principale, d'Est en Ouest, s'ajoute un accident mineur et un accident plus important au rejet hectométrique. (D) ZF2 à l'affleurement le long de la D103. Urgonien chevauchant le Miocène. (E) Anticlinal de faille de la ZF2.

Cette interprétation résulte de l'analyse de l'évolution des pendages dans le Crétacé inférieur marneux (Figure 57C). Plus à l'Est, deux autres failles chevauchantes aux rejets moindres (0.8 et 0.9 km) sont parallèles au chevauchement de Rencurel (Figure 57A) et nous les interprétons comme étant reliées en profondeur au système de ZF2.

D'après la carte géologique de Vif (796), la ZF2 ne se prolonge que sur 6km vers le Sud (Figure 57A, voir aussi l'encart gauche). A l'Est de St-Martin-en-Vercors, elle est interrompue par un accident NW-SE qui est cartographié sur 13 km de long. Cet accident est interprété comme une rampe latérale senestre (Gidon, 1964).

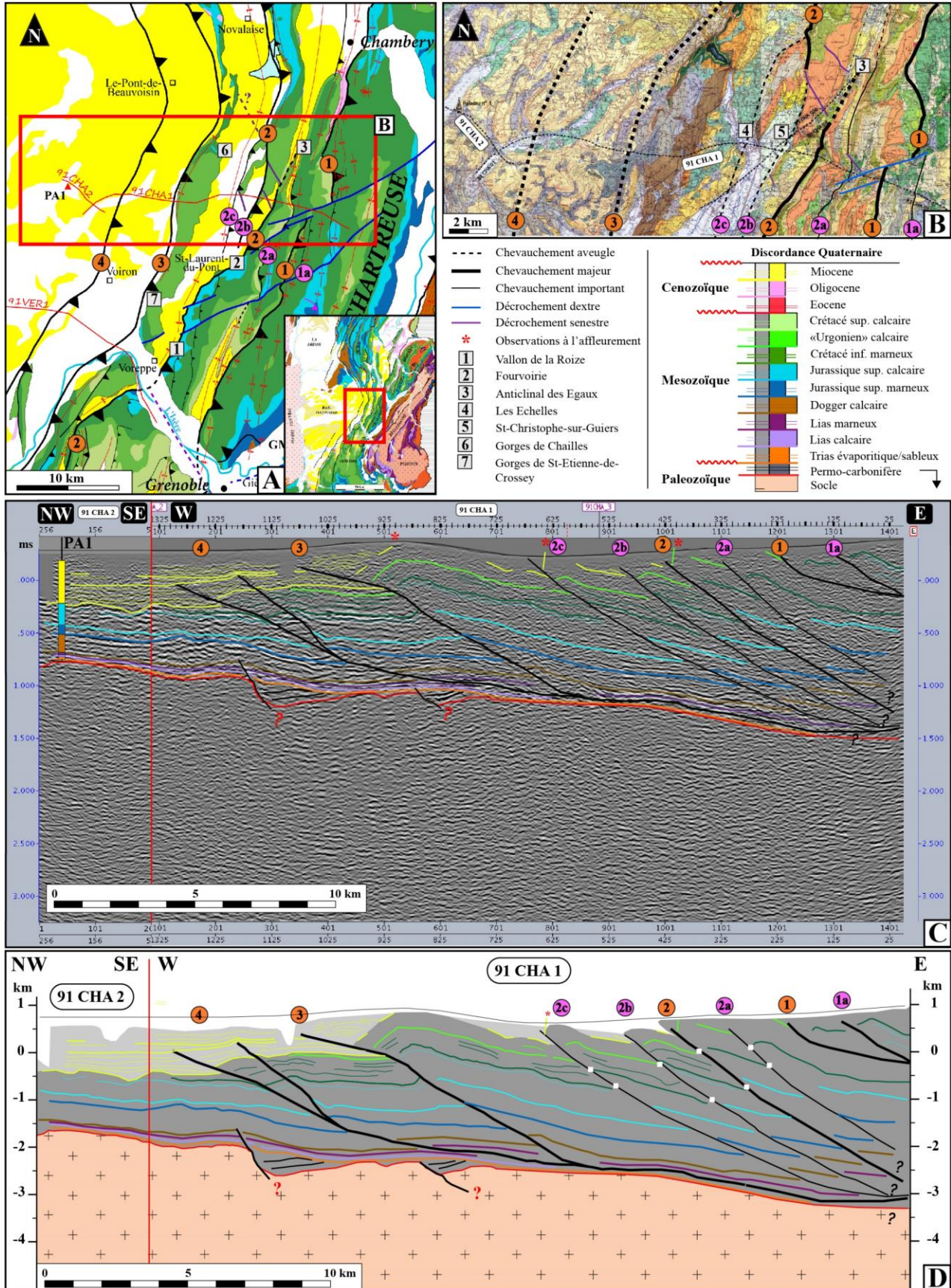
En direction du Nord, il n'y a aucune difficulté à suivre la trace cartographique de la ZF2 qui fait chevaucher l'Urgonien au-dessus du synclinal Miocène de Rencurel (Figure 57A, B). Cartographiquement, la transition entre le Vercors et la Chartreuse est également aisée à identifier puisque, de part et d'autre, nous observons la même configuration (Jurassique supérieur calcaire et marneux chevauchant sur le Miocène) et ce, sans décalage apparent de part et d'autre de la cluse de l'Isère (Figure 58).

3.3.2. *Le Chevauchement de Voreppe en Chartreuse.*

En Chartreuse, la ZF2 est appelée « Voreppe thrust zone » (Butler & Bowler, 1995), « chevauchement de Voreppe (Gidon, 1994, 1995a) ; « faille de Voreppe » (feuille de Grenoble, 748 ; Gidon et al., 1978) ; ou « chevauchement $\phi 1$ de la Chartreuse occidentale » (Gidon, 1988); F1 dans Gidon (1964).

Le long du vallon de la Roize (repère grisé n°1, Figure 58A), la ZF2 affleure et fait chevaucher les calcaires mésozoïques au-dessus des conglomérats du Miocène. La faille a une direction N32°42'E (pas de stries). Le rejet apparent ne peut être estimé puisque la retombée du pli n'affleure pas. Nous avons également pu observer la ZF2 à Fourvoirie, le long de la D520b, dans des Gorges du Guiers Mort (repère grisé n°2, Figure 58A) où on observe la retombée d'un pli de calcaires urgoniens chevauchant des calcaires de base du Burdigalien supérieur (S2). La coupe détaillée a été décrite par Gidon (1988). Le pendage du plan de faille est de N40, 40°SE. Cartographiquement la ZF2 semble se prolonger vers le Nord avec l'anticlinal des Egaux (repère grisé n°3, Figure 58A, B). Visiblement, la faille s'amortit rapidement, tout comme l'anticlinal (Fig. 4 dans Gidon, 1988 ; feuille 749 ; Montmélian). L'étude des profils sismiques 91CHA1 et 2 permet d'observer la géométrie de la ZF2 qui se subdivise en plusieurs branches (Figure 58C). Notre interprétation de ce profil sismique est compatible avec celle proposée par Deville et al. (1992), Deville et Sassi (2006) et Deville (2020). Nous interprétons ces différentes branches comme correspondant à une zone de relais ou la prolongation vers le Nord de la ZF2 est déportée vers l'Ouest.

Figure 58: Profils sismiques 91CHA1 et 91CHA2 (lignes publiées dans Deville, 2020). L'interprétation est proposée à l'aide des données de puits PA-1, et des données en surface. (A) Situation géographique et géologique des lignes interprétées. (B) Plan de position précis des lignes sismiques 91CHA01, 91CHA02 en CDP (collection en point miroir commun) sur cartes géologiques au 1/50000 (modifié de Deville et al, 1992). (D) Profondeur estimée à partir des données de puits PA-1. Les points blancs indiquent où les rejets ont été calculés.



Le rejet de la branche Est (n°2, ~2.17km au niveau du profil sismique) s'amortissant progressivement vers le Nord (comme cité précédemment, voir également Figure 58A, B) alors que ceux des deux branches à l'Ouest (n°2b, ~2.3km ; n°2c, ~1.1km ; au niveau du profil sismique ; Figure 58D) augmente à partir des Echelles et de St-Christophe-sur-Guiers (respectivement, repère grisés n° 4 et 5, Figure 58A, B). Le cas de la faille n°2a (rejet=1.28km), à l'Est de la branche n°2 se démarque des failles n°2b et 2c puisque la structure se poursuit au Nord et au Sud : Vers le Sud, il s'agit de l'anticlinal médian de Gidon (1964 ; voir aussi schéma structural pg. 41, Gidon, 1990), ou on retrouve notamment le sommet du Charmant Som (« CS », Figure 59A). Le chevauchement semble s'amortir sous l'anticlinal de Proveyzieux (Figure 53). Vers le Nord, il s'agit de l'anticlinal d'Outherans d'abord (« OU », Figure 59A), puis de l'anticlinal du Gros Foug à l'Est du lac du Bourget (GF, Figure 59A), comme les profils sismiques 88SV01 et 88SV02 le montre. Le rejet de cette faille semble augmenter vers le Nord : 2 km le long du profil 88SV01 et 2.6km le long du profil 88SV02 (Figure 59B).

Les interprétations proposées sont compatible avec Deville et Sassi (2006), malgré le décrochement NE-SW de l'Alpette (voirs paragraphes ci-après) rendant complexe les prolongations de chaque branche vers le Nord.

L'évolution vers le Nord de la branche principale de la ZF2 n'a pas fait l'objet de nouvelles observations de terrain mais les cartes géologiques (feuille 749 - Montmélian ; feuille 725 - Chambéry ; feuille 701 – Rumilly ; 677 – feuille Seyssel) suggèrent qu'elle borde le flanc Ouest de l'anticlinal du Chat. A partir de là et jusque dans le Jura, la continuité vers le Nord de la ZF2 reprend les interprétations de Philippe (1995). Ce dernier propose plusieurs noms locaux pour le même chevauchement. Du Sud au Nord, il s'agit du chevauchement sous les anticlinaux suivants : « Mont du Chat anticline » [MCA, rejet = 3.4 km], « Grand Colombier anticline » [GCA, rejet = 4 km], « Crêt du Nu anticline » [CNA, rejet = 4.25 km. Dans cette dernière estimation, le rejet de « Hontannes anticline » -HA- est pris en compte car il s'agit de la même structure tectonique qui se subdivise en 2 branches vers le Nord] (Philippe, 1995 ; Fig.2, p.32, chap. 2, Tome 2).

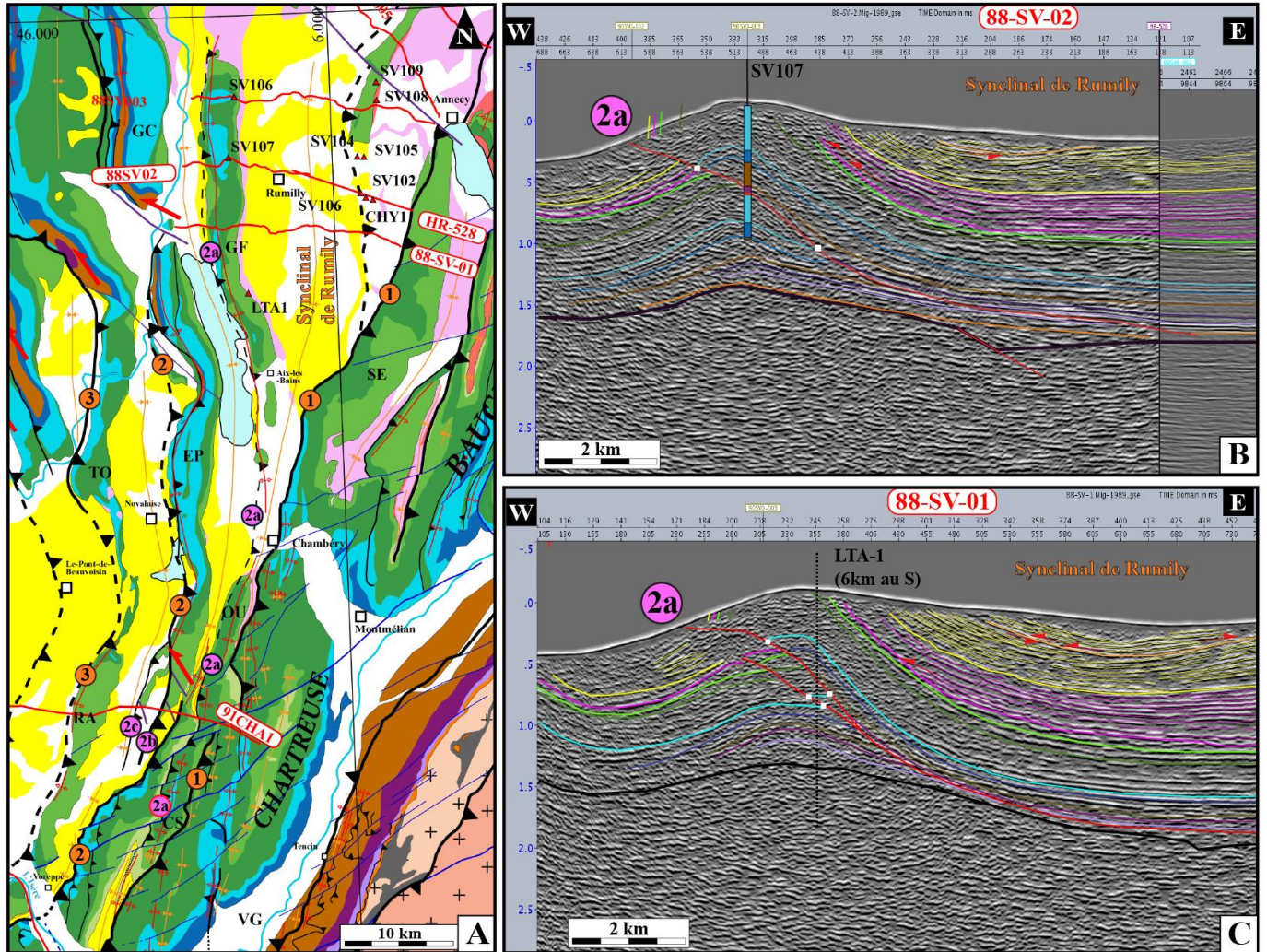


Figure 59: (A) Contexte de la faille 2a. Les points blancs indiquent où les rejets ont été calculés. CS= Charmant Som ; EP= Chaîne de l'Epine ; GC= Grand Collombier ; GF= Gros Foug ; RA= Chainon du Ratz ; TO= Mont Torunier ; OU= Anticlinal d'Outherans ; VG= Vallée du Grésivaudan ; (B et C) Faille 2a et anticlinal du Gros Foug visible dans le profil sismique 88SV02 (B) et 88SV01 (C).

3.4. Les zones de failles n°3 (ZF3) « le chevauchement du Ratz » et n°4 (ZF4) « le chevauchement du Royans »

A l'Ouest de la ZF2, en bordure occidentale du Vercors et de la Chartreuse, les émergences des ZF3 et ZF4 sont généralement masquées par les dépôts quaternaires et miocènes du Bas-Dauphiné. Cependant, celles-ci peuvent être visualisées en profondeur sur des profils sismiques alors que des témoins indirects peuvent être observés en surface : (i) des pendages forts dans le Miocène, (ii) l'émergence du Mésozoïque dans des plis anticlinaux au toit des chevauchements. Pour cartographier les ZF3 et ZF4, nous avons donc fait appel principalement aux profils sismiques (du Nord au Sud ; 91CHA1-91CHA2, 91VER01, 82SE01-91VER02 (Figure 49). Ces profils

sisimiques ont été rendu publique récemment (Deville, 2020)). Les deux zones de faille ont une direction générale SSW-NNE, tout comme la ZF2, ce qui indique au premier ordre qu'il s'agit d'une même famille de chevauchement.

3.4.1. « *Les chevauchements du Ratz et du Royans* » le long de la bordure Nord-orientale du Bas-dauphiné (bordure Ouest de la Chartreuse et cluse de l'Isère)

Les profils 91CHA1-91CHA2 (Figure 58) tout comme le profil 91VER01 (plus au Sud, à la sortie de la cluse de l'Isère ; Figure 60) permettent de décrire les ZF3 et ZF4.

L'Urgonien qui affleure en surface en formant l'anticlinal au toit de la ZF3, forme systématiquement les « plis en genou » que les auteurs attribuent au domaine « Jurassien ». Dans la nomenclature actuelle, il s'agit de plis de type « Fold-propagation-fold ». Ces plis en genou affleurent et marquent la bordure occidentale de la Chartreuse : les meilleurs exemples et les plus facilement visibles sont : (i) le long des gorges de Chailles traversée par la D1006 (repère 6, Figure 58A) décrits par Butler (1992a); (ii) le long des gorges de St-Etienne-de-Crossey, plus au Sud, traversée par la D520A (repère 7, Figure 58A). Le long de ces 2 profils, la ZF3 est constituée d'un accident unique qui fait chevaucher l'Urgonien sur le Miocène. Les rejets sont de ~1.5km au niveau du profil 91CHA1-91CHA2 (Figure 58D), et ~1.5km au niveau du profil 91VER01 (Figure 60D) ou la ZF3 est visible mais sa partie supérieure est érodée par l'Isère (estimation du rejet à partir des réflecteurs du Jurassique). Le long du profil 91CHA1-91CHA2, le décalage sur la ZF3 a précédemment été estimé à 2 km (Deville et al., 1992).

Sur les profils sismiques 91CHA1-91CHA2 (Figure 58) et 91VER01 (Figure 60), la ZF4 correspond à deux failles chevauchantes qui se rejoignent en profondeur, et qui montrent des rejets peu importants. Si l'on additionne les rejets des deux branches: (i) sur le profil 91CHA1-2, le rejet total de la ZF4 est de 315m (Figure 58D) ; (ii) le long du profil 91VER01, il est plus faible avec un rejet total cumulé sur les deux failles estimé entre 100 et 150m (Figure 60D). Le long de ces deux profils le décalage sur la ZF4 a précédemment été estimé à 300m (91CHA1-2) et 110-440m (91VER01) respectivement (Deville et al., 1992 ; Deville et Sassi, 2006). Nicolet (1979), dans son étude des terrains Miocène du Bas-Dauphiné, détermine indirectement la présence de cette ZF4 aux alentours de Voiron car les terrains miocènes montrent un décalage vertical d'une centaine de mètres.

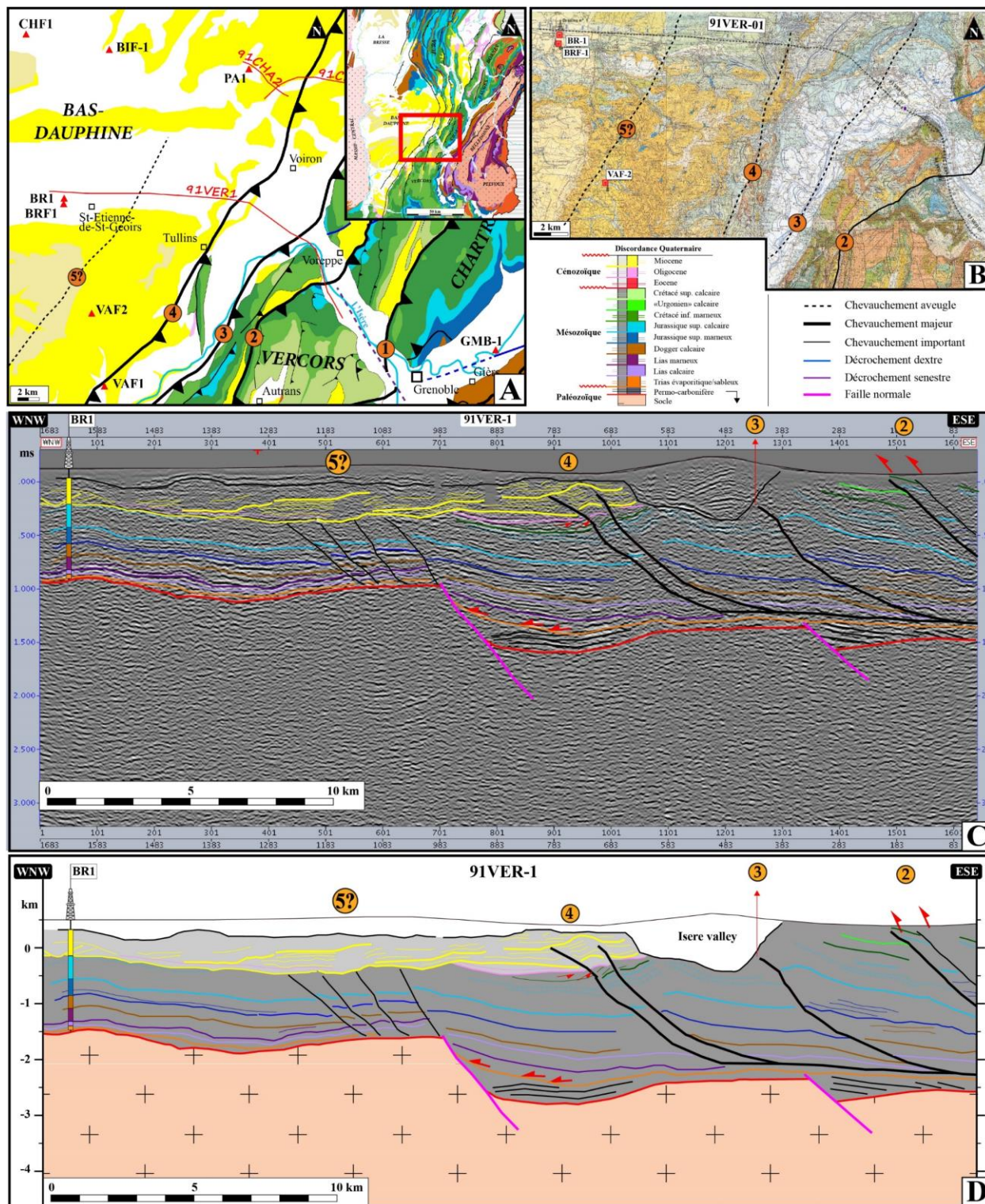


Figure 60: Profil sismique 91VER01 (lignes publiée dans Deville, 2020). L'interprétation est proposée à l'aide des données de puits BR-1, et des données en surface. (A) Situation géographique et géologique des lignes interprétées. (B) Plan de position précis des lignes sismiques en CDP (collection en point miroir commun) sur cartes géologiques au 1/50000 (modifié de Deville et al., 1992). (C et D) Interprétations. Présence des ZF2, ZF3, ZF4 et ZF5 ?

3.4.2. « Les chevauchements du Ratz et du Royans » entre le Vercors et les Monts-du-Matin.

Dans le récent article de Watkins et al. (2017), les auteurs nomment ZF3 et ZF4 respectivement « thrust zone 2 et 1 ». Le profil sismique 82SE01-91VER02 (Figure 61), d'une extension remarquable en reliant St-Martin-en-Vercors (au mur de la ZF2) à l'Est, au Pont-de-l'Isère situé au pied du Massif Central, permet de décrire avec précision les ZF3 et ZF4. Pour la ZF3, l'Urgonien qui affleure en surface en formant l'anticlinal au toit de la ZF3, forme une nouvelle fois les « plis en genoux » que les auteurs attribuent au domaine « Jurassien ». Ces plis en genoux affleurent et marquent les bordures occidentales du Vercors : les meilleurs exemples en sont : (i) le long des gorges de Cognin, entre les villages de Cognin-les-Gorges et Malleval-en-Vercors, le long de la D22; (ii) les gorges de la Bourne, juste en amont de Pont-en-Royans, traversée par la D531. Pour la ZF4, seuls les Mont-du-Matins au pied du Vercors permettent d'observer l'émergence des plis au toit de la ZF4.

Le profil 82SE01, montre une structuration différente pour les ZF3 et ZF4 (Figure 61) par rapport aux profils sismiques plus au Nord (Figure 58, Figure 60). Le rejet de la ZF3 semble plus important puisqu'au niveau du profil 82SE01, il est de 1.9 km contre approximativement 700m au Nord (91VER01). Le long de ce profil, le décalage de la ZF3 a précédemment été estimé à 2.5km (Deville et al., 1992). Le rejet plus important au Sud est également visible cartographiquement puisque la ZF3 affleure au Sud-est du synclinal du Royans (entre Bouvante-le-Bas et Bouvante-le-Haut), faisant chevaucher un anticlinal à cœur de Crétacé inférieur éventré par l'érosion, sur le Crétacé supérieur et le Miocène. Il faut également noter que des chevauchements secondaires sont associés à la ZF3 (3a : rejet ~800m et 3b : rejet ~300m ; Figure 61) comme le suggère également Deville et al. (1992). Ces mêmes auteurs proposent également que la faille 3b recoupe d'anciennes failles normales à pendage vers l'Ouest.

A l'Ouest de la ZF3 du profil 82SE01, la ZF4 est également bien plus marquée que plus au Nord (Figure 61). Le massif des Monts-du-Matin correspond à un anticlinal au toit de la ZF4 : d'après le profil sismique (Figure 61), le rejet est de 650m, ce qui dépasse nettement les 100 à 300m qui ont été estimés le long des profils sismiques plus au Nord (Figure 58, Figure 60). Le long de ce profil, le décalage de la ZF4 a précédemment été estimé à environ 1km (Deville et al., 1992) ce qui est relativement compatible avec notre calcul. Un chevauchement secondaire avec un rejet d'environ 100m lui est associé (4a, Figure 61). Il est également important de noter que la ZF4 recoupe d'anciennes failles normales à pendage vers l'Est (4b, Figure 61) comme le suggère Deville et al. (1992).

Le profil 82SE01 (Figure 61) met également en évidence plus à l'Ouest la présence d'une zone de faille inverse supplémentaire (ZF5), et de failles normales qui ont probablement joué un rôle au cours de l'Eocène et de l'Oligocène puisqu'elles ont visiblement contrôlé des variations d'épaisseur dans les dépôts éo-oligocènes. Ces 2 points seront traités ci-après.

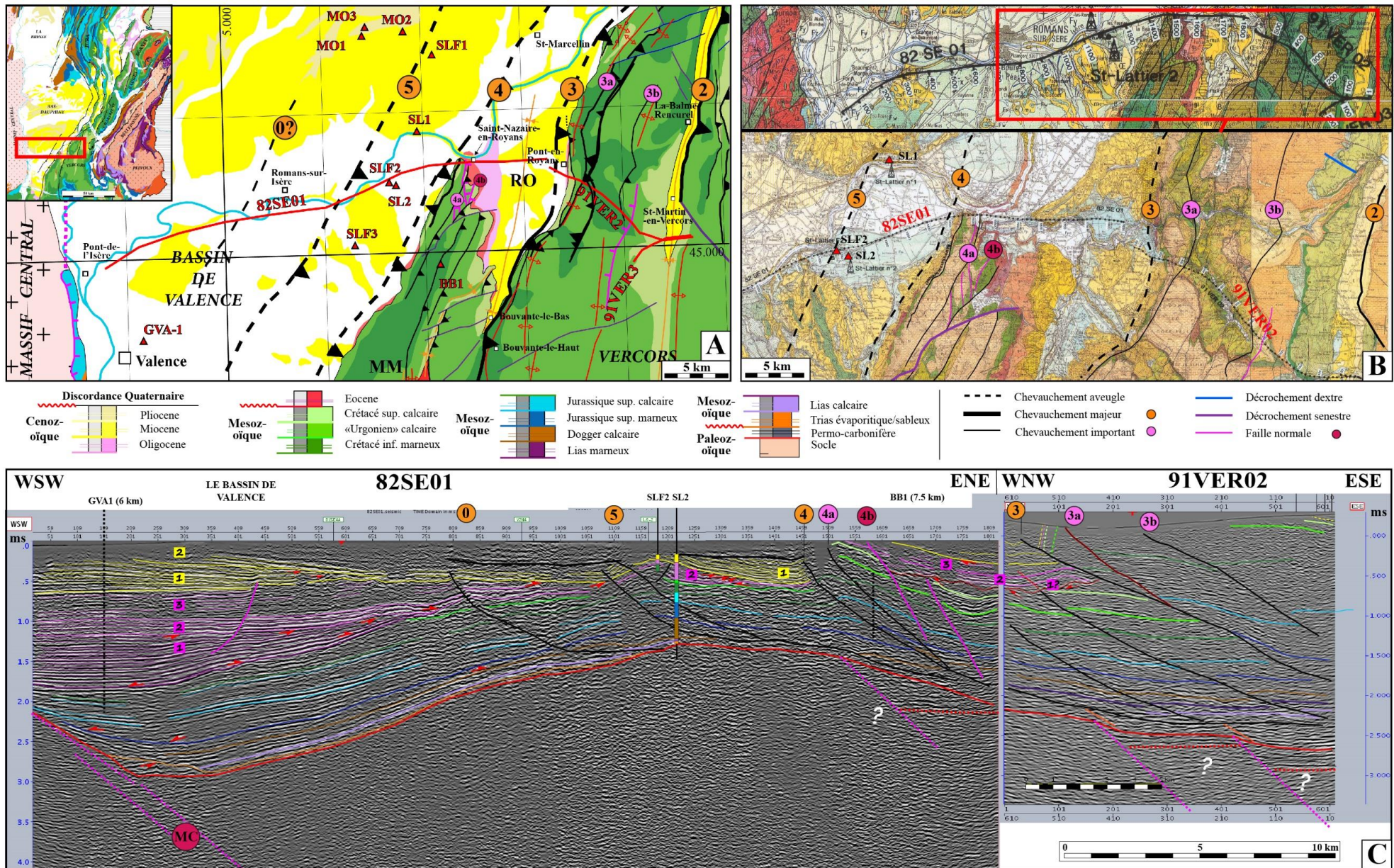


Figure 61: Profil sismique 82SE01-91VER02 (lignes publiées dans Deville, 2020). L'interprétation est proposée à l'aide des données de puits SL2, SLF2, et des données en surface. Les puits BB1 et GVA1 sont projetés et utilisés à titre informatif. (A) Situation géographique et géologique des lignes sismiques interprétées. MM= Monts-du-Matin (B) Plan de position précis des lignes sismiques en CDP sur cartes géologiques au 1/250000 et 1/50000 (modifié de IFP, 1991). (C) Interprétations. Présence des ZF2, 3, 4 et 5, et ZF0 ?

3.4.3. Prolongation dans le Jura de la ZF3 et ZF4?

En remontant vers le Nord, l'étude du prolongement de la ZF3 et ZF4 dans le Jura a fait l'objet d'un examen minutieux des cartes géologiques (feuilles 749 - Montmélian ; 725 - Chambéry ; 700 – Belley ; 701 – Rumilly ; 676 – St-Rambert ; 677 – Seyssel) et de l'intégration des résultats de la thèse de Philippe (1995 ; Fig.2, p.32, chap. 2, Tome 2). Bien que le long de la bordure Nord-est du Bas-Dauphiné, les ZF3 et ZF4 soient sous le Miocène, la direction générale SSW-NNE permet de poursuivre leurs tracés vers le NNE. Les ZF3 et ZF4 coïncident alors avec deux chevauchements majeurs qui affleurent dans le Jura méridional : le chevauchement majeur du Jura interne pour la ZF3 (Philippe, 1995 ; Fig.2, Tome 2, chap. 2, p. 32) et le chevauchement majeur du Jura externe pour la ZF4 (Philippe, 1995 ; Fig.2, p.32, chap. 2, Tome 2). Pour ce dernier chevauchement, Philippe (1995) proposait plutôt de brancher le chevauchement du Jura externe au chevauchement interne approximativement à la même latitude que la ville du Pont-de-Beauvoisin (Figure 58A). Subsiste donc une interrogation, quant au prolongement de la ZF4 dans le Jura, vers le Nord.

3.5. Zone de faille n°5 (ZF5) : « le chevauchement de St-Lattier »

Le profil sismique 82SE01-91VER02 dévoile la présence d'une 5ème zone de faille (ZF5) : les rejets sont très faibles (<100m) à tel point que l'origine compressive de cette structure est surtout visible à travers le pli anticlinal visible en sismique : cette structure porte le nom d'« anticlinal de St-Lattier » (Deville et al., 1992 ; Deville, 2020). Ces mêmes auteurs proposent plutôt des failles normales à pendage vers l'Est à la place de failles chevauchante à faible rejets. Au Nord du Bas-Dauphiné, la ZF5 n'apparaît pas dans le profil 91CHA1-2. En position intermédiaire, le profil 91VER01 montre la présence d'une zone de failles supplémentaire à l'Ouest de la ZF4. Ces failles présentent des rejets inverses mineurs et pourraient ainsi correspondre au prolongement vers le nord de la ZF5. Elles s'enracinent sur un haut-topographique lié à une faille normale héritée (Figure 60). Pour essayer de compenser l'absence de profils sismiques et compléter l'étude structurale, les données de puits du Bas-Dauphiné peuvent être utilisées pour la construction de transects permettant de comparer les altitudes des interfaces stratigraphiques (Figure 62). L'analyse de ces transects permet d'établir l'hypothèse suivante : la ZF5 pourrait suivre la même tendance que la ZF4, à savoir, un rejet maximum au Sud de la zone, s'amortissant vers le Nord, jusqu'à disparaître.

En effet, le long du transect A (Figure 62), l'altitude de l'interface Miocène-substratum mésozoïque augmente progressivement jusque l'Ile Crémieu. Sans données complémentaires, il est impossible de prouver la présence de la ZF5.

Le transect B montre une différence d'altitude de l'interface Tertiaire-substratum mésozoïque, entre les puits BR-1 et VAF-2 (Figure 60, Figure 62). Or, le profil sismique 91VER01 (Figure 60), subparallèle au transect B, permet d'apporter une probable réponse. A l'Est du puits BR-1 (Figure 60), on observe une faille normale qui abaisse le Mésozoïque du compartiment Est. Directement sur le point haut du compartiment Ouest, se branchent 4 petites failles inverses à rejets mineurs (~50m ?) qui affectent probablement le Miocène puisque la base du Miocène semble affectée par ces failles (Figure 60). Il s'agit du seul candidat à la ZF5 le long de ce transect puisque aucune

donnée n'existent jusqu'au puits de FA-1 situé à 12 km vers le NW (Figure 62). Deville et al. (1992) et Deville (2020) interprètent plutôt ces failles inverses à faible rejet comme étant des petites failles normales génétiquement se branchant sur la faille normale qui abaisse le Mésozoïque du compartiment Est à l'Est du puits BR-1 (Figure 60).

Le long du transect C (Figure 62), l'altitude de l'interface Miocène-substratum mésozoïque varie beaucoup. D'après le profil sismique 82SE01-91VER02 (Figure 61), le haut topographique que soulignent les puits SLF-1 et SL1 à l'Est correspond à la continuité Nord de la ZF5. A l'Ouest des puits MO-1 et MO-3, la différence d'altitude reste inexplicée : nous allons l'appeler « zone de faille n°0 » (ZF0). Peut-être s'agit-il de la continuité Nord de la faille à rejet apparent inverse qui ressort 5 km à l'Ouest de la ZF5 et que l'on observe grâce au profil sismique 82SE01-91VER02 (Figure 61) ? Si tel est le cas, il est possible que cet accident passe entre les puits BR-1 et FA-1 du transect B.

3.6. Un chevauchement Oligocène au front des chaînes subalpines ?

A partir de l'étude du profil 88-MEX-1 et du puits BLYES-101 (Figure 63), Huet (2018) a montré que l'ouest de l'île Crémieux correspond à un front compressif et non à un bassin d'effondrement comme proposé précédemment (e.g., Enay, 1980; Rocher *et al.*, 2004). Plus au Nord, Bergerat et al. (1990) décrit également un pli et une faille inverse à partir d'un profil sismique SE-NW traversant le bassin de la Bresse entre le front du Jura (ville de Coligny) et le massif Central. Les auteurs proposent que ce type de structure se développe dans un contexte extensif en présence de niveaux évaporitiques à l'interface socle/sédiments (Trias). Néanmoins, la faille inverse décrite par Bergerat et al. (1990) est à pendage Ouest et se branche sur un paléo-horst hérité (Cormoz) de l'histoire paléozoïque et qui a été réactivée au cours de l'épisode de Rifting Oligocène. Or la faille inverse interprétée par Huet (2018) est à vergence opposée et la structure anticlinale semble également y impliquer le socle ce qui prouve qu'il n'y a probablement pas de lien avec la tectonique salifère.

Le profil 88-MEX-1 montre notamment qu'il s'agit de plis scellés par l'Oligocène Inférieur d'après le puits BLY-101 situé plus au Nord (Moretto, 1986) et d'après la présence d'une sédimentation syn-tectonique à la base de la série oligocène, en discordance sur la structure anticlinale. Ces caractéristiques sont très similaires à celles observées dans le profil 82SE01-91VER02 (Figure 61), où l'on peut voir qu'au pied de la ZF0 la base de l'Eocène (?) - Oligocène se dépose également contre un relief en montrant des variations d'épaisseurs probablement d'origine syn-tectonique (unité Oligocène n°1; Figure 61). En revanche, la ZF0 n'y montre aucune évidence de pli. Cependant en raison de la similitude d'âge des dépôts syn-tectoniques et de direction on peut émettre l'hypothèse que cette faille inverse ZF0 se raccorde vers le Nord à l'accident situé à l'ouest de l'île Crémieu (Figure 62, voir carte pour illustration de l'hypothèse). Dans cette hypothèse, il faut proposer l'existence d'un accident senestre d'orientation NW-SE dans le prolongement de la clive de l'Isère.

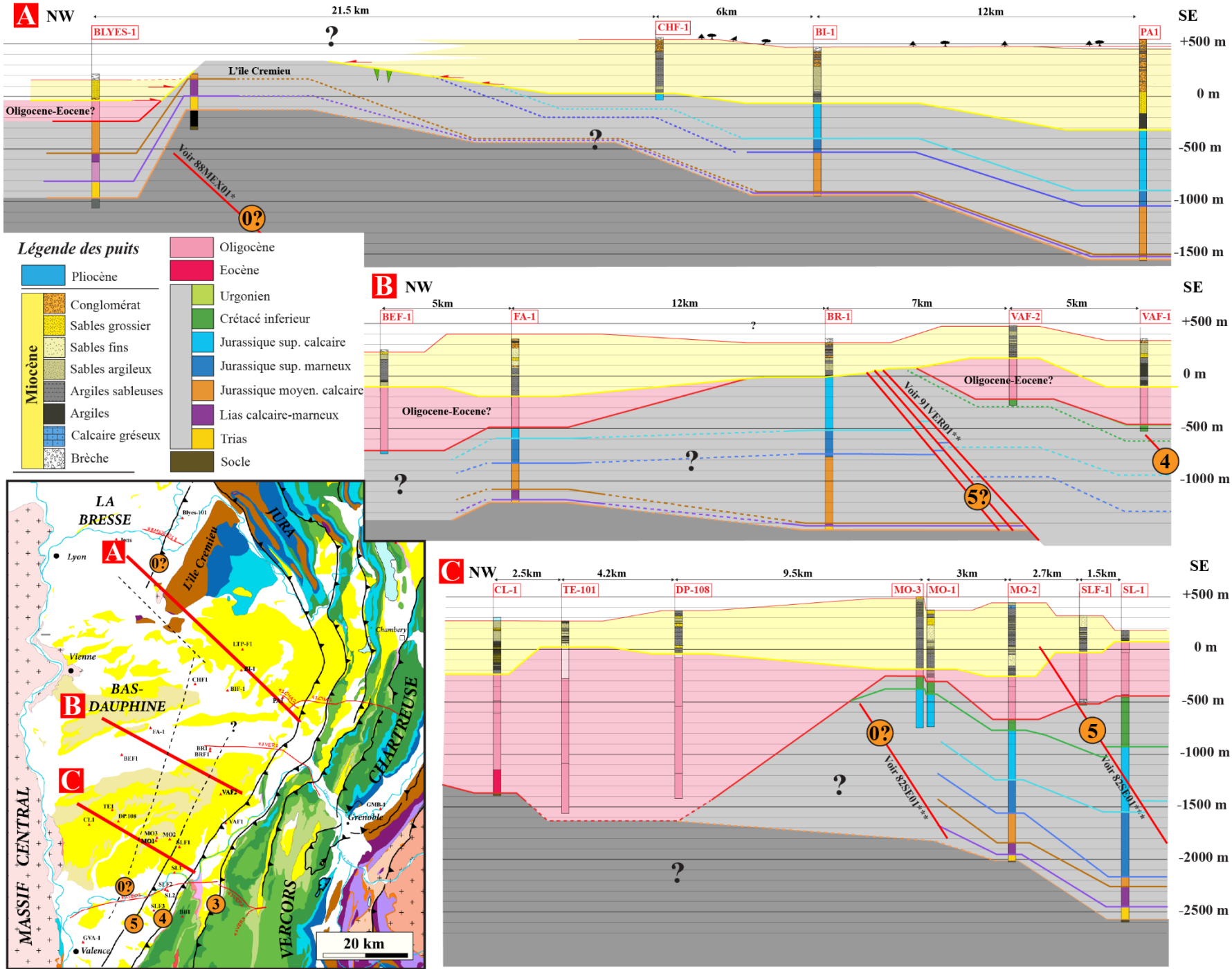


Figure 62: Transects SE-NW du Bas-Dauphiné à partir des données de puits.

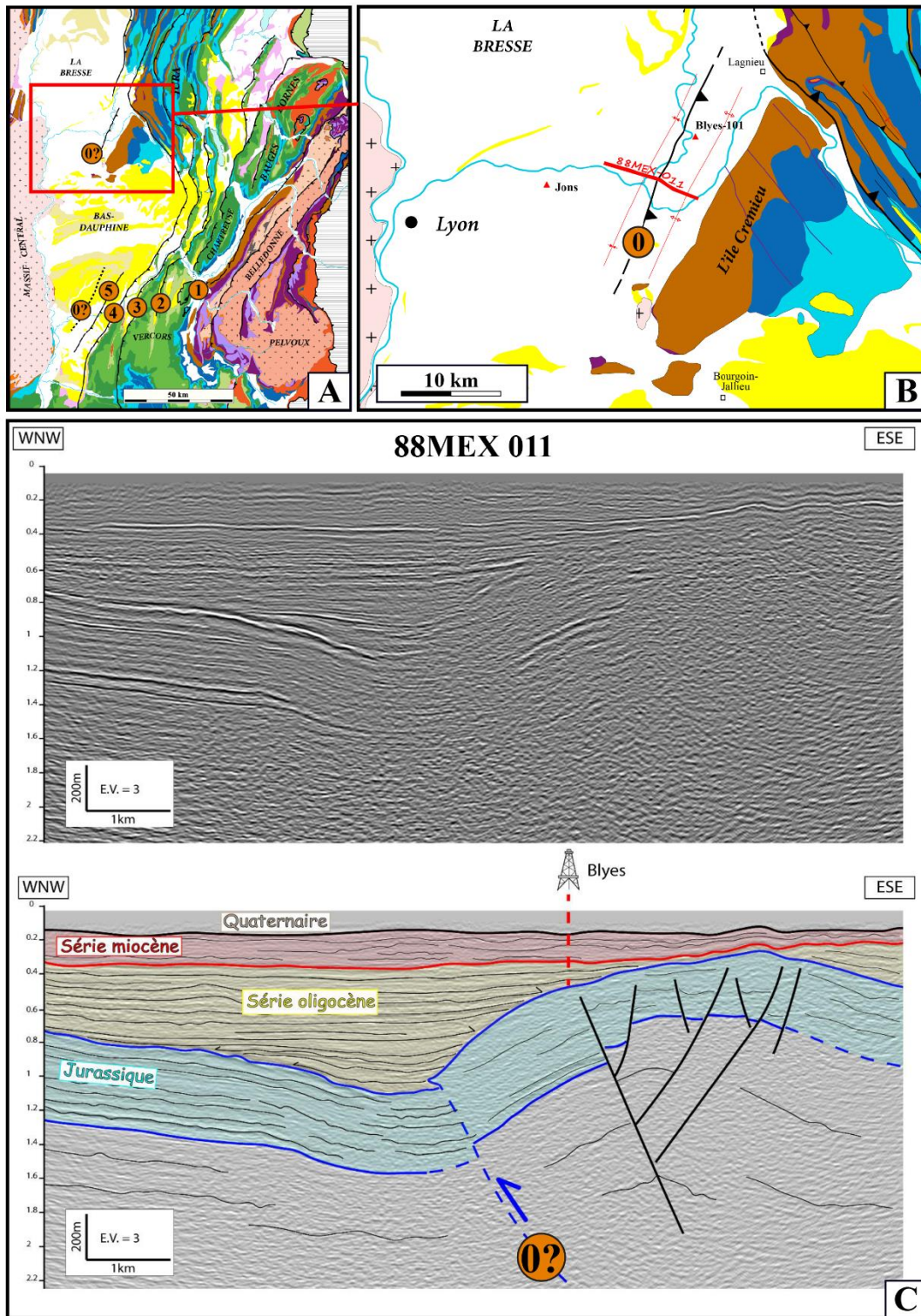


Figure 63: Profil sismique 88MEX-1. L'interprétation est proposée à l'aide des données de puits BLY-101 projeté, et des observations en surface. (A, B) Situation géographique et géologique de la ligne interprétée. (B) Interprétation de 88MEX-01 (Huet, 2018)

3.7. Les décrochements :

Deux grandes familles sont à prendre en compte : (i) les décrochements dextres NE-SW, (ii) les décrochements senestres SE-NW.

3.7.1. *Les décrochements dextres NE-SW de la Chartreuse orientale*

D'après les cartes géologiques des failles dextres NE-SW affectent la Chartreuse. Gidon, (1990) publie une étude très complète dédiée à ce sujet et une cartographie (Figure 64), dont les conclusions principales sont :

- les directions des failles sont comprises entre N40° et N90° et les rejets décrochants dextres sont hectométriques à kilométrique ;
- ces rejets possèdent une composante verticale impliquant systématiquement un abaissement du compartiment SE ;
- en Chartreuse Orientale, la concentration des accidents décrochants dextres diminue progressivement vers l'Ouest (Figure 64), par un effet de propagation du cisaillement qui s'est propagé d'Est en Ouest d'après Gidon (1990) ;
- L'analyse des relations entre les plis et les décrochements suggère que les décrochements dextres sont syn-plissements. La comparaison des directions de raccourcissement qu'indiquent les axes des plis, avec les azimuths des décrochements, suggère également une relation génétique entre les plis et les décrochements, toujours d'après Gidon (1990).

Nous avons documenté ces décrochements à deux localités différentes.

Au nord de Voreppe (site M452, Figure 65A, B), la faille des Balmes est marquée par deux miroirs de faille spectaculaires subverticaux d'orientation N60 à N73 avec des stries plongeant de ~10° vers le sud et présentant des critères microtectoniques indiquant un mouvement dextre (site M452, Figure 65C, D). D'après la carte géologique la faille a une direction N75 et le décalage dextre des formations crétacées est de l'ordre de 730m (feuille Grenoble, 772 ; Gidon *et al.*, 1978). Plus à l'Est la faille prend une orientation N50 et borde le Miocène dont la limite avec l'Urgonien montre un décalage apparent de plus de 1 km (feuille Grenoble, 772 ; Gidon *et al.*, 1978).

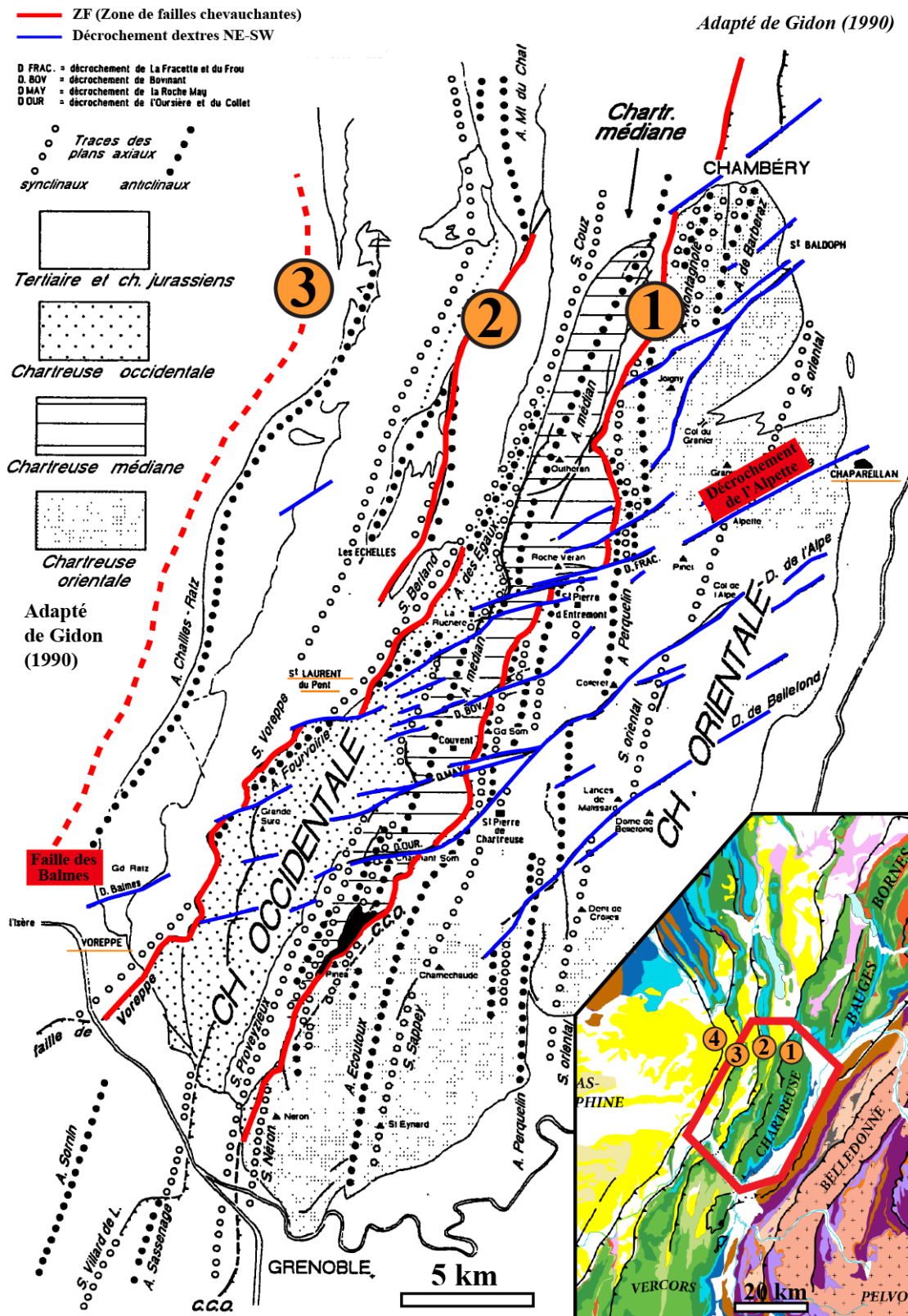


Figure 64: Les décrochements dextres (en bleu) de la Chartreuse. Adapté de Gidon (1990)

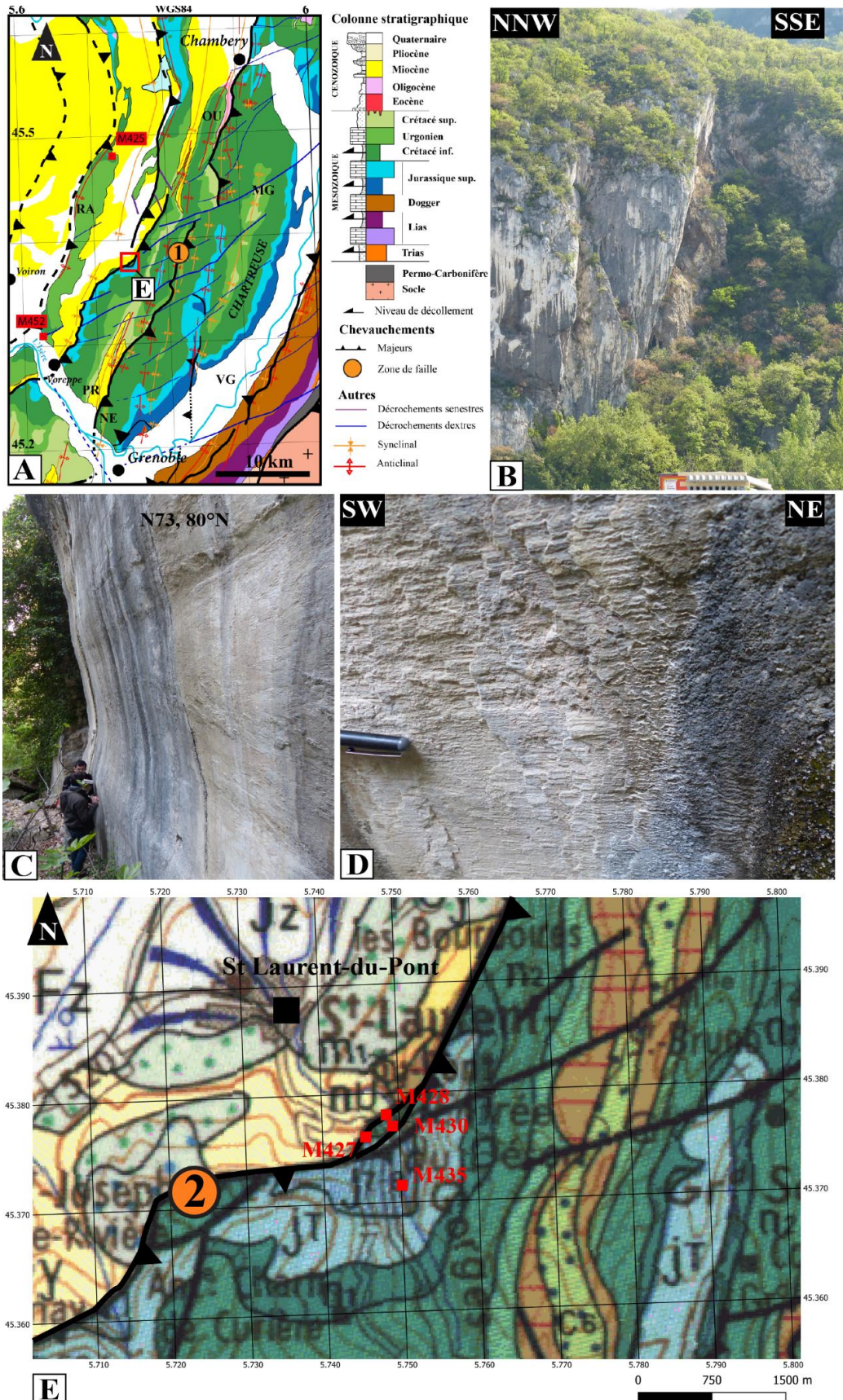


Figure 65: Les Failles décrochantes de la Chartreuse. (A) Localisation des sites M452, M425. Voir E pour les sites M427, M428, M430, M435. (B) La Faille des Balmes (décrochement dextre) d'orientation N60 à N73 vue depuis le Sud-Ouest. (C) Miroir de faille de la Faille des Balmes. N73, 80°N. Localisation, point M452 en A. Zoom sur les stries en C. (D) Stries plongeant de ~10° vers le sud et présentant des critères microtectoniques indiquant un mouvement dextre. (E) Localisation des points d'observations M427, M428, M430, M435 réalisés au sud de St-Laurent-du-Pont. Contexte géographique en A.

Le plus important des décrochements dextres, le décrochement de l'Alpette, est cartographié entre Chaparailan et St Laurent du Pont sur près de 25 km avec une direction générale N60 et un décalage dextre apparent de 1 à 3 km (Figure 64). Au Sud de St Laurent du Pont, la ZF2 change de direction au niveau de ce décrochement avant de reprendre une direction NNE-SSW. Ceci suggère un décalage dextre ≥ 1.3 km le long d'une faille orientée ~N80. Dans cette zone la ZF2 est marquée par des failles inverses mais aussi des décrochements. La faille principale fait chevaucher les calcaires urgoniens sur le Miocène verticalisé (M427 et 428, Figure 65A, E). En arrière de ce chevauchement une faille N45° 60°E juxtapose les calcaires valanginiens sur les calcaires urgoniens (site M430, Figure 65A, E). Cependant cette faille semble essentiellement décrochante (dextre ?) car elle porte des stries subhorizontales (pitch 14°N).

Dans cette zone on trouve également quelques évidences de décrochements senestres d'orientation NNW-SSE : faille N150°, 80°E (pitch 10°S) au site M425 (Figure 65A) ; faille N175° verticale strie (pitch 8°N) au site M435 (Figure 65E). Mais ces failles semblent avoir des décalages beaucoup plus faibles que les failles dextres. Si on considère que les décrochements dextres et senestres sont conjugués cela impliquerait une direction de raccourcissement ~N110°. Cette direction est la même que celle déduite de la direction moyenne de la ZF2 et des anticlinaux associés dans cette zone (N20°).

Pour conclure : La Chartreuse est recoupée par un couloir de direction N60° et de 18 km de large de failles dextres. Le décalage total est de l'ordre de 10km. Les failles semblent plus nombreuses, à l'Est qu'à l'Ouest et les décalages semblent s'atténuer dans cette direction. Cependant quelques failles, dont celle des Balmes, sont décrites à l'Ouest de la ZF2. L'orientation des décrochements est compatible avec celle des axes de plis impliquant un raccourcissement horizontal N110°. Une hypothèse est que les décrochements soient des rampes latérales des plis associés à ZF2, et donc au moins en partie contemporains (Gidon, 1990). Cependant le fait que la ZF2 continue de part et d'autre (au Nord et au Sud) du couloir décrochant, et que celui-ci se poursuive au-delà de la ZF2 implique qu'une partie du mouvement décrochant soit postérieur à cette zone de faille.

3.7.2. Les décrochements senestres SE-NW

Deux grands domaines peuvent être distingués au sein de notre zone d'étude : (i) le Jura et ses larges synclinaux, (ii) les massifs sub-alpins, où la déformation paraît beaucoup plus intense et concentrée. Ces deux zones sont séparées par une zone de transition à partir du Nord de la Chartreuse où les chevauchements sub-alpins se déportent de plusieurs kilomètres vers l'Ouest le long de rampes latérales SE-NW à composante senestre : il s'agit d'une zone de transfert de direction moyenne N145° (Philippe, 1995 ; Philippe *et al.* 1996). D'après ces auteurs, cette zone de transfert répond à une variation lithologique et d'épaisseur du Trias qui est située stratigraphiquement à l'interface socle-couverture. Au Nord, le Trias est évaporitique et son épaisseur dépasse plusieurs centaines de mètres (Guellec *et al.*, 1990; Philippe *et al.*, 1996). Le

puits HU2, situé dans le bassin molassique genevois, à l'Ouest du Salève, indique **509m** d'épaisseur de Trias (Annexe 3). Dans les massifs sub-alpins, la série triasique est moins bien connue mais les épaisseurs sont certainement moindres et les faciès sont gréseux d'après les sondages en bordure est du Bas-Dauphiné (PA-1, BR-1, VAF-1, VAF-2, Annexe 3), au front des massifs sub-alpins. Dans le puits PA-1 le plus au Nord-est du Bas-Dauphiné, le Trias fait 40m d'épaisseur (Annexe 3). En position intermédiaire, au Nord d'Aix-les-bains, le puits LTA-1 fait 275m d'épaisseur.

Nous avons décrit en 3.7.1 des décrochements senestres mineurs de direction NW-SE. Il a été proposé que les vallées de l'Isère au Nord de Grenoble (Gidon, 1995a) et de Chambéry, qui suivent cette direction, soient localisées le long de décrochements maintenant cachés par les dépôts quaternaires. Notre étude de la cluse de l'Isère suggère l'existence d'un décrochement senestre décalant la ZF1 d'environ 2 km mais ne décalant pas la ZF2 (Figure 50). La carte géologique (Chambéry, 725 ; Gidon *et al.*, 1963) ne montre pas de décalage significatif de part et d'autre de la vallée de Chambéry.

3.8. Les failles normales

3.8.1. *Entre le Massif Central et la bordure occidentale des massifs subalpins :*

Dans la partie la plus méridionale de la zone d'étude, le long du profil 82SE01 (Figure 66B, D), la faille bordière Nord-Sud du Massif central (notée MC, Figure 61) constitue une faille normale majeure qui borde le remplissage tertiaire. En effet, l'unité 1 du Tertiaire est caractérisée par un éventail sédimentaire indiquant un remplissage synchrone de l'abaissement du compartiment à l'Est de la faille MC (Figure 61). Cette interprétation avait été proposée par Mascle *et al.* (1996) qui associaient cet événement tectonique au « rifting Oligocène ». D'autres évidences de failles normales existent plus à l'Est (Figure 66D). La faille 4b est une faille normale qui abaisse le compartiment Est (voir Figure 61 pour détails). A l'Est de la faille 4b, une seconde faille normale a été observée en profondeur. La faille 4b est à l'origine de l'épaississement brutal de l'Oligocène vers l'Est (Figure 61C). En surface, cette faille affleure (Figure 61A, B) et sa direction est N-S d'après la carte géologique de Romans-sur-Isère (795). Cette direction, son pendage vers l'Est et le remplissage tertiaire syn-tectonique suggère qu'il s'agit d'une faille qui résulte de la même phase tectonique que celle à l'origine de la faille normale en bordure du Massif Central, à l'Ouest. D'autres failles normales, de même direction, ont été observées au nord des Monts-du-Matin, par lecture cartographique (Figure 61A, B). Toujours le long du profil 82SE01-91VER01 (Figure 66D), un second fait est à souligner : la transition entre le mur et le toit de la ZF3 coïncide avec un changement d'épaisseur brutal de l'Eo-Oligocène (+de 100m à l'Ouest vs – de 20m à l'Est). Compte tenu des failles normales signalées plus à l'Ouest précédemment, cette variation d'épaisseur est probablement due aussi à la présence d'une paléo-faille normale. Celle-ci aurait donc un pendage opposé (pendage ouest) ce qui indiquerait la présence d'un graben à l'emplacement actuel du Royans. Cette hypothèse est appuyée par la présence d'un petit graben à remplissage éocène au nord des Monts-du-Matin, à l'Ouest de St-Nazaire-en-Royans (Localisation en Figure 66A, photographie en Figure 67 ; Kwasniewski, 2010).

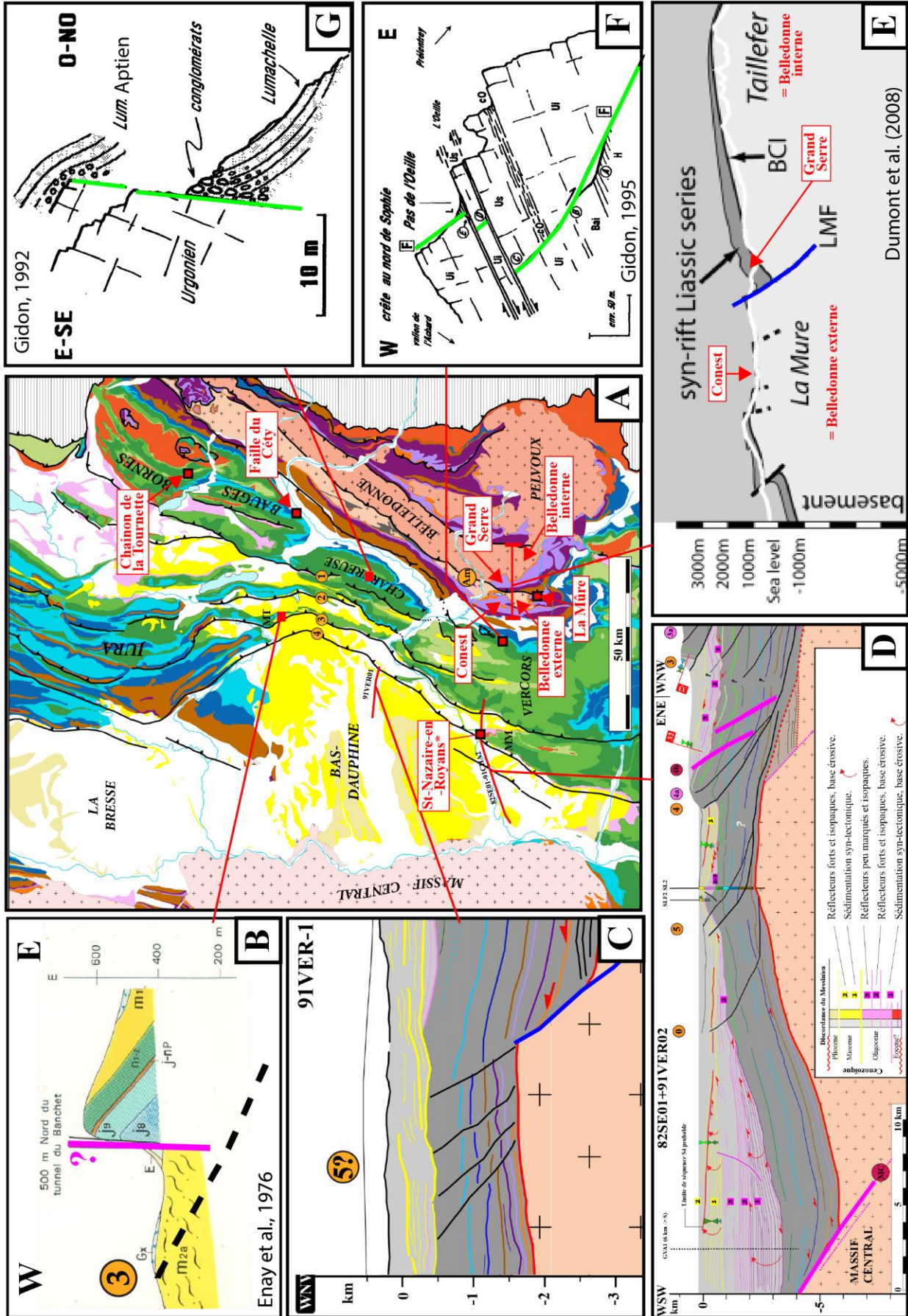


Figure 66 : Aperçu de l'héritage des phases extensives dans la zone d'étude. Failles normales jurassiques en bleu, crétacées en vert, oligocènes en rose. CO=Conest ; GC= Grand Cerf ; MM= Monts-du-Matin; MT= Mont Tournier. (A) Cadre géologique et géographique. [Saint-Nazaire-en-Royans*] pour localisation de la Figure 67. (B) Faille normale du Mont Tournier (Enay et al., 1976) ; (C) Faille normale observée grâce au profil sismique 91VER01 (Figure 60) ; (D) Failles normales observées grâce au profil sismique 82SE01-91VER02 (Figure 61) ; (E) Paléo-faille normale liasique probable en bordure Est de Belledonne Externe. Coupe proposée par Dumont et al. (2008) coïncide avec nos observations. BCI= Basement-cover-interface ; (F) Faille normale du Pas de l'Ouille d'âge Crétacé supérieur (Gidon, 1995) ; (G) Faille normale au col de Bellefond, 4km au Nord de la Dent de Crolles, en bordure orientale de la Chartreuse : Remplissage syn-sédimentaire de l'Aptien (Crétacé inférieur) (Gidon, 1992).

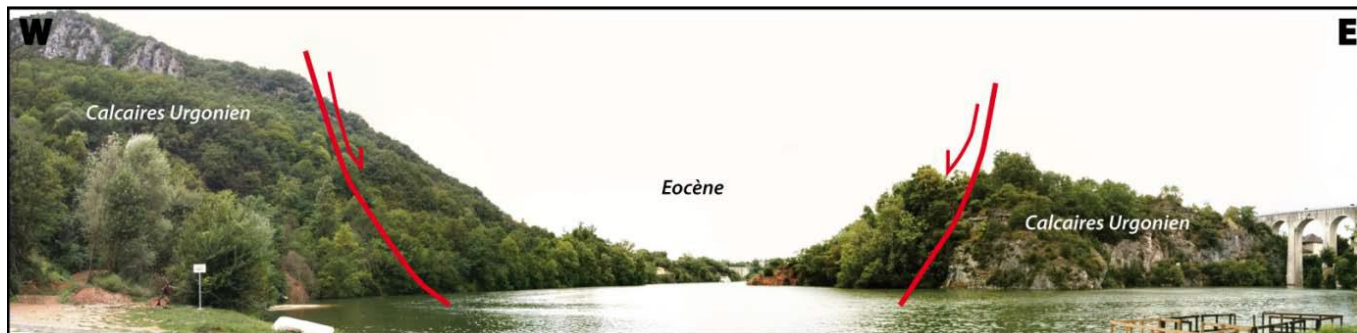


Figure 67: Vue vers le Nord du graben à remplissage Eocène de St-Nazaire-en-Royans (Kwasniewski, 2010). Localisation de St-Nazaire-en-Royans en Figure 66A.

Plus au Nord, à l'Ouest de la cluse de l'Isère, le profil 91VER01 (Figure 66A, C) met en évidence une faille normale indiscutable d'âge mésozoïque. En effet, la série mésozoïque s'épaissit brutalement et le tertiaire ne semble pas affecté. Grâce à la présence d'un réflecteur fort sous la base du Jurassique supérieur marneux de part et d'autre de la faille normale (bleu foncé, Figure 60), les variations d'épaisseurs semblent concerner le Jurassique supérieur marneux et calcaire, datant ainsi probablement l'âge du jeu extensif au Jurassique supérieur.

Encore plus au Nord, en bordure Ouest du Mont Tournier (Figure 66A, B), nous avons observé la présence d'une unité conglomératique d'âge anté-Miocène qui semble remplir des paléo-vallées (Figure 44, chapitre 4). Cette unité correspond à une brèche de pente surmontée par des argiles rouges continentales. Il s'agit du « conglomérat du Mont Chaffaron » décrit par Lamiroux (1977). Or, la bordure Ouest du Mont-Tournier correspond à plusieurs failles normales de pendage ouest, de direction Nord-Sud (voir coupes cartes géologique de la feuille 724, La-Tour-du-Pin ; Enay *et al.*, 1976 ; Gidon, 2002, www.geol-alp.com). Les brèches de pentes semblent donc être le résultat de points hauts contrôlés par des failles normales, comme le suggérait la bordure orientale du Royans, plus au Sud (voir quelques lignes plus haut). Au Mont Tournier, cet héritage a eu également un impact sur la sédimentation miocène (variations d'épaisseurs et de faciès que nous discuterons plus tard).

3.8.2. La bordure orientale des massifs sub-alpins

En bordure orientale du Vercors, un système de failles normales N-S à pendage vers l'Est (abaissant donc le compartiment Est), affectant les calcaires de l'Urgonien et les marnes du Crétacé

inférieur, ont été observées au Pas de l'Ouille (Figure 66A, F). Une description détaillée n'ayant pas été possible faute de temps, nous nous appuyons ici sur (Gidon, 1995b) qui a également décrit cette structure. L'auteur conclut que : **(i)** il s'agit du résultat d'une phase extensive E-W anté-compression alpine, probablement d'âge Albien ; **(ii)** le rejet est d'une centaine de mètres ; **(iii)** il s'agit d'une faille importante puisque sa continuité Nord-Sud est d'au moins 10 km.

En Chartreuse orientale, au voisinage du col de Bellefond, 4km au Nord de la Dent de Crolles, (Gidon, 1992) décrit également une sédimentation crétacé inférieur synchrone au jeu de failles extensives Nord-Sud (Figure 66A, G). Il s'agit de la « Lumachelle » aptienne qui montre des indices de mouvements syn-sédimentaires avant de sceller la structure. L'auteur appuie son hypothèse une année plus tard (Gidon, 1993) en prouvant, toujours en Chartreuse orientale, l'existence d'autres failles syn-sédimentaires du même âge (Crétacé inférieur, Aptien) et de même direction Nord-Sud.

Dans le massif des Bornes, au Nord-Est de la zone d'étude, Gidon (1998) met en évidence des failles extensives antérieures au plissement, dans le chaînon de « La Tournette » (Figure 66A pour localisation). Celles-ci sont longitudinales par rapport aux plis et formaient à l'origine un graben. La base du Crétacé supérieur est syn-tectonique tandis que le toit de cette dernière unité scelle la structure, marquant la fin du jeu extensif. L'auteur souligne un fait remarquable : la position actuelle des synclinaux coïncide avec l'emplacement du paléo-graben. Cette interprétation est également proposée par Gidon (1996) et quelques années plus tard par Gidon (1999) , à partir de la faille du Céty entre autre (Figure 66A pour localisation) dans le massif des Bauges, où l'auteur démontre également l'influence de failles normales N-S antérieures au plissement, sur la sédimentation au cours de l'Eocène inférieur.

3.8.3. *En bordure de Belledonne interne et Belledonne externe :*

La bordure entre Belledonne interne et Belledonne externe, au sud des massifs cristallins de Belledonne a fait l'objet d'une courte étude. Nos interprétations préliminaires, ici aussi, seront mises en parallèle avec la bibliographie disponible. Le Conest (Figure 66A, E) dévoile à l'affleurement la couverture sédimentaire non décollée. Le chevauchement de Belledonne interne se situe non loin de la ville de la Mure. Or, la lecture de la carte géologique de La Mure au 1/50 000 (feuille 821) entre le Grand Serre et La Mure montre le socle de Belledonne externe à l'Ouest en contact anormal avec le Dogger à l'Est. Le contact est en fait, un contact faillé qui semble abaisser le compartiment Est. La faille semble avoir un pendage vers l'Est d'après la lecture cartographique. Il s'agit donc vraisemblablement d'une faille normale à pendage Est. Or, le Dogger montre une structure synclinale qui semble « butter » contre le socle, nous indiquant une phase compressive. Ceci semble aller dans le sens de Lemoine *et al.* (1981), LeMoine *et al.* (1986), Dumont *et al.* (2008), Butler (2017) et bien d'autres, qui proposent, en bordure Est du Conest, l'existence d'une ancienne faille normale liasique, affectée postérieurement par la déformation alpine. En effet, vers l'Est, le Grand Serre dévoile le Lias calcaire avec une épaisseur anormalement importante de 440-460m (feuille 821 – La Mûre) contrastant avec les 50-150m décrit au toit du Conest (feuille 821 –

La Mure) à l'Ouest. Cette variation significative d'épaisseur indiquerait bien un abaissement du compartiment Est au moins, au cours du Lias. Dans le même sens, Barféty *et al.* (1970) mettent en évidence la présence d'un seuil sur l'axe du Dôme de La Mure (=Belledonne externe) au cours du Trias et du Lias, à partir d'une étude sédimentologique (présence d'olistolithes, variations latérales de faciès et d'épaisseurs avec des séries réduites, brèches sédimentaires très fréquentes). Ce seuil était quasi à l'émersion, « battue par la mer qui démantelait les reliefs pré-existants et en remaniait les débris, alors que le fond était lui-même soumis à des soubresauts quasi continus ». Ainsi, la limite entre Belledonne externe et Belledonne interne (La Mure), respectivement équivalent à « La Mure block » et « Taillefer block » *sensu* Dumont *et al.* (2008), LeMoine *et al.* (1986), Butler (2017), Barfety *et al.* (1979) semble indiquer une faille normale à pendage Est, d'âge Trias-Lias.

3.8.4. Synthèse de l'étude des failles normales :

L'héritage structural anté-compression alpine se résume de la manière suivante :

- (i) une structuration possiblement en faille normale de la bordure Est de Belledonne externe avec des évidences de sédimentation au cours du Trias-Lias marquée par des reliefs (Barféty *et al.*, 1970) et des variations d'épaisseurs significatives entre le Conest et le Grand Serre;
- (ii) une sédimentation contemporaine du jeu extensif au cours du Jurassique supérieur (91VER01 en aval de la cluse de l'Isère). D'après Lemoine *et al.* (1989), les failles normales d'âges jurassiques ont des directions comprises entre NE-SW et N-S dans la région de Belledonne, résultat direct de l'ouverture de l'océan téthysien-ligure (d'après ces mêmes auteurs, il existe également une deuxième famille de failles transformantes NW-SE notamment plus au sud, dans le massif de l'Argentera);
- (iii) une sédimentation contemporaine du jeu extensif au cours du Crétacé inférieur : la bordure orientale des massifs sub-alpins (Vercors, Chartreuse, Bauges, Bornes) semble particulièrement affectée par des failles normales Nord-Sud, abaissant les compartiments Est, et d'âge Crétacé inférieur (Gidon & Pairs, 1976; Gidon, 1982, 1994, 1995b; Gidon, 1993).

Ces 3 phases extensives résultent très probablement du rifting de la marge Téthysienne (LeMoine *et al.*, 1986) qui a débuté dès le début du Mésozoïque jusqu'au Crétacé supérieur.

- (iv) la bordure du Massif central, les Monts-du-Matins, ainsi que la bordure occidentale des massifs sub-alpins sont affectées par des failles normales également d'orientation Nord-Sud et d'âge Eo-Oligocène. Au cours de cette période, une exception existe au front de l'île Crémieu où une sédimentation syn-tectonique Oligocène est également observée, qui semble cette fois-ci être contemporaine d'une phase compressive via la formation d'un anticlinal recouvert par l'Oligo-Miocène (Figure 63). La direction de compression est difficile à estimer, probablement dans un dièdre entre W-E et NW-SE.

Aucune évidence de déformation liée à la compression pyrénéo-provençale n'a été directement observée.

La compression « tardive » alpine étant de direction oblique à sub-perpendiculaireaux failles normales héritées NW-SE à NE-SW, ceci explique pourquoi plusieurs auteurs proposent une ré-activation des failles normales anciennes lors de la compression alpine (Butler, 1989, 1992b, 2017; Gidon, 1998) et bien d'autres. D'après nous, cette question qui a été soulevée au début de ce chapitre reste à ce stade en suspens, jusqu'à l'analyse tectono-sédimentaire du Miocène, qui interviendra plus tard dans ce manuscrit.

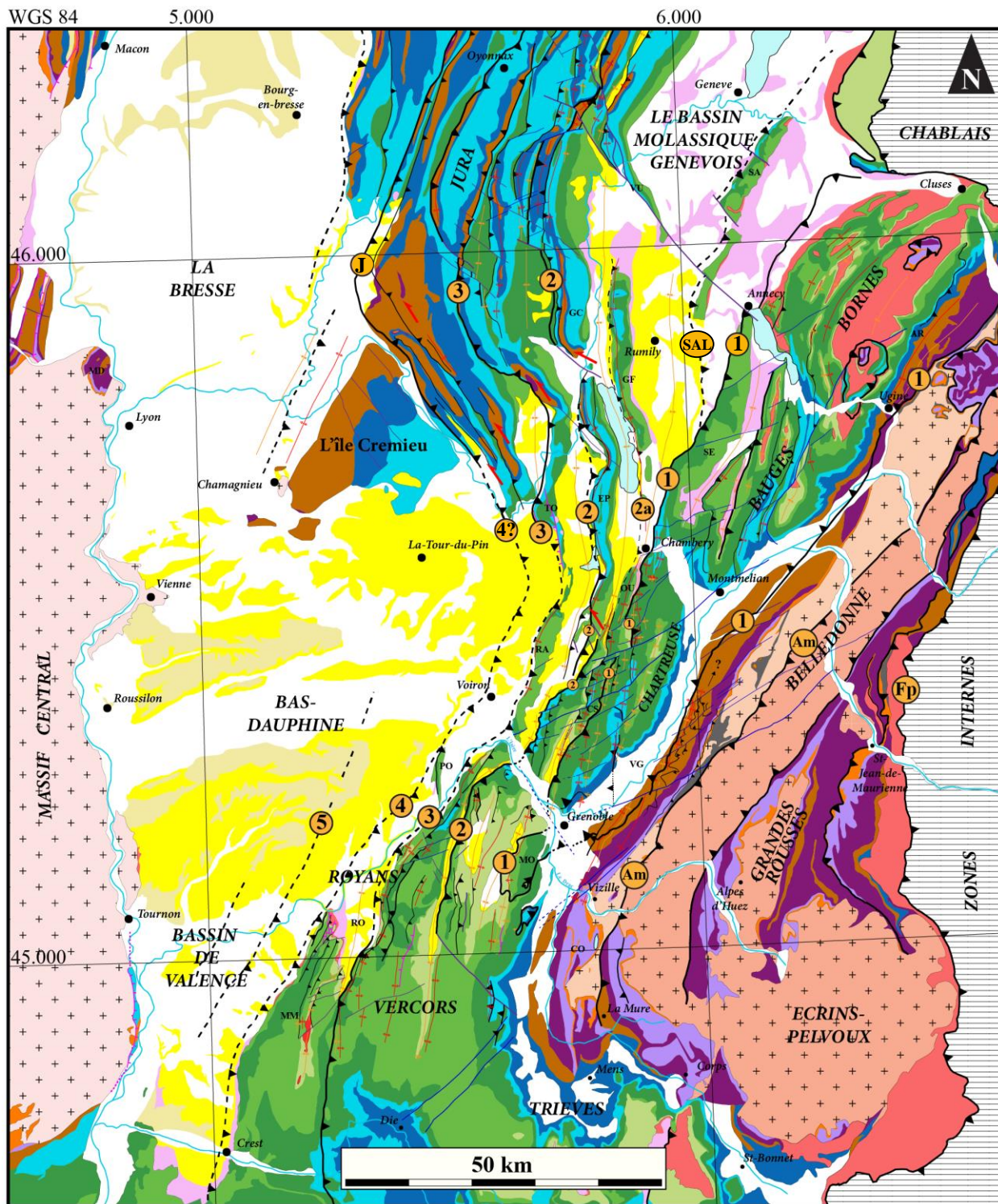
4. Synthèse : Schéma structural et coupes dans l'ensemble des chaînes subalpines

Les observations présentées ci-dessus nous permettent de proposer un schéma structural de l'ensemble des chaînes subalpines depuis Belledune jusqu'au bas Dauphiné et depuis le Royans jusqu'au front du Jura (Figure 68). Ce schéma est complété par quatre coupes régionales tracées parallèlement à la direction de raccourcissement majeure (Figure 69). Pour conclure, une ébauche de chronologie de la déformation est proposée.

4.1. Schéma structural de l'ensemble des chaînes subalpines

Tout d'abord, le Jura ainsi que ses larges synclinaux, et les massifs sub-alpins, sont séparées par une zone de transfert (Philippe, 1995 ; Philippe *et al.* 1996) à partir du Nord de la Chartreuse, où les ZF identifiées au cours de cette étude se déportent de plusieurs kilomètres vers l'Ouest le long de rampes latérales SE-NW à composante senestre.

En effet, un point important de ce travail est de faire ressortir les zones de failles majeures (rejet ~ 10^2 - 10^3 mètres : ZF1= Chevauchement subalpin principal ; ZF2= Chevauchement de Voreppe-Rencurel ; ZF3= Chevauchement du Ratz ; ZF4= Chevauchement du Royans ; ZF5= Chevauchement de St-Lattier) par rapport aux chevauchements secondaires (rejet ~ 10 - 10^2 mètres) et mineurs (rejet ~ 1 - 10 mètres). Notre cartographie fait ressortir que les structures majeures sont continues sur de longues distances (~200 km) malgré un changement de direction important pour certaines d'entre elles (ZF2, ZF3, ZF4 ?) au niveau de la zone de transfert décrite ci-dessus. Ce changement de direction semble ne pas s'appliquer à la ZF1. La prolongation vers le Nord de la ZF4 semble se brancher au chevauchement principal du Jura (J). Cette direction SE-NW correspond curieusement à celle des clues principales qui sectionnent les massifs sub-alpins : du Sud au Nord, la clue de l'Isère qui sépare le Vercors et la Chartreuse ; la clue de Chambéry qui sépare la Chartreuse et les Bauges, la vallée d'Annecy qui sépare les Bauges des Bornes. Ce fait surprenant a fait l'objet de vives discussions au sein de la communauté des géologues (synthèse dans Gidon, 1995). Une seconde famille de décrochements existe, dextre et d'orientation NE-SW, principalement localisée en Chartreuse. Ces décrochements dextres affectent particulièrement les ZF1 et ZF2 (Figure 64).



Chevauchement

- ▲ Majeur
- Zone de faille 1 à 5
- Am = Accident médian
- Fp = Front pennique
- ▲▲ Important
- ▲ Mineur
- - - Aveugle
- ▲▲ Rétro-chevauchement

Autres

- Décrochements senestres
- Décrochements dextres
- Rampe latérale
- Faille normale
- Synclinal
- Anticlinal

Colonne stratigraphique

<p>CENOZOÏQUE</p> <ul style="list-style-type: none"> Quaternaire Pliocène Miocène Oligocène Eocène Crétacé sup. 	<p>MESOZOÏQUE</p> <ul style="list-style-type: none"> Urgonien Crétacé inf. Jurassique sup. Dogger Lias 	<p>PALEOZOÏQUE</p> <ul style="list-style-type: none"> Trias Permo-carbonifère Soile
--	--	---

▲ Niveau de décollement

▨ Zones internes (= «nappes penniques», «domaine Briançonnais»)

Figure 68: Schéma structural détaillé de la zone d'étude. Présentation des 5 zones de failles identifiées, du chevauchement de Belledonne interne (Am), du Salève (SAL) et du Jura (J). AR= Aravis ; CO= Conest ; EP= Epine ; GC= Grand Colombier ; GM= Grande Moucherolle ; GF= Gros Foug ; MD= Monts-d'or ; MM= Monts-du-Matin ; MO= Moucherotte ; PO= Poliéna ; OU= Outherans ; RA= Ratz ; RO= Royans ; SA= Salève ; SAS= Sassenage ; SE= Semnoz ; VG= Vallée du Grésivaudan ; VU= Vuache.

Les plis synclinaux et anticlinaux sont généralement continus sur de longues distances et parallèles aux chevauchements malgré la différence de style structural entre le Vercors/Chartreuse et le Jura. La relation en surface de la ZF1 et de la faille SAL est équivoque et leur relation en profondeur n'est pas contrainte. Une structure anticlinale (au toit de la faille chevauchante 2a), entre les ZF1 et ZF2, est également continue sur de longues distances (Figure 68). Du Nord au Sud, il s'agit de : l'anticlinal du Gros Foug (entre le Jura et les Bauges), l'anticlinal de l'Outherans et de Proveyzieux (en Chartreuse), de Sassenage et de la Grande Moucherolle (dans le Vercors). La grande majorité des chevauchements sont à vergence Ouest mais certains sont des rétrochevauchements à vergence Est, notamment en Chartreuse orientale. Toutes ces structures impliquent une direction de raccourcissement globalement WNW-ESE. L'accident médian (Am, Figure 68) qui fait chevaucher Belledonne Interne sur Belledonne externe semble indiquer une direction de compression similaire.

Les failles normales observées sont généralement d'orientation N-S à NE-SW et résultent de différentes phase : Jurassique (Lemoine *et al.*, 1986, 1989) en lien avec le rifting Téthysien-ligure, Crétacé supérieur et enfin Oligocène avec le « rifting oligocène » (Mascle *et al.* 1996) (voir Figure 66). Elles sont visibles surtout dans la partie la plus méridionale de la zone d'étude (Vercors, Royans) et le long des bordures occidentales et orientales des massifs sub-alpins.

4.2. Interprétations structurales : proposition de 4 coupes régionales :

4.2.1. Coupe A : Belledonne-Jura

Pour construire la coupe A, les données de sous-sols et des données de surface (observations de terrains et cartes géologiques au 1/50000) ont été utilisées à l'Ouest de la ZF1. Depuis la ZF1 jusqu'à Belledonne, la construction de la coupe résulte d'analyses minutieuses des cartes géologiques au 1/50 000 pour les structures en surface, complétées en profondeur par les résultats de ECORS-CROP (Guellec *et al.*, 1990; Roure *et al.*, 1990; Mugnier & Marthelot, 1991) révisités récemment par Pfiffner (2014). Pour la transition entre la chaîne des Aravis et Belledonne, nous avons également intégré la coupe synthétique de Gidon présentée en Figure 56.

D'Ouest en Est (Figure 69A): La ZF2 correspond au chevauchement du Grand Colombier. Ce dernier s'enracine dans le niveau de décollement triasique et n'implique pas le socle. L'anticlinal du Gros-Foug est interprété comme une structure intermédiaire entre les ZF1 et ZF2, tout comme la faille SAL. En effet, l'interprétation de ne pas connecter en profondeur la ZF1 et la faille SAL

a été retenue, en prenant en compte des éléments de chronologies discutés au cours du chapitre 7. Le remplissage tertiaire montre : (i) une diminution vers l'Ouest rapide de l'épaisseur de l'Oligo-Aquitainien continental (<200m à l'Ouest, 1700m au pied de la ZF1) ; (ii) une épaisseur importante de Miocène (1100m minimum dans le synclinal de Rumily). La ZF1 à l'Ouest correspond à une multitude d'écaillés. A l'Est de la ZF1, le remplissage tertiaire est exclusivement d'âge Oligocène. Seule la base de la série montre de fins dépôts datés de l'Eocène (Kazo, 1975 ; carte géologique BRGM). La déformation paraît brutalement plus intense plus à l'Est, à partir du chevauchement au pied d'Entrevernes, ce qui témoigne d'un chevauchement majeur. Les plis montrent une intense déformation ce qui n'était pas le cas au Semnoz, à l'Ouest (« SE », Figure 68). En profondeur, la barre tithonique a été traversée à 3 reprises d'après le sondage BZN1 plus au Nord (Figure 49 pour localisation ; Charollais & Jamet, 1990). La présence d'un compartiment de socle avec un faible rejet additif a été déduite par imagerie sismique (Guellec *et al.*, 1990). Plus à l'Est encore, un troisième chevauchement majeur existe puisqu'il s'agit de la klippe de Sulens qui contient elle-même plusieurs fronts (UH : *Ultra-helvetica* ; PF : *Penninic front*). La déformation au-dessus de la ZF1 est donc complexe, intense et surtout, polyphasée. La ZF1 ressort à l'Est sous forme de zone de cisaillement.

4.2.2. Coupe B- Chartreuse Nord-Belledonne

Pour construire la coupe B, les données de sous-sol (Figure 58) et des données de surface (observations de terrain et cartes géologiques au 1/50000) ont été utilisées à l'Ouest de la ZF1. Entre la ZF1 et le sommet du Grand Manti (Figure 69), la construction de la coupe résulte d'analyses minutieuses des cartes géologiques au 1/50 000. A l'Est du Grand Manti, la construction est rendue possible à partir de la coupe la plus septentrionale de la Figure 55.

D'Ouest en Est (Figure 69B): Les ZF3 et ZF4 sont des chevauchements aveugles qui impliquent le Miocène et qui s'enracinent dans le niveau de décollement triasique. Le rejet de la ZF4 est minime (0.5km) tandis que le rejet de la ZF3 est plus marqué (1.6km). La ZF2 se subdivise en plusieurs failles et s'enracinent très probablement dans le chevauchement de socle à l'origine de la surrection de Belledonne. En effet, il ne peut s'agir de la ZF1 puisqu'il a été démontré que cet accident ressort à l'Est des massifs sub-alpins et que le soulèvement de Belledonne a eu lieu postérieurement (Barfety & Gidon, 1996). Si l'on tient compte de la profondeur du contact socle/couverture sous les massifs sub-alpins d'après les profils sismiques (-5km sous le Vercors ; -2.5km sous la Chartreuse), et des altitudes où le socle du Massif de Belledonne affleure vers l'Est (à partir de +300m à Albertville au Nord et à Vizille au Sud), il est alors cohérent de déduire la présence d'un chevauchement de socle. Ainsi, la ZF2 émergeant non loin à l'Ouest de la position probable du chevauchement de socle en profondeur, représente le meilleur candidat pour exprimer le chevauchement de Belledonne en surface. Dans ce contexte, il est très probable que les ZF3 et ZF4, qui montrent des structures compressives de même direction SSW-NNE que la ZF2, résultent également du chevauchement de Belledonne. De plus, la ZF3 et ZF4 enregistrent une diminution progressive de l'intensité de la déformation vers le domaine externe (i.e., le Bas-Dauphiné). Ainsi, il semble que ces 3 accidents (ZF2 à ZF4) absorbent chacun une part du raccourcissement induit par le soulèvement de Belledonne. Un compartiment de socle intermédiaire est dessiné par

extrapolation avec la coupe A. Peu d'éléments sont à disposition pour confirmer si les ZF3 et ZF4 en position externe s'y enracinent.

Vers l'Est, peu de distance en surface sépare les ZF1 et ZF2 (4.1 km). La ZF1 a un rejet de 5.9km. En effet, le profil sismique 91CHA1-2 (Figure 58) prouve que le Crétacé autochtone est chevauché au moins jusqu'à la bordure externe du profil sismique. Nous savons également qu'en bordure externe de Belledonne, le Dogger est dédoublé. Ainsi, dans les deux cas, la quantité de rejet ne peut être contrainte avec précision. L'interprétation est donc proposée sur des critères géométriques (espace disponible entre la surface et le socle) intégrant le maximum de points de contrainte à disposition.

4.2.3. Coupe C- Chartreuse Sud-Belledonne

Pour construire la coupe C, les données de sous-sol (Figure 60) à l'Ouest et les résultats présentés en Figure 52, Figure 53 et Figure 55 ont été utilisés.

D'Ouest en Est (Figure 69C):

Cette coupe est relativement similaire à la coupe précédente: (i) les ZF4 et ZF3 montrent des caractéristiques très similaires et (ii) les ZF2, ZF3 et ZF4 s'enracinent sous le chevauchement de Belledonne pour les mêmes raisons qu'évoquées auparavant. En revanche, la ZF5 est probablement présente mais s'enracine sur un haut topographique lié à une faille normale d'âge mésozoïque (Figure 60). La retombée du pli au toit de la faille de la ZF2 n'affleurant pas, un rejet de 5 km est estimé à partir du profil sismique 91VER01 (Figure 60). Au-delà de la ZF1, des plis sont déversés vers l'Est sur le toit de rétro-chevauchements. D'après (Gidon, 1966), il s'agit de l'expression d'une phase tectonique tardive par rapport à la formation du chevauchement subalpin principal (=ZF1). En ce qui concerne le rejet de la ZF1, il est estimé à 4.3 km sur des critères géométriques en intégrant le maximum de points de contrainte existants (notamment les coupes sériées le long du Massif de Moucherotte, Figure 53).

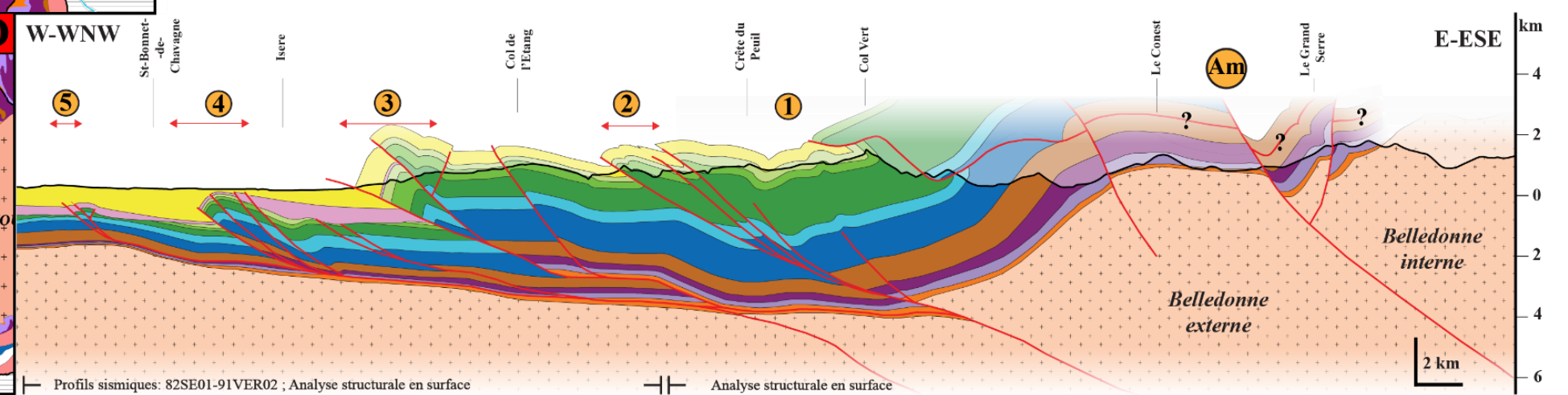
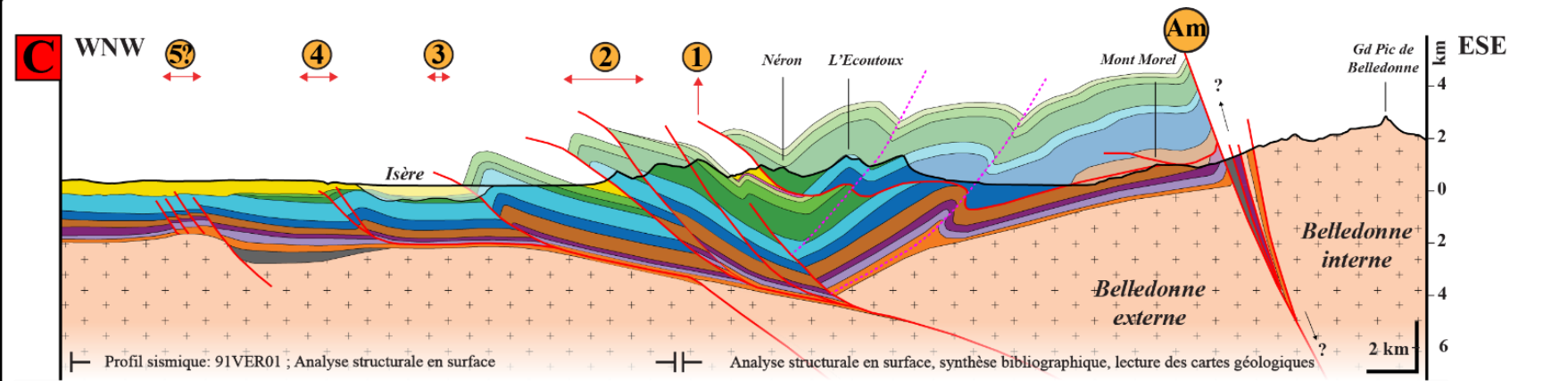
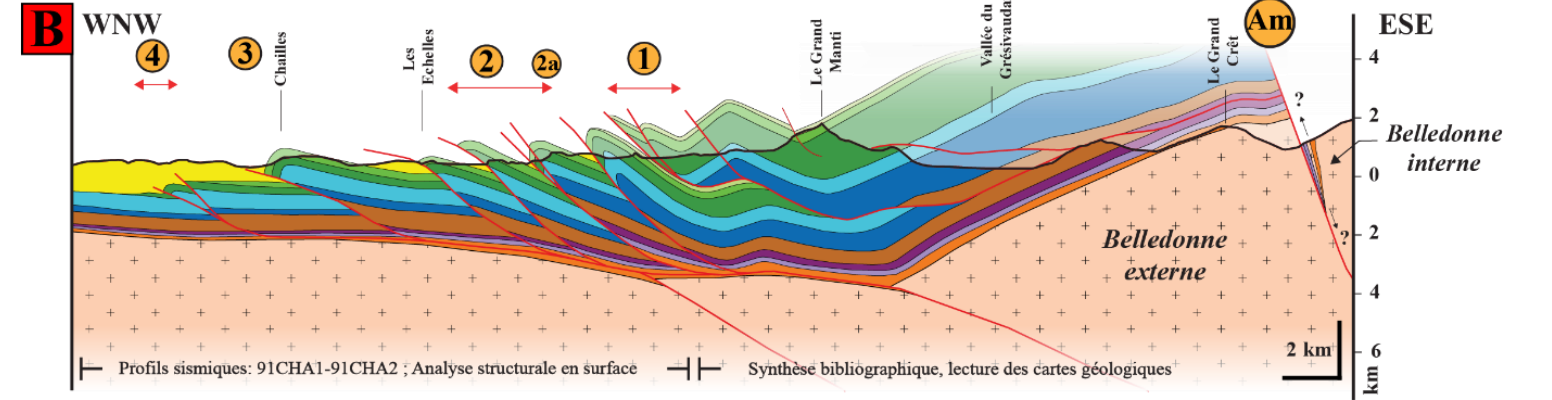
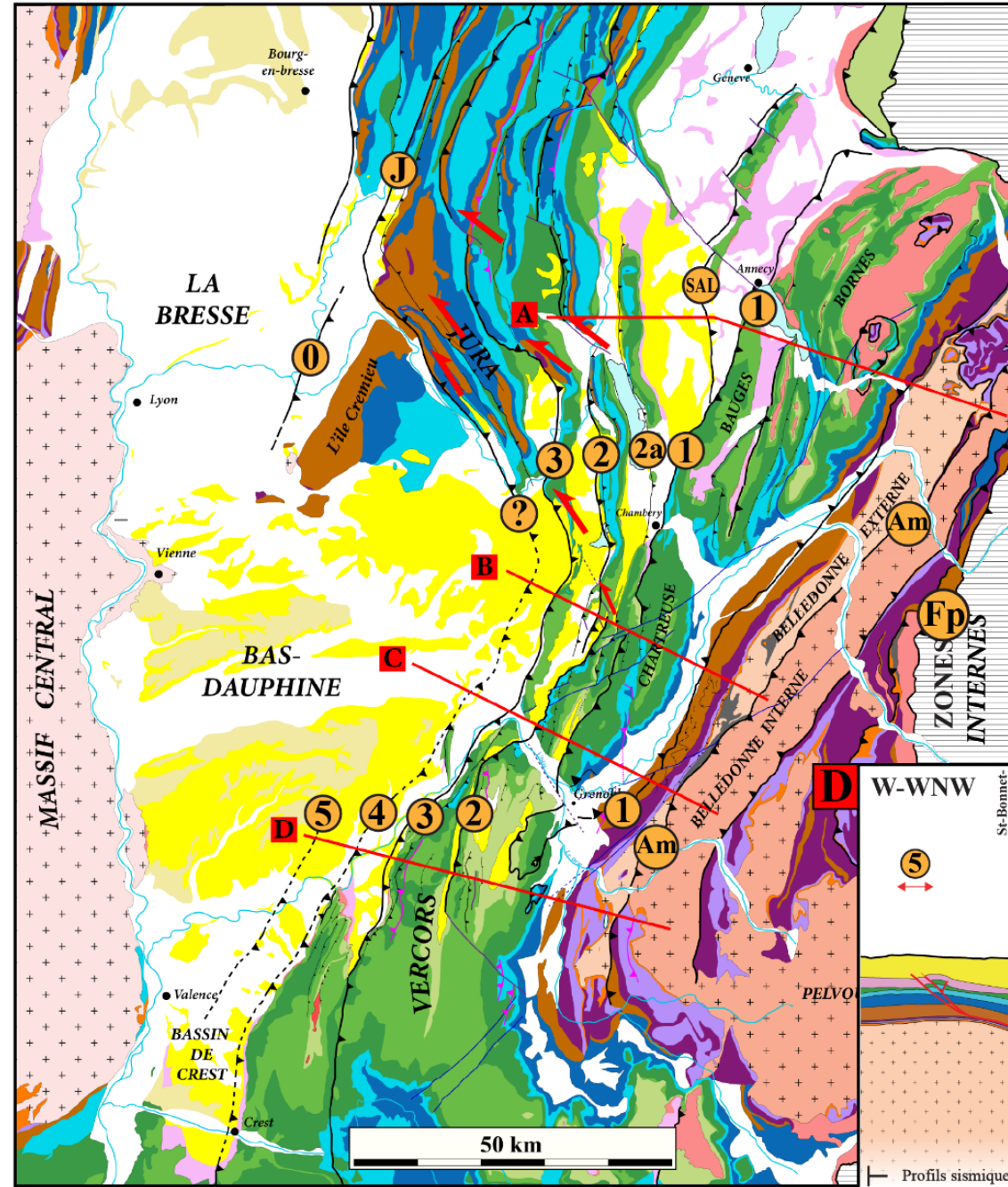
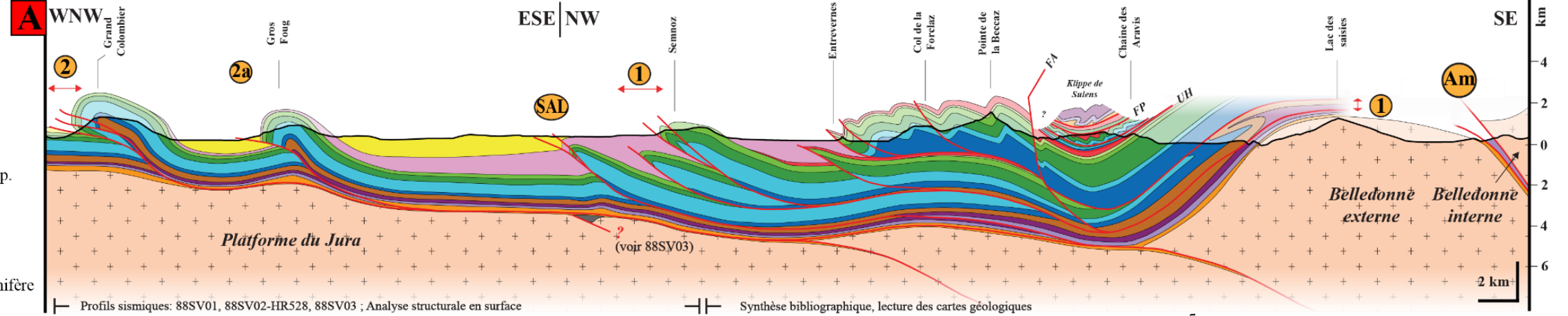
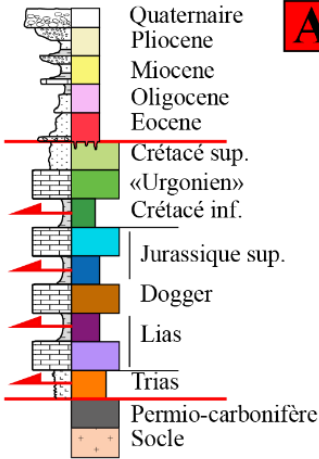
Colonne stratigraphique

Chevauchements

- ▲ Majeurs
- ▲ Importants
- ▲ Mineurs
- ▲ Rétro-chevauchements
- ▲ Rampe latérale
- Zone de faille majeur
Am = Accident médian
Ep = Front pennique

Décrochements

- Senestres
- Dextres



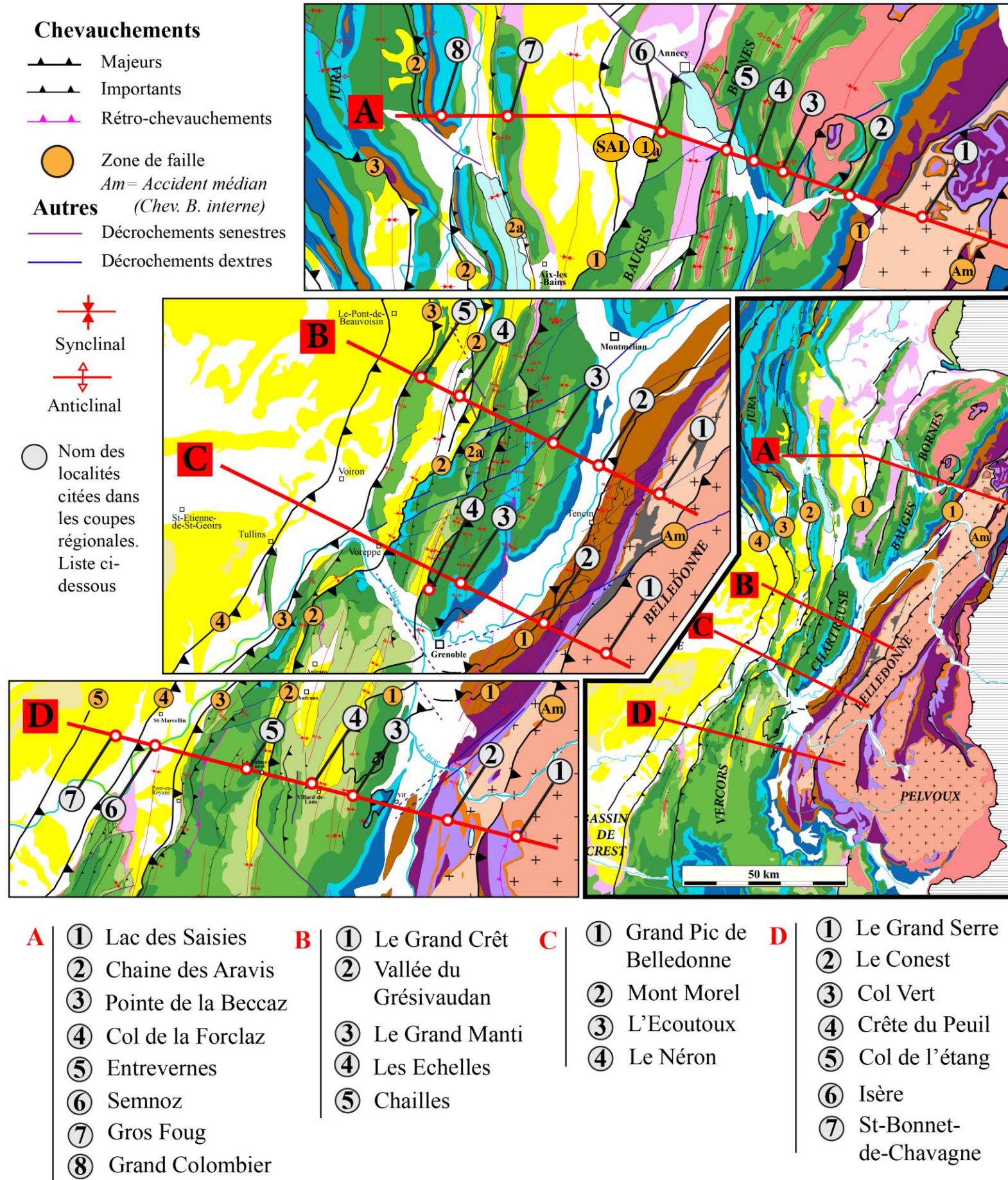


Figure 69: Coupes structurales régionales de la zone d'étude et localisation des sommets cités. Présentation des 5 zones de failles identifiées, du chevauchement de Belledonne interne (Am), du Salève (SAL) et du Jura (J).

4.2.4. Coupe D - Bas Dauphiné – Belledonne

Pour construire la coupe D, les données de sous-sol (Figure 61) à l'Ouest et les résultats présentés en Figure 52, Figure 53 et Figure 57 ont été utilisés. En ce qui concerne les interprétations concernant le massif de Belledonne, de nouvelles données de terrain combinées à l'analyse des cartes géologiques ont permis de proposer cette interprétation.

D'Ouest en Est (Figure 69D):

Cette coupe se démarque des coupes B et C sur plusieurs points. Le profil sismique 82SE01-91VER02 (Figure 61) est important pour illustrer la ZF5 (absente au Nord ?) et la ZF4 qui exhument des failles normales héritées. Celles-ci résultent probablement de la phase extensive de l'Oligocène puisqu'elles sont associées à des variations d'épaisseur des dépôts. Toujours d'après le profil sismique, la ZF3 montre un rejet important (3.7km), et une déformation plus intense au niveau du pli de faille, en comparaison avec les coupes B et C. Le profil sismique permet également d'imager l'évolution de la couverture en profondeur, vers la ZF2. La couverture mésozoïque s'épaissit de manière anormale. En surface, l'Urgonien arme les célèbres plateaux calcaires du Vercors. Le rejet de la ZF2 semble en revanche plus faible qu'au Nord (Figure 57). L'hypothèse de l'enracinement sous le chevauchement de Belledonne est toujours la même. En ce qui concerne le rejet de la ZF1, il est cette fois-ci bien contraint à l'Est (Figure 53) et le rejet est de 1.85 km. La disposition des terrains autochtones en profondeur est proposée sur la base de critères géométriques et en intégrant le maximum de points de contrainte existants. Vers l'Est, le chevauchement de Belledonne interne (Am) correspond vraisemblablement à une paléo-faille normale à pendage Est, abaissant le compartiment Est, et qui a enregistré postérieurement une phase compressive (Figure 66).

4.3. Ebauche de chronologie de la déformation à partir de critères

structuraux :

L'étude structurale présentée auparavant permet de proposer l'évolution suivante. Elle se caractérise par une histoire géologique principalement marquée par des phases extensives depuis le début du Mésozoïque et des phases compressives d'âge Cénozoïque

Dans un premier temps, la comparaison entre la coupe A et les coupes B et C confirme bien la grande différence de style structural entre la Chartreuse / Vercors et le Jura qui résulte de la zone de transfert au Nord de la Chartreuse et le Jura: les synclinaux entre la ZF2 et la ZF1 sont bien plus évasés par rapport aux coupes B et C plus au Sud où les synclinaux sont intensément déformés. Les profils sismiques en Savoie (Figure 68) montrent que la ZF2 de la coupe A s'enracine dans le niveau de décollement triasique. Plus au Sud, cette caractéristique n'est pas aussi claire dans le profil sismique 91CHA1-91CHA2 en bordure Nord-Est du Bas-Dauphiné (Figure 58) qui montre plutôt une déformation concentrée, semblant infirmer l'hypothèse d'un décollement déporté sur une longue distance. Les données de puits dans cette zone expliquent très bien ce phénomène puisqu'ils indiquent une variation de l'épaisseur du niveau de décollement triasique : le Trias évaporitique est très peu épais au Sud.

Les coupes B et C présentent beaucoup de similitudes (Figure 69). Sur un axe ESE-WNW, 17 km seulement séparent les ZF1 de la ZF4, ce qui témoigne d'une déformation localisée et probablement intense. En revanche, la comparaison avec la coupe D au Sud du Vercors semble montrer une déformation moins localisée au Sud (23km entre ZF4 et ZF1).

Le tableau ci-dessous (Table 4) présente une estimation des rejets (mesurés sur les coupes interprétatives : les valeurs prennent en compte seulement le rejet sur les failles) pour chaque ZF de chaque coupe.

		Rejet (en km)				
N	Zones de failles (ZF)	ZF5	ZF4	ZF3	ZF2	ZF1
		Coupe A	?	?	?	3,7
	Coupe B	?	0,5	1,6	3	5,9
	Coupe C	0,2	0,25	0,5	5	4,3
	Coupe D	0,25	1,3	3,7	2	1,85
S						

Table 4: Comparaison des rejets entre les 5 zones de faille (ZF). Les cases colorées correspondent aux maximum de rejet dans l'espace d'une ZF.

La comparaison des rejets des ZF (Table 4) met en évidence une évolution dans l'espace de l'intensité de la déformation.

La ZF1 montre un rejet maximum au Nord, le long de la coupe A, avec un rejet de 20 km contre 5.9 km estimé pour la coupe C plus au Sud, et diminue ensuite progressivement vers le Sud, jusqu'à la coupe D, où le rejet estimé est de 1.85 km (Figure 69). L'augmentation de l'intensité de la déformation au Nord est également suggérée à l'Est de la coupe A, en bordure orientale de la chaîne des Aravis où la ZF1 ré-émerge sous forme de zone de cisaillement (anticlinal de la Giettaz et synclinal de Flumet, Figure 56).

Gidon (2004) y prouve que la ZF1 est antérieure au soulèvement de Belledonne sur des critères géométriques (les plans axiaux des plis indiquent que le bombement de Belledonne a eu lieu tardivement) tout comme l'avaient prouvé Barféty & Gidon (1996) au Nord-Est de Grenoble, où la ZF1 ré-émerge en bordure occidentale de la chaîne de Belledonne

Dans les Bauges, la ZF1 de la coupe A ressort en bordure orientale des massifs sub-alpins et y implique des plis d'axes NNE-SSW (Figure 68 et Gidon, 1999), ce qui est cohérent avec la direction globale NNE-SSW de la ZF1 depuis le Vercors au Sud jusqu'aux Bornes au Nord. La

phase de compression à l'origine de la ZF1 est donc probablement de direction ESE-WNW dans le repère géographique actuel.

Cependant, dans la mesure où le contexte structural a probablement évolué dans le temps et l'espace depuis la formation de la ZF1, notamment à travers des rotations anti-horaires (Phillippe et al. 1996; Bellahsen et al., 2014), il n'est pas possible de donner des directions de compression plus précises à partir des axes des plis.

La ZF2 : Le ZF2 montre une quantité de raccourcissement maximale au niveau de la Coupe C, avec un rejet maximal estimé à 5km. La ZF2 de la coupe C ressort en bordure de la Chartreuse occidentale. Les axes des plis au toit de la ZF2 semblent approximativement N20° (Figure 68).

Les ZF3-4-5 : Les ZF3-4-5 indiquent toute une quantité de raccourcissement maximale au niveau de la Coupe D (Table 4), au Sud. Les ZF3-4-5 de la coupe D émergent en bordure occidentale du Vercors et des Monts-du-Matin. Les axes des structures sont sensiblement les mêmes que pour la ZF2 (Figure 68).

5. Conclusion

Pour conclure, cette étude structurale a permis de mettre en évidence les structures tectoniques majeures, notamment celles liées à la compression alpine : il s'agit des zones de failles 1 à 5 (ZF1-5).

Une tentative de reconstruction du calendrier des chevauchements (ZF) est proposée sur la base de l'analyse structurale :

- 1) **Mise en place de la ZF1 :** La ZF1 résulte d'une phase compressive antérieure à l'exhumation du massif de Belledonne et aux ZF2-3-4-5. Elle se caractérise par un maximum de raccourcissement vers le N de la zone;
- 2) **Mise en place de la ZF2-3-4-5 :** La ZF2 est connectée au chevauchement basal de Belledonne. Le maximum de raccourcissement est situé au Sud de la Chartreuse. Les décrochements dextres NE-SW de la Chartreuse lui sont probablement en partie synchrones. Les ZF3-4-5 sont également connectées au chevauchement basal de Belledonne, tout comme la ZF2. Le maximum de raccourcissement est situé dans le Vercors.

Les grandes lignes du cadre structural étant à présent contraintes, l'objectif des parties suivantes consiste dans un premier temps à établir un cadre stratigraphique détaillé pour la molasse miocène à partir des modèles de faciès mis en évidence dans le chapitre 4, couplé à plusieurs méthodes de datation (biostratigraphie, chimiostratigraphie, magnétostratigraphie). A terme, la combinaison entre les cadres stratigraphique et tectonique nous permettra de répondre aux questions suivantes :

- **Comment l'héritage structural et la déformation compressive influencent-ils la distribution des séquences de dépôts dans l'espace et le temps ?**
- **Quel est l'âge de la déformation ?**

- **L'évolution du bassin sédimentaire pourrait-il indirectement fournir des éléments d'information concernant l'évolution dans l'espace de la déformation ?**

CHAPITRE 6 : Chrono-stratigraphie et stratigraphie du Miocène des massifs subalpins, du sud du Jura, du Bas-Dauphiné, de la Bresse et du bassin de Crest

Nous avons vu au cours du chapitre 4 que les dépôts en contexte de bassin d'avant-pays peuvent être fortement influencés par la tectonique. Aux abords des zones de chevauchement actifs (« *proximal depozone* »), les séquences de dépôts répondent à une interaction complexe entre apports sédimentaires, subsidence tectonique et variations eustatiques.

Au cours du chapitre 5, nous avons contraint le cadre structural de la zone d'étude. Une tentative de calendrier de la chronologie de la déformation a été proposée.

Pour pouvoir répondre à la question de la chronologie de la déformation, il faut donc au préalable déterminer la distribution spatio-temporelle des séquences de dépôts, et ce, à l'échelle de tout le bassin.

1. Introduction

Contraindre avec précision le cadre stratigraphique d'un bassin d'avant-pays représente un des outils les plus puissants pour retracer la chronologie de mise en place de la chaîne de montagne associée. De ce point de vue, ce chapitre représente la pièce maîtresse de ce travail de thèse. Dans cette partie, je présente donc la succession sédimentaire du Miocène de la zone d'étude en détail, à travers une proposition de découpage séquentiel cohérente avec celui proposé pour le Miocène du bassin du Sud-Est (Rubino *et al.*, 1990; Besson *et al.*, 2005). Onze séquences de dépôts ont été décrites. Du plus vieux au plus jeune, il s'agit des séquences S1a, S1b, S2a, S2b, S3, S4, S5a, S5b, S6, S7, S8. Il a été indispensable de subdiviser la zone en 12 différentes sous-zones (Figure 70), la succession sédimentaire n'étant pas la même dans chacune d'elles.

Ce chapitre est subdivisé en 4 sous-chapitres :

(i) **Présentation des éléments de datation :**

Cela concerne les datations chimio-stratigraphique, magnétostratigraphique et biostratigraphique.

(ii) **Présentation du Miocène des massifs sub-alpins et du sud du Jura :**

Une succession stratigraphique synthétique va être présentée pour chacune des 7 zones (A à G, Figure 70) décrites dans les massifs sub-alpins et dans le Sud du Jura. Ces successions stratigraphiques synthétiques intègrent les éléments de datation, les interprétations sédimentologiques quand cela est possible (association de faciès « FA » et faciès « F », voir chapitre 4 : Kalifi *et al.*, 2020) ainsi que l'interprétation séquentielle qui en découle. Chacune de ces coupes synthétiques est construite en s'appuyant sur les coupes sédimentologiques qui ont été levées au cours de cette thèse (présentées en annexe), complétées par quelques éléments tirés de la littérature.

(iii) **Présentation du Miocène du Bas-Dauphiné, des bassins de la Bresse et de Crest :**

S'en suivra le même travail pour les dernières 5 zones (Secteurs H à L, Figure 70) décrites en position externe par rapports aux massifs sub-alpins et au Sud du Jura. Les interprétations séquentielles s'appuieront en revanche sur les interprétations des données de puits (présentées en annexe), complétées par des données issues de la littérature et notamment, les travaux de Master 2 de B. Huet (2018) que j'ai co-encadré (certaines coupes ont été levées ensemble). En effet, Bastien Huet a étudié le Miocène du Bas-Dauphiné septentrional et des datations isotopiques du Strontium (chimiostratigraphie ; voire chapitre ci-après) ont été réalisées sur quelques échantillons collectés au cours de cette étude. Des datations Strontium ont également été effectuées sur des échantillons de coquilles marines miocènes qui étaient conservées dans les collections de Lyon, car les niveaux concernés n'affleurent plus aujourd'hui.

(iv) **Synthèse générale du chapitre.**

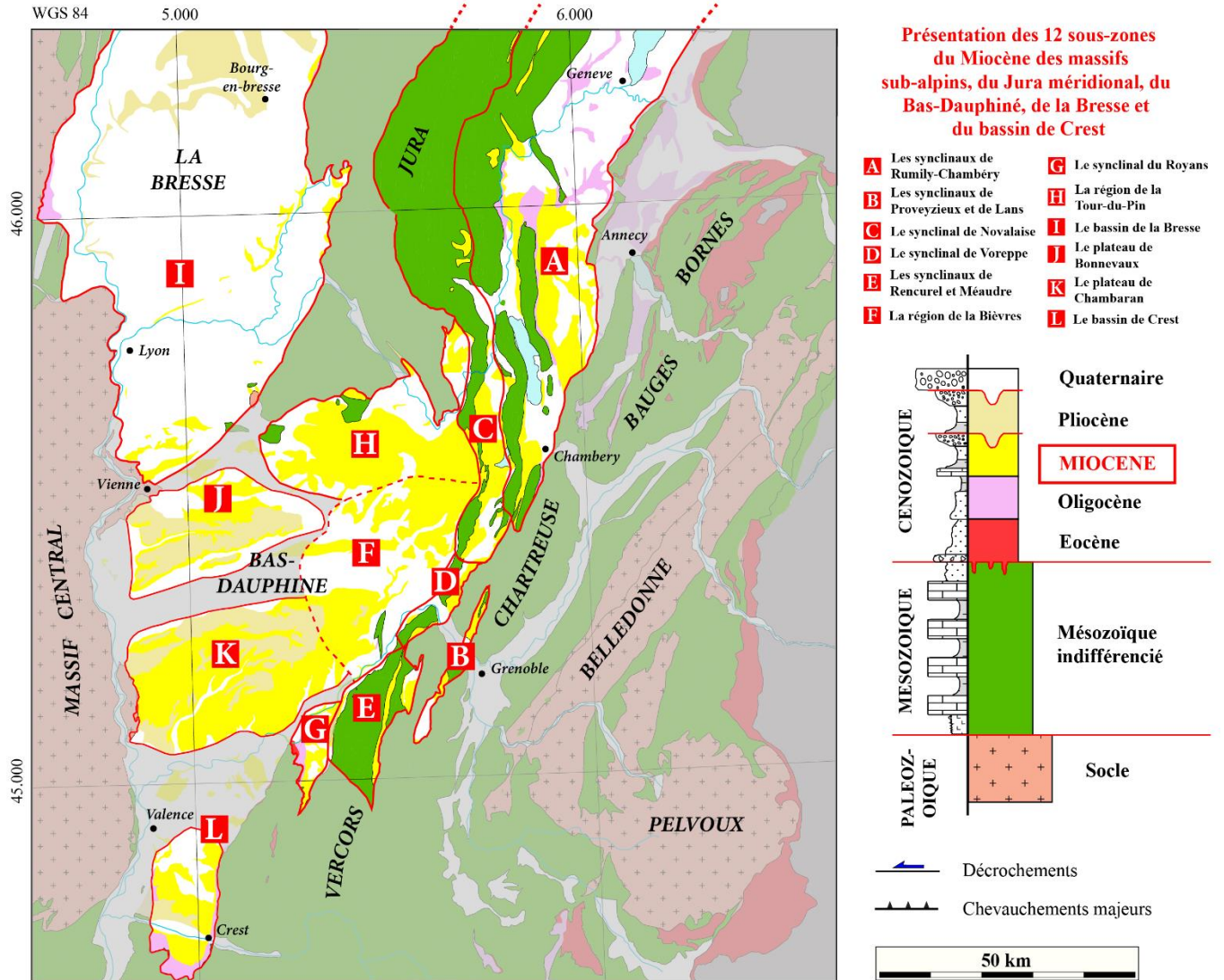


Figure 70: Le Miocène des massifs sub-alpins, du Jura méridional, du Bas-Dauphiné et de la Bresse : Présentation des 12 sous-zones

2. Résultats de l'étude chronostratigraphique

2.1. Chimio-stratigraphie – l'isotopie Strontium :

134 analyses Strontium ont été effectuées au cours de cette thèse. L'annexe 1 présente un tableau détaillé des résultats des analyses Strontium. 5 échantillons sont interprétés remaniés et sont ainsi exclus des discussions ci-après (lignes vertes, Annexe 12). Dans ce tableau figure également les résultats des analyses isotopiques des éléments stables ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) qui ont été mesurées pour contrôler la fiabilité des mesures Strontium. Les âges obtenus apparaîtront intégrés dans leur cadre stratigraphique, tout au long de ce chapitre, sous forme de rectangle jaune.

2.1.1. Contrôle de la diagénèse :

Nous tenons d'abord principalement compte du $\delta^{13}\text{C}$ qui est l'indicateur le plus fiable pour évaluer l'impact de la diagénèse sur les carbonates marins. Les résultats de Nelson & Smith (1996) et Hudson (1977), ainsi que la prise en compte du $\delta^{13}\text{C}$ de l'océan global (Hayes *et al.*, 1999) ainsi que du contexte épicontinental de la mer Miocène étudié dans le cadre de cette étude, indiquent que les rapports $\delta^{13}\text{C}$ inférieurs à -1‰ peuvent présenter des risques de diagénèse (voir partie méthodologie): cela concerne 41% des mesures.

Pour essayer de comprendre la signification de ces valeurs inférieures à -1‰ , 6 échantillons (2FOR1, ALC3, GRE6, LMF4, Scouz4, 2VDF1 ; Annexe 12) ont été dupliqués ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$, sur le même échantillon) : Ces 6 duplicatas présentent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre 0.18 et -4.25‰ . La Figure 71 présente une comparaison entre la valeur de $\delta^{13}\text{C}$ la plus basse obtenue entre les duplicatas, avec la valeur absolue des différences d'âges obtenus entre les duplicatas. Le graphique met en évidence que seule la valeur la plus négative en $\delta^{13}\text{C}$ (-4.25‰ ; échantillon 2FOR1b) impacte significativement l'âge obtenu.

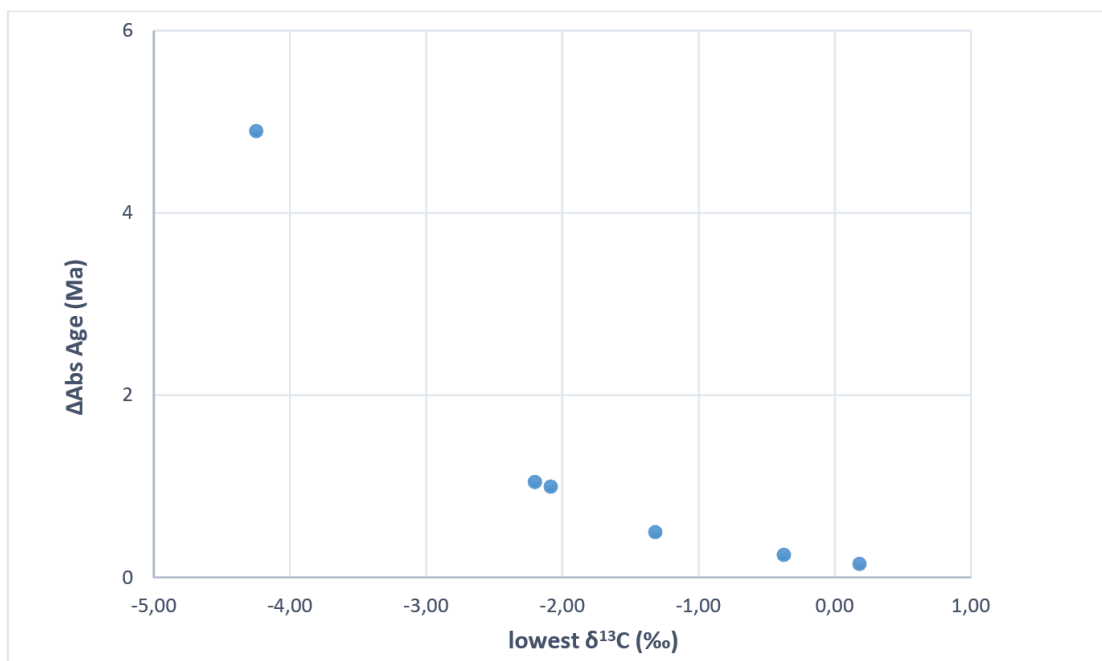


Figure 71: Comparaison de la différence de $\delta^{13}\text{C}$ mesurée entre les duplicatas et la différence du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenue entre les duplicatas (2FOR1, ALC3, GRE6, LMF4, Scouz4, 2VDF1, l'Annexe 12). L'échantillon isolé correspond à l'échantillon 2FOR1.

Sur ces 6 mêmes échantillons, la Figure 72 compare la différence de $\delta^{13}\text{C}$ mesurée entre les duplicatas et la différence du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenue entre les duplicatas. Cette comparaison met en évidence une corrélation : plus la coquille, ou l'ensemble de coquilles, a un $\delta^{13}\text{C}$ hétérogène plus les rapports isotopiques du Strontium sont hétérogènes aussi. Dans ce contexte, il semble que

l'on puisse accorder de moins en moins de confiance aux âges Sr plus les rapports $\delta^{13}\text{C}$ correspondants sont faibles.

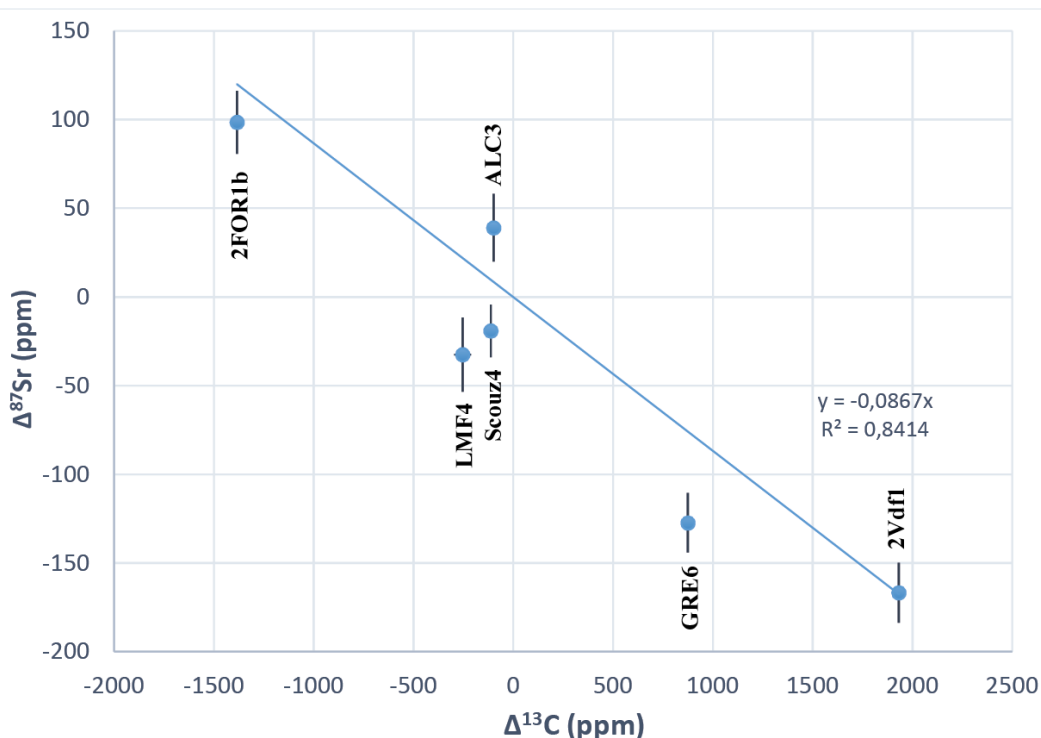


Figure 72: Comparaison entre les mesures obtenues sur les duplicatas et les dupliqués : différence de $\delta^{13}\text{C}$ VS différence des valeurs de ^{87}Sr entre le duplicata et la mesure initiale (2FOR1, ALC3, GRE6, LMF4, Scouz4, 2VDF1, l'Annexe 12)

Le graphique suivant (Figure 73) permet de visualiser la totalité des résultats concernant les rapports isotopiques en éléments stables (excepté les 5 échantillons remaniés et échantillons de roches totales qui n'ont pas fait l'objet d'analyses en éléments stables). Les points rouges correspondent aux échantillons qui présentent des âges complètement incohérents (le cas de l'échantillon dupliqué 2FOR1, Figure 71, Figure 73), dans un cadre stratigraphique bien contraint par d'autres âges Strontium, des données biostratigraphiques et/ou magnétostratigraphiques. 4 des 6 échantillons incohérent stratigraphiquement ont une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ inférieur à -5‰.

Dans ce contexte, nous proposons 3 catégories qui rendent possible un tri des âges Strontium en fonction de la fiabilité des mesures :

Les échantillons ayant donnés des **valeurs de $\delta^{13}\text{C}$** supérieurs à -1‰ sont considérés comme étant des échantillons non diagénétisés : Cette catégorie concerne 57% des échantillons dont les datations Strontium sont considérées comme fiables.

Les échantillons ayant donnés des **valeurs de $\delta^{13}\text{C}$** entre -1‰ et -5‰ sont considérés à risque. 31% des échantillons sont concernés. Le graphique montre la présence de deux échantillons qui indiquent une incohérence stratigraphique. Cette catégorie est par conséquent prise en compte avec prudence, en considérant de possibles biais diagénétiques.

Les échantillons ayant donné des **valeurs de $\delta^{13}\text{C} < -5\text{‰}$** sont exclus par prudence, bien que certains échantillons soient cohérent stratigraphiquement. Cette catégorie concerne 10% des échantillons.

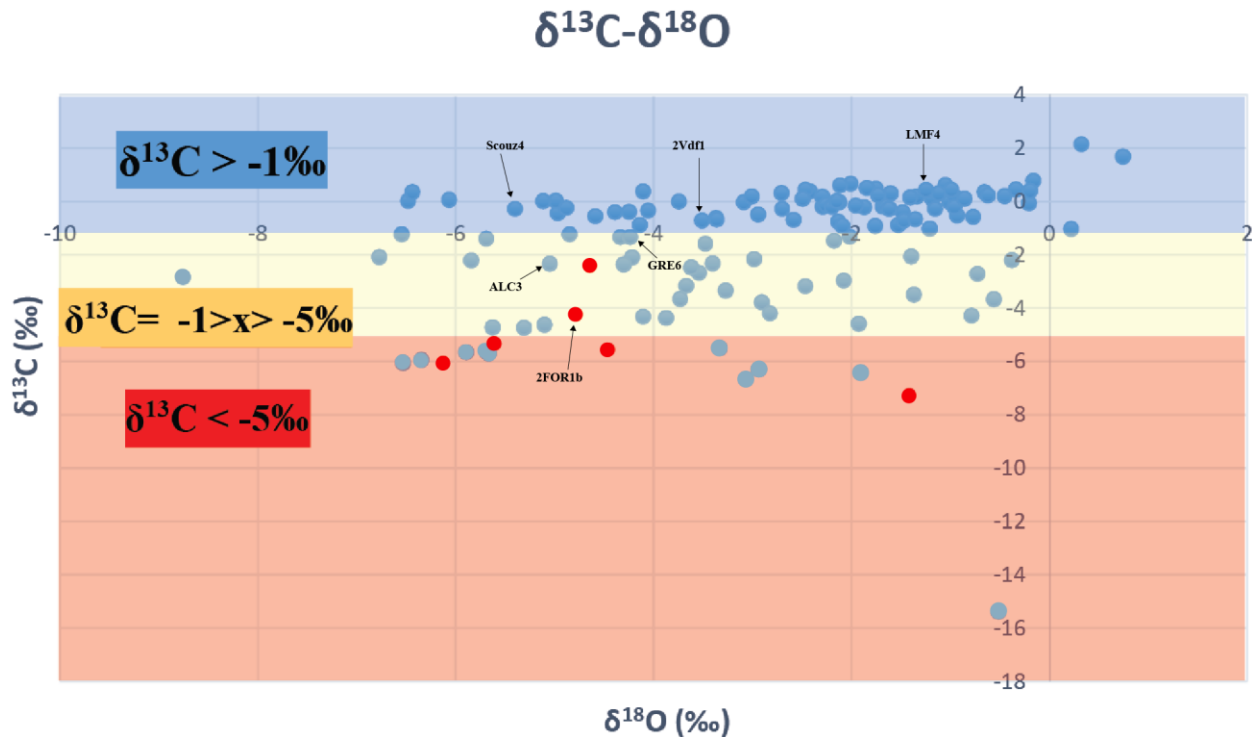


Figure 73: Présentation des résultats des analyses isotopiques des éléments stables: $\delta^{18}\text{O}$ VS $\delta^{13}\text{C}$ (‰). Les points rouges concernent les échantillons incohérents stratigraphiquement. $\delta^{13}\text{C} > -1\text{‰}$ (zone bleue): zone de confiance maximum, origine primaire du signal $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. $\delta^{13}\text{C}$ entre -1‰ et -5‰ (zone orange): échantillons considérés à risque. $\delta^{13}\text{C} < -5\text{‰}$ (zone rouge): échantillons à exclure. Les échantillons nommés sont les échantillons dupliqués (Figure 71, Figure 72)

2.1.2. Les résultats des datations Strontium :

Deux principaux points seront traités concernant les transgressions dans les séquences de dépôts :

- Sont-elles d'origine eustatique ?
- Sont-elles diachrones à l'échelle du bassin ?

Le début des épisodes transgressifs est souvent très favorable au développement de la vie (Reynaud *et al.*, 2006; James *et al.*, 2014). Ces horizons sont donc souvent riches en coquilles et une grande majorité de nos échantillons ont été prélevés dans l'unité en base de cortège transgressif (généralement des faciès carbonatés riche en bioclastes, coraux et bryozoaires, entre 0 à 10m au-dessus de la limite de séquence). Ces échantillons (triangles pointent vers le haut entouré de rouge) nous ont souvent permis de dater les transgressions marines. D'autres échantillons prélevés plus haut dans le cortège transgressif (triangles pointent vers le haut entouré de noir), voire dans sa

partie régressive (triangles pointent vers le bas) permettent de tester la cohérence des âges. Lorsque plusieurs datations Strontium sont disponibles pour un même épisode transgressif dans la même sous-zone sédimentaire (Figure 70), un âge moyen est calculé. Pour le calcul de la moyenne, seuls les échantillons présentant une valeur $\delta^{13}\text{C}$ à -1% sont utilisés (zone de confiance maximum, Figure 73). Le calcul d'un âge moyen a consisté à faire une moyenne sur les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, la valeur obtenue étant convertie en âge grâce à la table LOWESS 5 (McArthur *et al.*, 2012). Le calcul de l'incertitude moyenne consiste à choisir la valeur la plus grande entre : (i) la valeur définie par 2 s.e. (ou 2 s.e. = (2 x écart-type des rapports isotopiques des données incluses dans le calcul de la moyenne) / Racine carrée du nombre de données)) et (ii) l'erreur minimale individuelle (qui prend déjà en compte l'erreur de la mesure et l'erreur du standard) de l'échantillon.

Nous présentons ci-dessous 3 figures qui comparent les âges Strontium entre des zones qui sont sur un axe Est-Ouest : A avec C, B avec D, E avec G. Cet axe correspond à l'axe perpendiculaire à la direction de raccourcissement (cf chapitre 4).

Entre les zones A et C (Figure 74) :

- Les séquences S1a et S1b d'âge Aquitanien supérieur à Burdigalien inférieur ne sont pas présentes dans la zone C, à l'Ouest. Dans la zone A, leur cortège transgressif sont respectivement datées à : S1a=21.28 +/- 0.32 (moyenne à partir de 5 échantillons) ; S1b = 20.40 +/- 0.35 (moyenne à partir de 6 échantillons). Ces transgressions sont possiblement d'origine eustatique. En prenant en compte les marges d'erreurs, les moyennes d'âges coïncident avec les transgressions T-2a pour la S1a, et T2b, pour la S1b (Miller *et al.*, 2005).
- Les séquences S2a et S2b sont présentes dans les 2 zones. En prenant en compte les marges d'erreurs (barres de couleurs), les transgressions sont isochrones : dans la zone A, la transgression de la S2a est datée à 18.05 Ma +/- 0.25 (moyenne à partir de 3 échantillons) contre 17.95 +/- 0.2 Ma dans la zone C (moyenne à partir de 16 échantillons). Cette transgression semble être d'origine eustatique : les parties supérieures des barres d'erreurs indiquent une corrélation possible avec la transgression T-4 de la courbe eustatique de Miller *et al.* (2005).

Dans la zone A, la transgression de la S2b est datée à 17.20 Ma +/- 0.15 (moyenne à partir de 3 échantillons) contre 17.45 +/- 0.4 Ma dans la zone C (moyenne à partir de 2 échantillons). Cette transgression est d'origine eustatique : en prenant en compte les marges d'erreurs, la S2b coïncide parfaitement avec la transgression T-5 de la courbe eustatique de Miller *et al.* (2005). La S2b de la zone C en revanche semble légèrement plus jeune.

- La séquence S3 est présente dans les 2 zones et la transgression semble isochrone : Dans la zone A, la transgression S3 est datée à 16.3 Ma +/- 0.3 Ma (à partir d'un seul échantillon) contre 16.15 +/- 0.4 Ma dans la zone C (à partir d'un seul échantillon). Cette transgression est d'origine eustatique: en prenant en compte les barres d'erreurs, les âges coïncident avec la transgression T-6 de la courbe eustatique de Miller *et al.* (2005).

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mean ages with uncertainties (McArthur Strontium curve calibrated on GTS2012 global sea-level change), geographic and sequence stratigraphic context

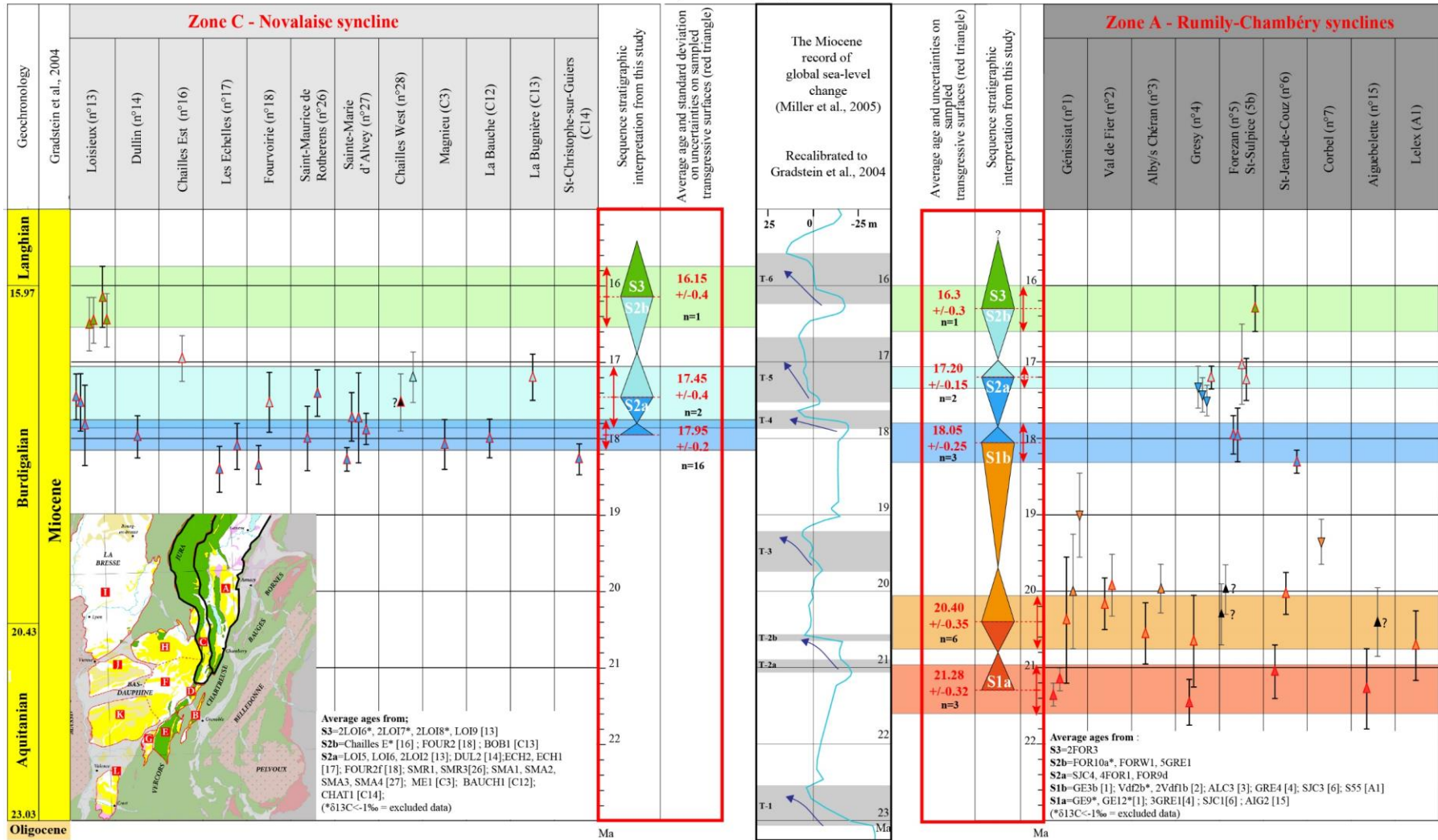


Figure 74: Données d'âges Strontium et âges des séquences transgressives des zones A et C. La couleur du fond des triangles indique la séquence stratigraphique dans laquelle l'échantillon a été prélevé (Exemple : bleu foncé = S2a). Les triangles vers le haut indiquent la partie transgressive de la séquence, ceux vers le bas celle régressive. Les triangles avec un contour rouge sont ceux prélevés à 0-10m de la limite de séquence. Les bandes horizontales de couleur correspondent aux âges retenus pour les cortèges transgressifs avec leurs marges d'erreur (valeurs en rouge à droite). Les barres d'incertitudes en noir gras correspondent aux données prises en compte pour le calcul de la moyenne.

⁸⁷Sr/ ⁸⁶Sr mean ages with uncertainties (McArthur Strontium curve calibrated on GTS2012 global sea-level change), geographic and sequence stratigraphic context

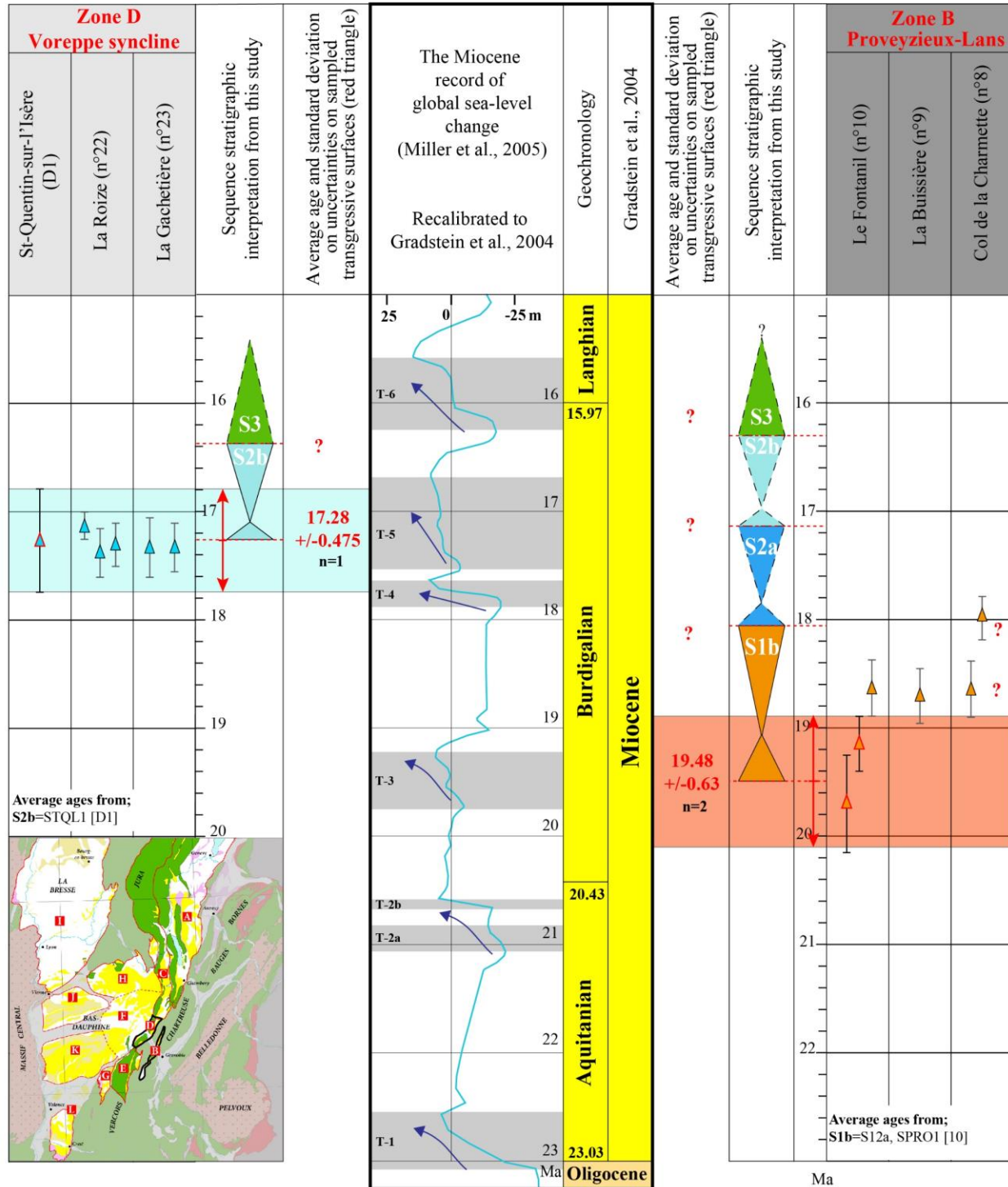


Figure 75: Âges Strontium des zones B et D. La couleur des triangles indique la position stratigraphique dans laquelle l'échantillon a été prélevé (Exemple : triangle bleu foncé vers le haut = Cortège transgressif de la S2a). Les triangles qui possèdent un contour rouge concernent les échantillons prélevés à 0-10m de la limite de séquence. Les barres d'incertitudes en noir gras correspondent aux données prises en compte pour le calcul de la moyenne.

Entre les zones B et D (Figure 75) :

- La séquence S1b d'âge Burdigalien inférieur est présente seulement à l'Est, dans la zone B: elle y a été datée à 19.48 +/- 0.63 Ma (moyenne à partir de 2 échantillons) ; en prenant en compte les marges d'erreurs, la S1b est probablement eustatique puisqu'elle se corrèle avec la transgression T-3 ou la T-2b de la courbe eustatique de Miller *et al.* (2005).
- Les séquences S2a et S2b sont probablement présentes dans la zone B (voir paragraphes suivants) mais aucune contrainte temporelle n'existe au jour d'aujourd'hui. Dans la zone D, à l'ouest, la S2a est absente. En revanche, la S2b y a été datée à 17.28 Ma +/- 0.475 (à partir de 1 échantillon). Cette transgression est d'origine eustatique : en prenant en compte la marge d'erreur, l'âge coïncide avec la transgression T-5 de la courbe eustatique de Miller *et al.* (2005).

Entre les zones E et G (Figure 76) :

- La séquence S2a est présente seulement à l'Est, dans la zone E. Elle y est datée à : S2a= 18.05 +/- 0.2 (à partir de 1 échantillon : 2 âges obtenues sur roche totale confirment la datation proposée). Cette transgression est d'origine eustatique : en prenant en compte la marge d'erreur, l'âge coïncide avec la transgression T-4 de la courbe eustatique de Miller *et al.* (2005).
- La séquence S2b est présente dans les 2 zones. En prenant en compte les marges d'erreurs, la transgression S2b semble être isochrone : dans la zone E, la S2b est datée à 17.3 Ma +/- 0.4 (à partir de 1 échantillon) contre 17.48 +/- 0.23 Ma dans la zone G (moyenne à partir de 4 échantillons). Une fois de plus, cette transgression semble être d'origine eustatique puisqu'elle se corrèle avec la transgression T-4 de la courbe eustatique de Miller *et al.* (2005).
- La séquence S3 est présente dans les 2 zones. Les âges des deux transgressions indiquent un probable synchronisme : en effet, dans la zone E à l'Est, la S3 est datée à 16.5 Ma +/- 0.25 Ma (à partir de 1 échantillon) contre 16.2 +/- 0.45 Ma dans la zone G (moyenne à partir de 2 échantillons). En prenant en compte les marges d'erreurs, les âges coïncident avec la transgression T-6 de la courbe eustatique de Miller *et al.* (2005).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mean ages with uncertainties (McArthur Strontium curve calibrated on GTS2012 global sea-level change), geographic and sequence stratigraphic context

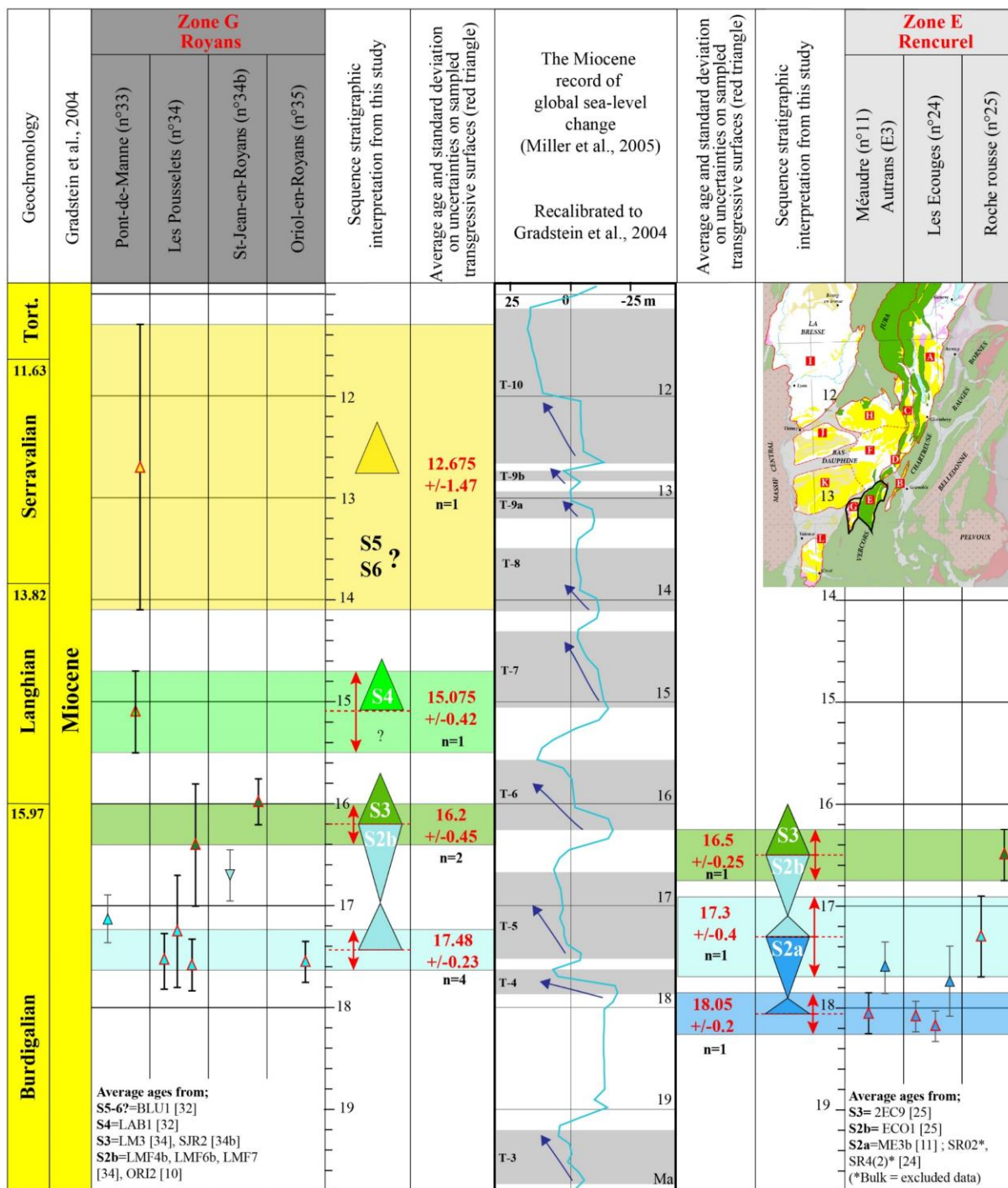


Figure 76: Âges Strontium des zones E et G. La couleur des triangles indique la position stratigraphique dans laquelle l'échantillon a été prélevé (Exemple : triangle bleu foncé vers le haut = Cortège transgressif de la S2a). Les triangles qui possèdent un contour rouge concernent les échantillons prélevés à 0-10m de la limite de séquence. Les barres d'incertitudes en noir gras correspondent aux données prises en compte pour le calcul de la moyenne.

Enfin, dans la zone I (bassin de la Bresse), 2 séquences de dépôts ont été datées :

- La séquence S6 est datée à 11.55 +/- 0.85 Ma (moyenne à partir de 2 échantillons : BLY-230, BLY-200, Annexe 12) : en prenant en compte la marge d'erreur, la valeur obtenue prouve qu'il s'agit de dépôts contemporains à la transgression T-10 de la courbe eustatique de Miller *et al.* (2005), sans pour autant dater avec précision la transgression. En effet, la T10 est caractérisée par 2 paliers. Le second marque une élévation très brutale du niveau de la mer (20m en 0.1Ma) à partir de 12Ma. C'est très probablement cet événement qui a été enregistré dans le bassin de la Bresse.
- La séquence S7 est datée à 10.6 +/- 0.7 (à partir de 7 échantillons ; JU4, LD, LH, LI, LJ, LM, LN, Annexe 1). Cette transgression est très probablement d'origine eustatique : en prenant en compte la marge d'erreur, l'âge coïncide avec la transgression T-11 de la courbe eustatique de Miller *et al.* (2005).

Pour conclure, la Figure 77 récapitule l'ensemble des données citées plus haut, en incluant également les âges obtenus ponctuellement qui n'ont pas été présentés ci-dessus.

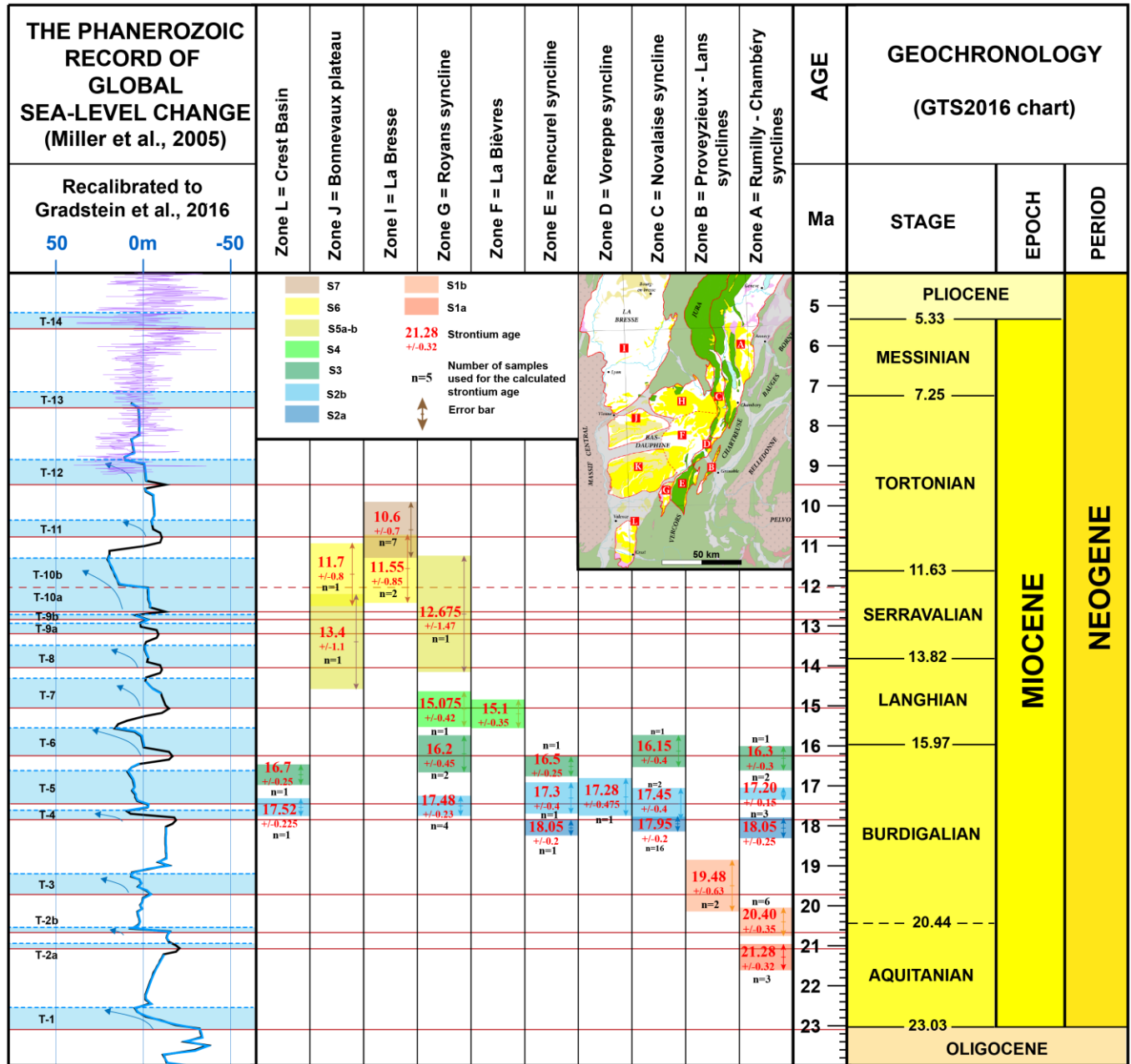


Figure 77: Synthèse des datations Strontium des cortèges transgressifs dans les 12 sous-zones du Miocène de la zone d'étude.

Ainsi, les datations Strontium effectuées au cours de cette étude permettent de dater les cortèges transgressifs des séquences de dépôts miocènes dans chacune des 12 sous-zones (exceptée la zone K – le plateau de Chambaran – qui n'a fait l'objet d'aucune datation Strontium).

La synthèse des datations Strontium présentée en Figure 77 montre que :

- **Les transgressions marines sont très possiblement d'origine eustatique d'après la charte de Miller *et al.* (2005).**

En effet, les âges obtenus en base de cortège transgressif se corrèlent très bien avec les transgressions eustatiques de la charte de Miller *et al.* (2005). Seule la transgression de la S3 de la zone L (bassin de Crest) semble plus ancienne par rapport aux âges obtenus pour la même séquence de dépôt dans les zones plus à l'Est. La séquence S6 de la zone I (bassin de la Bresse) semble enregistrer la seconde phase transgressive de la T-10 : la T10-b (Figure 77).

- **A l'échelle du bassin, les séquences de dépôts sont généralement isochrones.**

S'il y a diachronisme, les différences d'âges sont probablement incluses dans les marges d'erreur. Seule la S1b semble peut-être diachrone puisque dans la zone A, la transgression est datée à 20.40 +/- 0.35Ma (et correspond à la transgression T-2a ; Miller *et al.*, 2005) contre 19.48 +/- 0.63 Ma pour la zone B au Sud (correspondant à la transgression T-2b ; Miller *et al.*, 2005). Néanmoins, les marges d'erreurs se recoupent, le diachronisme est donc incertain.

2.2. Magnéto-stratigraphie :

L'étude magnétostratigraphique a permis un calage stratigraphique très précis du Miocène inférieur. Elle a été effectuée sur 2 coupes du secteur A, de part et d'autre de la montagne du Gros-Foug, à l'Est de la chaîne de l'Epine. Ce secteur dévoile les coupes sédimentologiques les plus continues le long de talwegs. Les épaisseurs de Miocène y atteignent parfois 1050m ce qui est unique dans toute la zone d'étude (coupe sédimentologique n°4 et 5, secteur A). La Figure 78 ci-après présente la position stratigraphique des échantillons prélevés et analysés. L'Annexe 13 présente un tableau détaillé des interprétations pour chaque échantillon. Les interprétations magnétostratigraphiques sont également présentées de manière simplifiée dans la figure ci-dessous : chaque rectangle correspond à chaque échantillon et présente sa polarité magnétique interprétée.

Avec l'appui des âges Strontium, les chrons C5r, C5Dn, C5Dr.1r, C5Dr.1n, C5Dr.2r (Gradstein *et al.*, 2012) ont été identifiés dans la coupe de Grésy-sur-Aix (n°4). Seul le chron C5r a été identifié dans la coupe de Forezan (n°5).

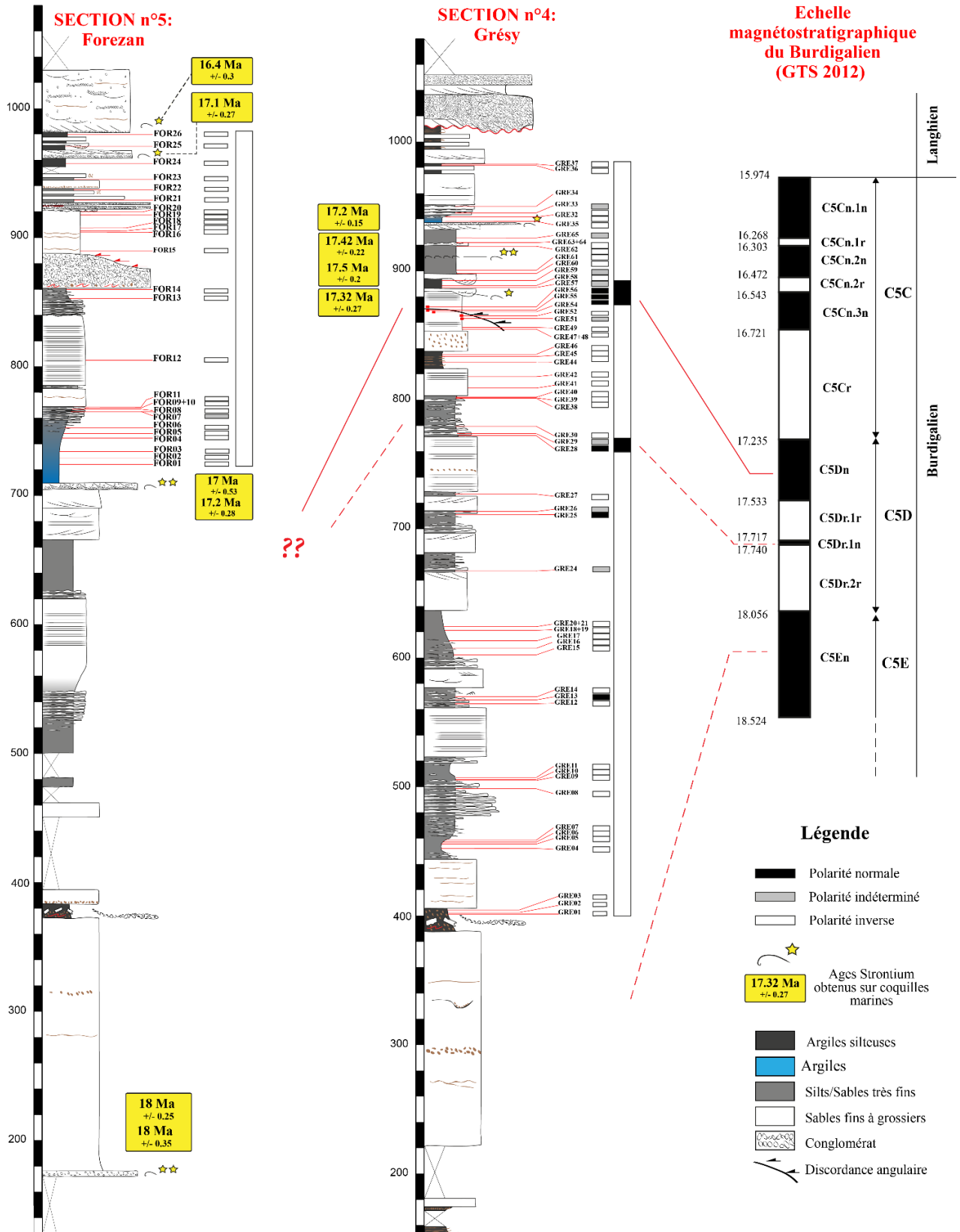


Figure 78: Résultats des datations magnétostratigraphiques

2.3. Biostratigraphie conventionnelle :

Pour corroborer les âges obtenus par les 2 premières méthodes de datations, les données biostratigraphiques existantes, ou nouvellement acquises, ont été utilisées.

Nannoplanctons : 46 échantillons ont fait l'objet d'analyses de nannoplanctons calcaires. Les résultats sont résumés dans le tableau en Annexe 14. Les nannoplanctons miocènes à valeur stratigraphique trouvés sont les suivants. Ils sont présentés par ordre alphabétique. Les attributions biozonales sont issues de Young *et al.* (2017) :

- *Coccolithus miopelagicus* : NN5 – NN8 = 14.91 – 10.55Ma
- *Coccolithus pelagicus* : NP2 inférieur - Actuel = 65.4 – 0Ma
- *Cyclicargolithus floridanus* : NP15 - NN6 terminal = 46.29 - 12.1 Ma
- *Discoaster deflandri* ; NP10 –NN7 = 55.86 – 10.89 Ma
- *Helicosphaera ampliapertura*; NN2 moyen - Top NN4 = 20.4 – 14.91Ma
- *Helicosphaera carteri* ; NN1 moyen - Actuel = 23.13 – 0Ma
- *Helicosphaera obliqua* ; NP24 - Top NN6 = 29.62 - 13.53 Ma
- *Helicosphaera scissura*; NN2 supérieur - NN5= 20.1 - 14.91 Ma
- *Helicosphaera stalis*; NN6 - NN11 = 13.53 - 5.59 Ma
- *Reticulofenestra pseudoumbilicus* ; NN4 - Top NN15 = 17.95 - 3.7 Ma
- *Sphenolithus belemnus* ; Base NN3 - Top NN3 = 19 – 18Ma
- *Sphenolithus heteromorphus* ; Base NN4 - Top NN5 = 18 – 13.5Ma

Kystes de dinoflagellés : L'Annexe 15 présente un tableau détaillé des résultats des datations obtenues par les dinoflagellés et les grains de pollen. Les taxons miocènes à valeur stratigraphique qui ont été recensés sont les suivants, présentés par ordre alphabétique :

- *Cordosphaeridium cantharellum* : Oligocène - D17 inférieur = Oligocène à 17.6Ma
- *Coosteaudinium sp. ?* : D16 supérieur - Top D17 = 20.5 – 14.8Ma
- *Cribopteridinium tenuitabulatum* : Eocène - D18 terminal = Eocène à 11.7Ma
- *Ectosphaeropsis burdigalensis*; D16 inférieur - D18 inférieur = 23.2 - 13.8Ma
- *Glaphyrocysta sp*; Eocène - Tortonien
- *Homotryblium floripes*; Tortonien - Eocène
- *Hystrichosphaeropsis obscura*; D17 inférieur - Top D19 = 18.65 - 7.5Ma
- *Melitasphaeridium choanophorum*; D21 moyen - ? = 3.6Ma - ?
- *Palaeocystodinium golzowense*; Eocène - D19 moyen = Eocène à 9.1Ma
- *Pentadinium laticinctum*; Eocène - D19 moyen = Eocène à 8.6Ma
- *Reticulatasphaera actinocoronota*; ? - D20 inférieur = ? - 6.8Ma
- *Spiniferites pseudofurcatus*; Eocène - D20 inférieur = Eocène à 7Ma
- *Systematophora placacantha* ; Eocène - D18 moyen = Eocène - 13Ma

Foraminifères planctoniques : L'Annexe 16 présentent les résultats des analyses effectuées par F. Quillévére au cours de cette étude. Cependant, aucune forme marqueur n'a été identifiée sur les 28 échantillons analysés. En revanche, il a été jugé utile d'intégrer également, dans le tableau, les

résultats de Huet (2018) qui ne figurent pas dans son rapport de Master 2, et qui ont également été étudiés par F. Quillévére lors d'une campagne de datations par foraminifères planctoniques. Les échantillons ont été directement prélevés sur les carottes des puits du Bas-Dauphiné. Cette campagne a connu plus de succès, avec 2 échantillons sur 12 ayant fourni un résultat clé, et pas des moindres, puisqu'ils permettent de dater la base du Miocène des puits suivants : PA-1 (à 833m de profondeur) a fourni un assemblage N9 ; LTP-F1 (à 550m de profondeur) a fourni un assemblage N8b/N9a (voir Annexe 16 pour détail). Il a été jugé essentiel d'intégrer également les foraminifères planctoniques identifiés par Latreille (1969) ainsi que ceux décrits par Aguilar *et al.* (2004) et Demarcq *et al.* (1989). L'objectif est ici de les recalculer sur les chartes GTS actuelles et de les replacer dans leur contexte stratigraphique, dans le but de disposer du maximum de points de contrôles chronostratigraphiques. Un travail de révision a été également mené par F. Quillévére afin d'éviter les problèmes taxonomiques (Annexe 16). Les précieux taxons miocènes de la zone sont les suivants. Sauf précision, les zonations et les âges donnés ici sont issus de Boudagher-Fadel (2015).

- *Cassigerinella chipolensis* ; P18 - N13 moyen = Base Oligocène à 11.61Ma. D'après Wade *et al.* (2011), l'extinction est plus jeune avec un âge de 10.89 Ma (M12).
- *Globigerina bulbosa* ; N16 - N11 = 13.7 – 8.6Ma
- *Globigerina diplostoma* ; N17 - N7 = 17.2 – 5.8Ma
- *Globigerina foliata* ; N18 - N6 = 18 – 5.3Ma
- *Globigerinoides sicanus* ; ce taxon n'apparaît pas dans les 2 chartes utilisées (Wade *et al.*, 2011; BouDagher-Fadel, 2015). En revanche, dans le domaine péri-méditerranéen, ce taxon est compris entre MMi4a et MMi4c (Lirer *et al.*, 2019), lui conférant un âge restreint entre 16.1 et 14.87Ma.
- *Globigerinoides subquadratus* ; N4b - N15 = 22– 10.2Ma
- *Globorotalia acrostoma* ; P22b - N12a = Oligocène - 13.6Ma
- *Globorotalia linguaensis* ; N13 - N17a = 12– 7.2Ma ;
- *Globorotalia mayeri* ; N7 - N13 = 17.2– 11.6Ma ; D'après Wade *et al.* (2011), l'extinction est plus jeune avec un âge de 10.53 Ma (top M11)
- *Globorotalia menardii* ; N12b - N23 = 12.8Ma - Actuel
- *Globorotalia praescitula* ; N5b - N12a = 20.4 - 12.8Ma; D'après Wade *et al.* (2011), les occurrences sont légèrement décalées: 21.81(M2) - 13.74 (M7).
- *Globorotaloides suteri* ; P12 - N7 = Eocène à 17Ma
- *Globoturborotalia decoraperta* ; N9 - N21a = 15.0 - 2.5Ma;
- *Neogloboquadrina acostaensis*; N16 - N21a = 9.6 - 2.5Ma; D'après Wade *et al.* (2011), l'apparition est un peu plus ancienne avec un âge de 9.79 Ma (M13a). En revanche, dans le domaine péri-méditerranéen, ce taxon apparaît à MMi8 (Lirer *et al.*, 2019), lui conférant une apparition à 11.78 Ma. Taxon à considérer avec prudence.
- *Neogloboquadrina siakensis* ; P22b - N13 = Oligocène à 11.61Ma
- *Orbulina bilobata* ; N9 - N23 = 14.56 Ma - Actuel ; D'après Wade *et al.* (2011), l'apparition est légèrement plus ancienne avec un âge de 15.10 Ma (M6).
- *Orbulina suturalis* ; N9 - N23 = 14.56 Ma – Actuel

- *Paragloborotalia bella* ; N5b - N9 = 20.4 - 14.0Ma; D'après Wade *et al.* (2011), les occurrences sont légèrement décalées : 21.81(M2) - 14.23(M6) ;
- *Paragloborotalia mayeri* ; P22b - N13= Oligocène à 11.61Ma; D'après Wade *et al.* (2011), l'âge de l'extinction est légèrement plus jeune avec un âge de 10.53 Ma (M11).
- *Praeorbulina circularis* ; N8b - N9a = 15.9-14.5 Ma; D'après Wade *et al.* (2011), l'extension est plus importante : 16.29(M5) - 14.23(M6).
- *Sphaeroidinella disjuncta* ; N6a - N21 = 18 - 1.8 Ma; D'après Wade *et al.* (2011), l'apparition est légèrement plus jeune : 17.62 (M4) à Pliocène.
- *Sphaeroidinella seminulina*; N6b - N20 = 17.3 - 3.4 Ma; D'après Wade *et al.* (2011), l'apparition est légèrement plus ancienne : 17.62Ma (M4) à Pliocène.

Micromammifères : Le Miocène de la région attire les paléontologues depuis la fin du XIX siècle. Signalons notamment le travail pharaonique de Depéret (1887) intitulé « *Recherches sur la succession des faunes de Vertébrés miocènes de la vallée du Rhône* ». Les principaux gisements de vertébrés de la région ont depuis été ré-étudiés, notamment avec l'apparition de la biozonation MN de Pierre Mein dans les années 1980. Celle-ci s'appuie sur les occurrences et/ou extinctions et/ou flux migratoires de faunes de vertébrés marqueurs. Ces éléments biostratigraphiques représentent donc une véritable mine d'or dans le cadre de cette étude puisqu'ils permettent de dater les successions supérieures du Miocène dans un contexte d'émersion régionalisée (et dépourvu d'autres éléments de datations). C'est pourquoi, bien que je ne sois à l'origine d'aucune des datations faisant appel aux vertébrés, j'ai jugé utile d'intégrer ces résultats ici. Mon travail a donc consisté à réaliser une synthèse bibliographique de ces gisements de vertébrés. Ce travail de compilation n'a pas été trivial, notamment pour ce qui concerne les gisements moins connus qui n'ont fait l'objet d'aucune publication, mais qui figurent souvent uniquement dans les livrets guides ou les notices de cartes géologiques. Un résumé est présenté ci-dessous. La biozonation MN utilisée est recalibrée sur la charte GTS2016, grâce à l'outil TSCreator. Les codes indiqués pour chaque gisement correspondent aux codes utilisés le long du chapitre (lettre = code d'identification de la sous-zone ; chiffre= numéro d'affleurement dans la sous-zone):

- MN4-5 : Vieux Collonges (I9), L'Isle d'Abeau (H10)
- MN6 : Pommiers (n°22)
- Top MN6-Base MN7-8 : Four (H12)
- MN7-8 : La Grive-Saint-Alban (H11)
- MN9 : Jujurieux (I2), Priay (I3), Luzinay (I17), St-Jean-de-Bournay (J1), Carrière du Buis (J8), Tersannes (K4)
- MN9-10 : Sonnay (J7), Chabeuil-les-Bourbons (L1)
- MN10 : Les Envers (F7), Soblay (I1), Douvres (I4), Ambérieu (I5), Sermenaz (I8), Croix-Rousse (I11), Dionay (K1)
- MN11 : Ambérieu-en-Bugey (I5), Mollon (I6)

La Figure 79 synthétise l'ensemble des données biostratigraphiques cités ci-dessus.

Synthesis of the Miocene Biostratigraphy of the subalpine massifs, southern Jura, Bas-Dauphiné and La-Bresse basins

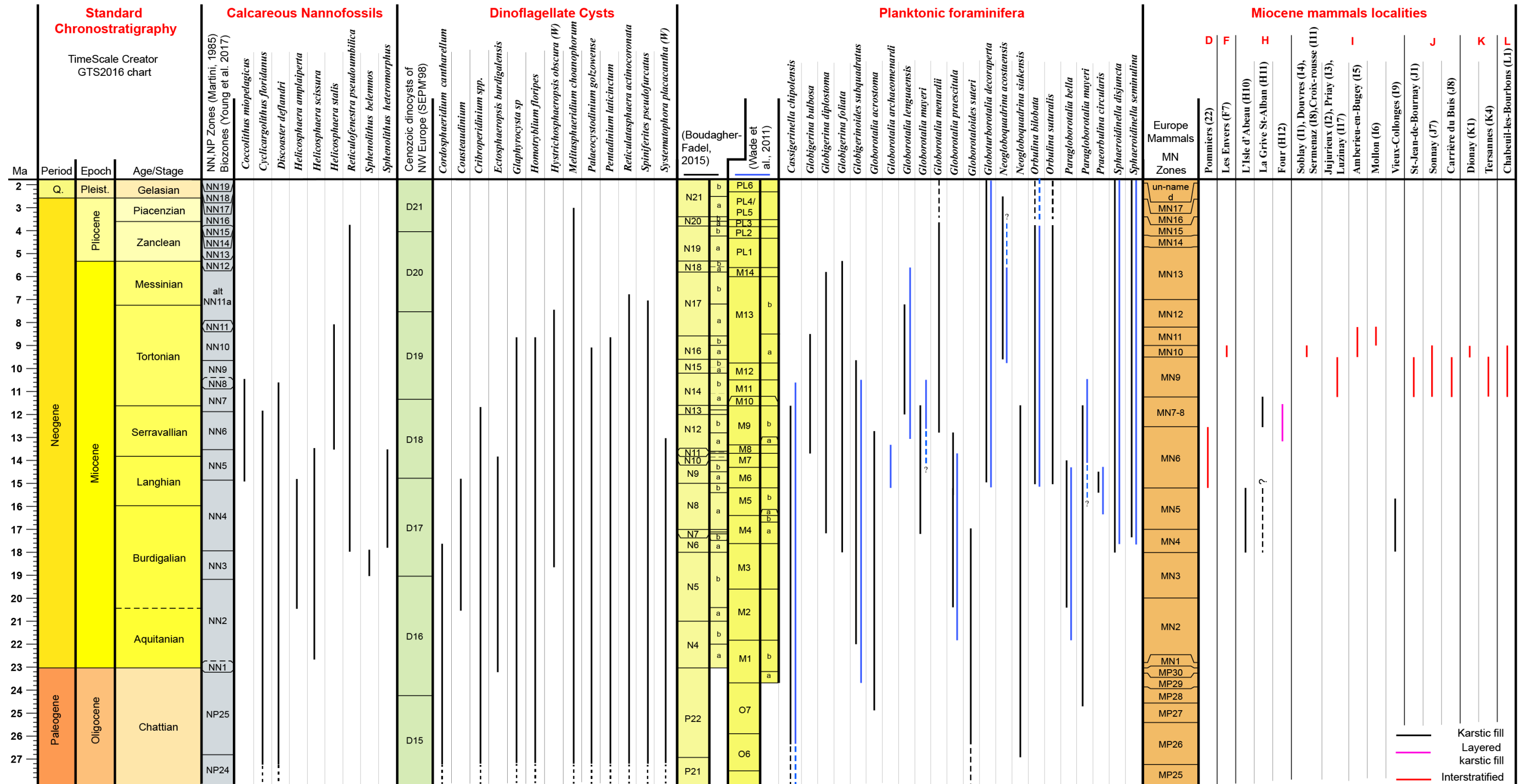


Figure 79: Synthèse de la biostratigraphie du Miocène des Massifs sub-alpins, du Jura méridional, du Bas-Dauphiné et de la Bresse.

2.4. Synthèse de l'étude chronostratigraphique:

2.4.1. Coupe type du Miocène de la zone d'étude :

Pour faciliter la lecture au lecteur dans les sous-chapitres suivants, j'ai jugé nécessaire de présenter en premier lieu le découpage séquentiel-type du Miocène de la zone d'étude (Figure 80). Ce découpage résulte de l'ensemble des datations présentées auparavant, ainsi que de l'ensemble de l'étude sédimentologique et stratigraphique présentée ci-après.

Onze séquences de dépôts ont donc été décrites entre l'Aquitaniens supérieur et le Tortonien (S1a à S8). A partir des découpages séquentiels établis dans cette étude, combinés aux datations Strontium notamment, ainsi qu'aux quelques datations biostratigraphiques disponibles, il a été proposé que les séquences de dépôts sont principalement d'origine eustatique. Les âges de transgressions obtenus se corrèlent remarquablement avec les transgressions dans l'océan global d'après la charte eustatique de Miller *et al.* (2005). Cela confirme les résultats de l'analyse séquentielle (et des données chronostratigraphiques préliminaires) présentés dans le chapitre 4 (Kalifi *et al.* 2020) dans lequel la totalité des éléments séquentiels et chronostratigraphiques n'étaient pas encore à disposition. En effet, il avait été démontré que dans le « distal depozone » (subsidence d'origine flexurale, et en absence de tectonique compressive active), c'est bien l'eustatisme qui est le principal moteur d'une séquence de dépôt.

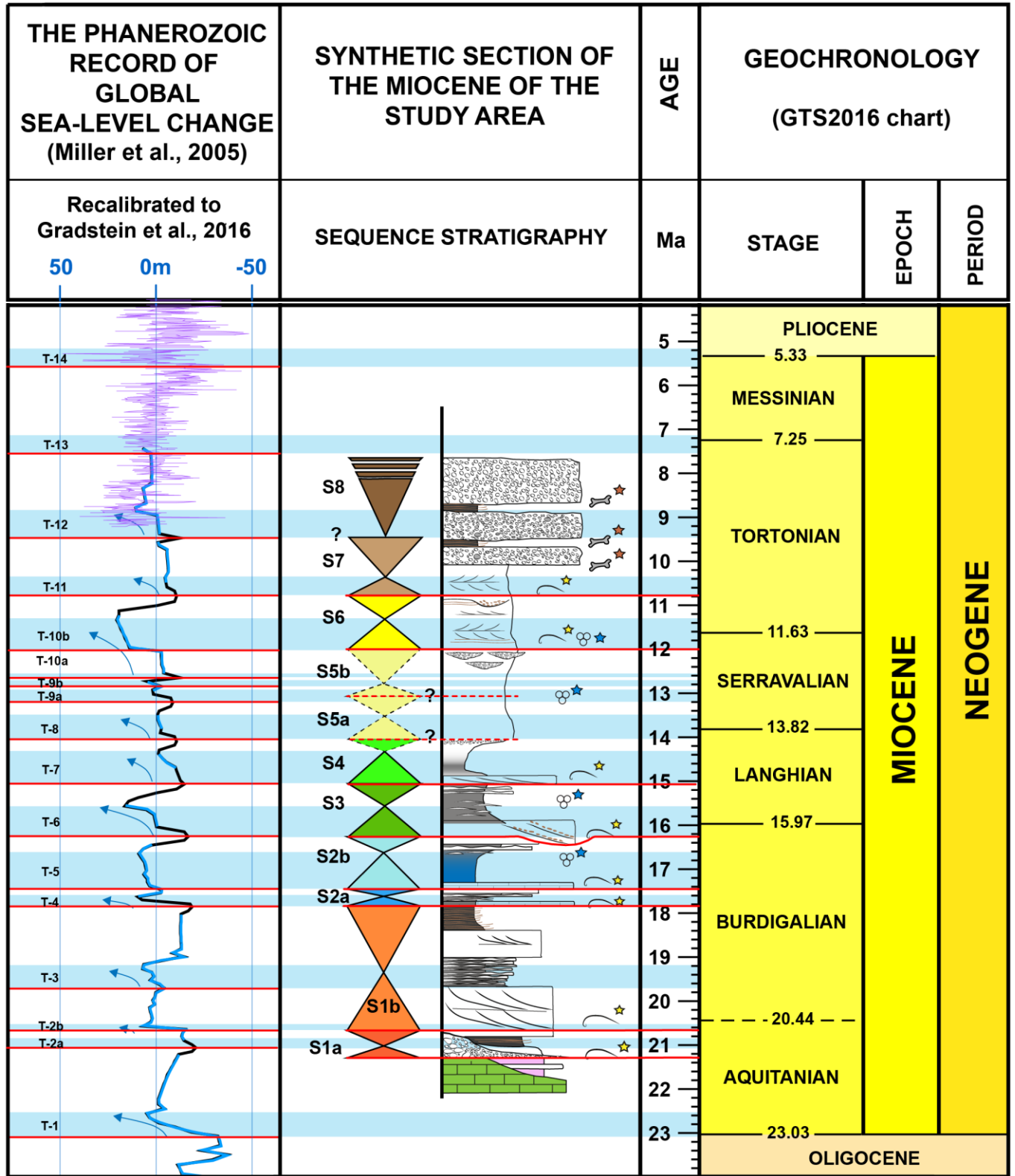


Figure 80: Découpage séquentiel-type du Miocène de la zone d'étude.

La figure ci-dessus permet donc de comparer les âges des cortèges transgressifs des séquences identifiées avec les transgressions eustatiques (« T-1, 2, 3... », Figure 80) issues de la charte de Miller *et al.* (2005). Nous obtenons :

- Aquitanien supérieur ; S1a ~ T2a = 21.05 Ma
- Burdigalien inférieur ; S1b ~ T-2b = 20.6Ma
- Burdigalien supérieur ; S2a ~ T-4 = 17.8Ma ; S2b ~ T-5 = 17.4Ma
- Burdigalien terminal ; S3 ~ T-6 = 16.3Ma
- Langhien ; S4 ~ T-7 = 15Ma
- Langhien terminal ; S5a ~ T-8 = 14Ma
- Serravalien ; S5b ~ T-9(a-b ?) = 13.2Ma ; S6 ~ T10b = 12 Ma.
- Tortonien inférieur ; S7 ~ T11 = 10.8 Ma
- Tortonien supérieur ; aucune transgression n'a été enregistrée. En effet, la séquence 8 est, nous le verrons plus tard, exclusivement continentale, malgré la transgression (T-12) importante que Miller *et al.* (2005) décrit. Des niveaux contemporains de la T-12 ont été datés par datation biostratigraphique (micro-mammifère). Malgré l'absence de dépôts marins du cortège transgressif de la T-12 indiquant la transition à une nouvelle séquence de dépôt, la discrimination entre S7 et S8 a été conservée. Ce choix a été assumé en vue des reconstructions paléogéographiques finales.

Ainsi, tout au long de cette étude, si une séquence de dépôt est identifiée mais n'a pas pu être datée, l'âge qui lui sera affectée par défaut sera les âges ci-dessus (excepté pour la S8, voir ci-dessus). Ce cas de figure sera proposé uniquement si la séquence de dépôt est contrainte par un encadrement stratigraphique robuste et si la séquence a été déposée dans le contexte sédimentologique de type « distal depozone » (non affecté par une subsidence tectonique, voir chapitre 4).

2.4.2. Comparaison avec les unités lithostratigraphiques de la littérature :

Le Miocène de la zone d'étude a fait l'objet de plusieurs études depuis le milieu du 19^{ème} siècle. Ces études traitent chacune d'une partie plus ou moins limitée de l'ensemble de la zone étudiée dans ce travail de thèse. Mis à part Kwasniewski (2014) qui propose un découpage séquentiel du Bas-Dauphiné, et Rubino *et al.* (1990) qui propose une interprétation séquentielle du synclinal de Voreppe en Chartreuse, seules des subdivisions lithostratigraphiques avaient jusque-là été proposées. C'est pourquoi, ce paragraphe présente un tableau comparatif entre le découpage séquentiel-type du Miocène de la zone d'étude et les découpages lithostratigraphiques présentés dans la littérature jusqu'à ce jour (Figure 81).

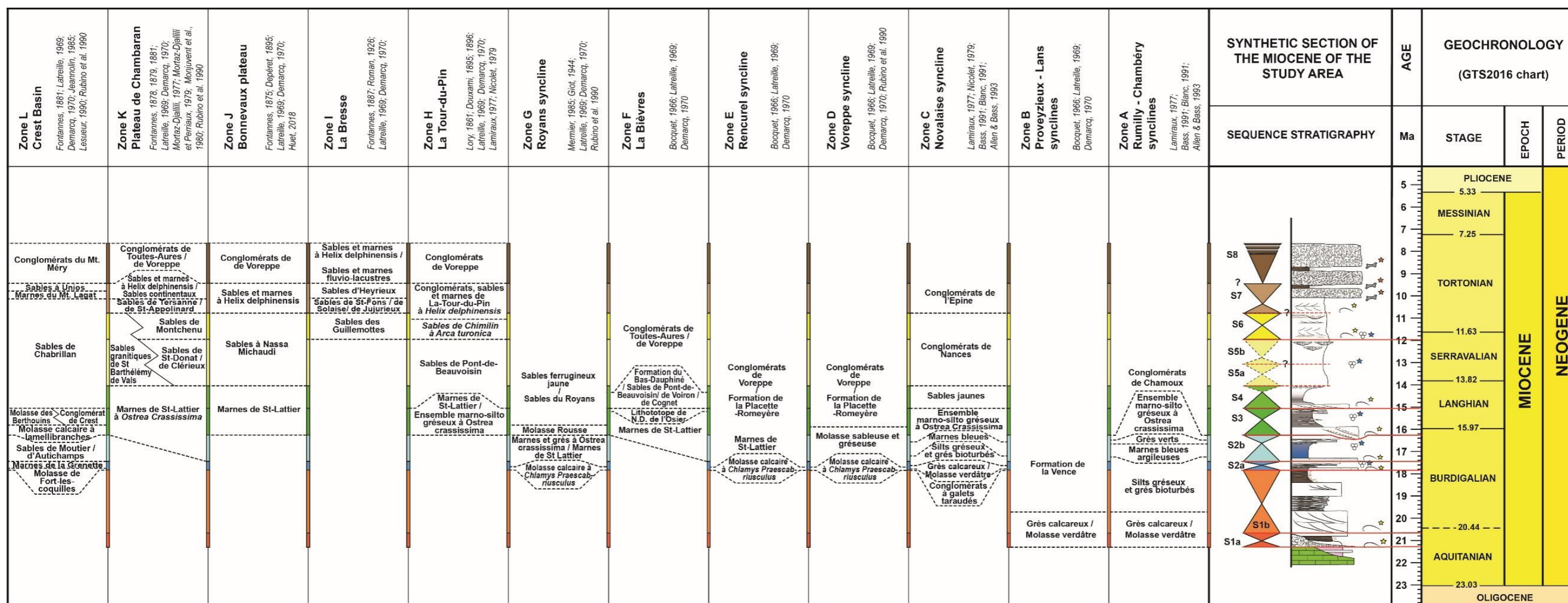


Figure 81: Tableau comparatif du découpage séquentiel-type du Miocène proposé dans cette étude et les découpages lithostratigraphiques présentés dans la littérature dans chacune des 12 sous-zones.

3. Stratigraphie du Miocène des massifs sub-alpins et du sud du Jura

Tout au long de cette sous-partie, nous allons présenter une coupe sédimentologique synthétique du Miocène pour chacune des 12 sous-zones (Figure 70). Chacune de ces coupes est construite à partir de la synthèse de: (i) coupes sédimentologiques levées et datées au cours de cette thèse (en annexes); (ii) diagraphies interprétées (en annexes); (iii) points d'observations et/ou apports de la bibliographie (en annexes). Un tableau récapitulatif en annexes est assigné pour chaque zone. Ce tableau centralise l'ensemble des données disponible pour chacune des zones.

La Figure 82 ci-jointe présente la légende générale des coupes sédimentologiques synthétiques:

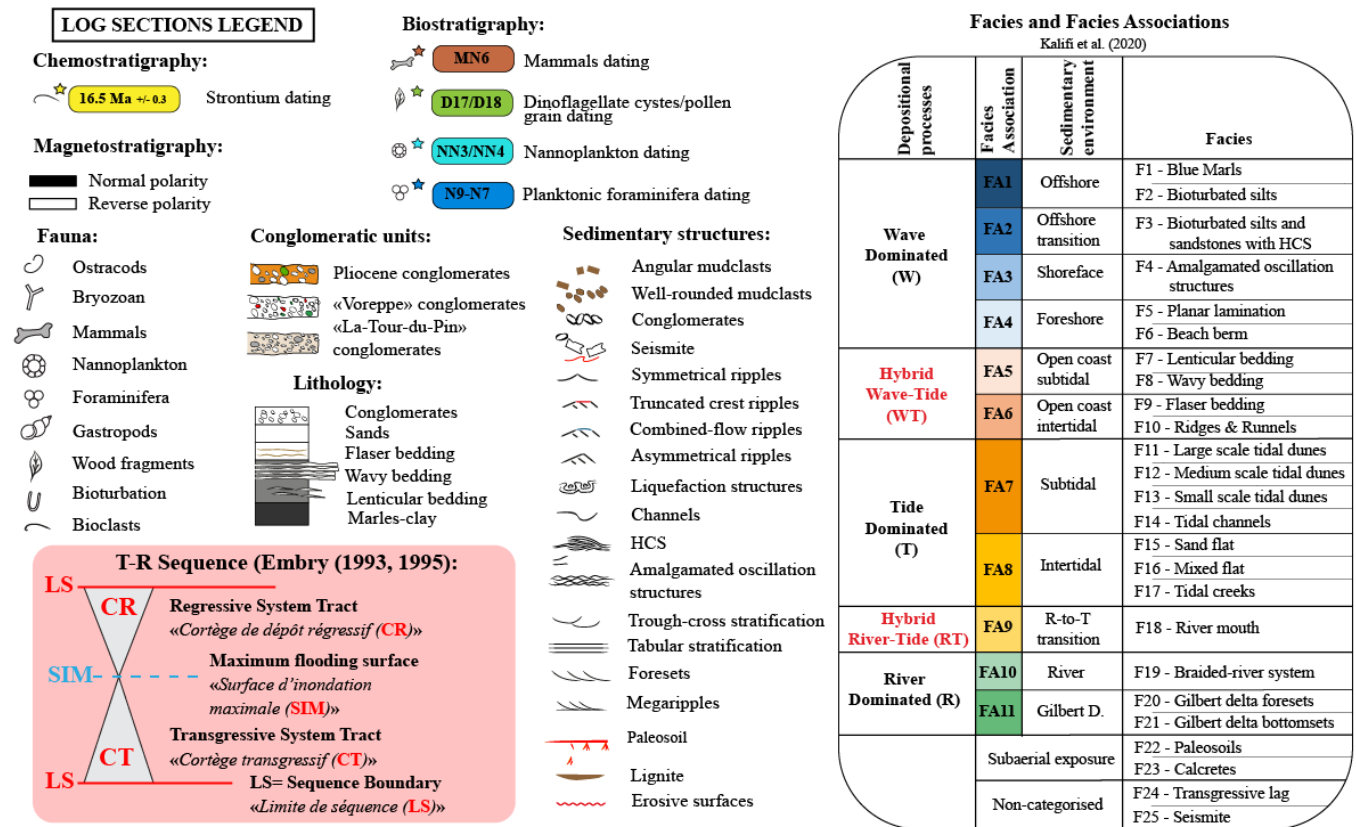


Figure 82: Légende générale des coupes sédimentologiques

3.1. Zone A: Les synclinaux de Rumilly-Chambéry

Bien contraindre dans le temps la succession du Miocène de ce secteur est indispensable. En effet, la série y atteint localement 1150m et a donc potentiellement enregistré en son sein une importante partie de l'histoire géologique du secteur. La zone est comprise entre le chevauchement subalpin principal et le chevauchement de Voreppe-Rencurel (respectivement, ZF1 et ZF2, Figure 83). On y retrouve les dépôts Miocène dans :

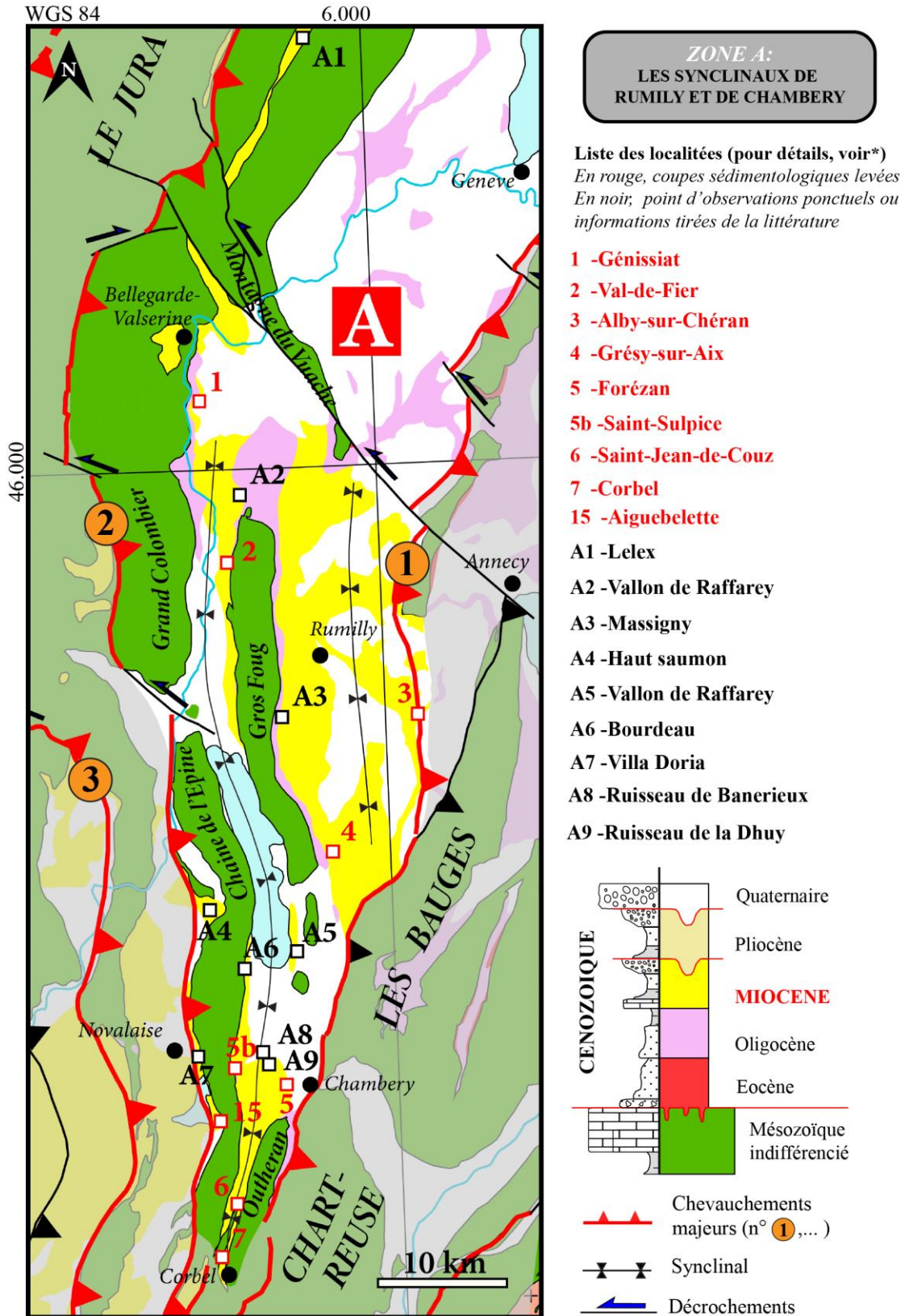


Figure 83: Contexte géographique et géologique de la zone A et présentation des points de contrôles. *voir Annexe 17.

- le synclinal de Rumilly, compris entre la chaîne du Gros Foug-Outheran et le chevauchement frontal des massifs sub-alpins. Ce synclinal s'étend de la petite vallée de St-Cassin (sud-est de Chambéry, remplissage Oligocène) au sud, jusqu'au village de Frangy au Nord, situé au pied de la montagne du Vuache.
- le synclinal de Chambéry, compris entre la chaîne Gros Foug-Outheran et la chaîne de l'Épine. Ce synclinal s'étend jusqu'à Corbel au Sud et jusqu'à Bellegarde-Valserine au Nord, situé au pied de la montagne du Vuache.
- la bande de Miocène redressée correspondant à la retombée Ouest du pli de la chaîne de l'Épine, et surplombant le synclinal de Novalaise à l'Ouest.
- le synclinal de Lelex, au Nord-Ouest de la Montagne du Vuache.

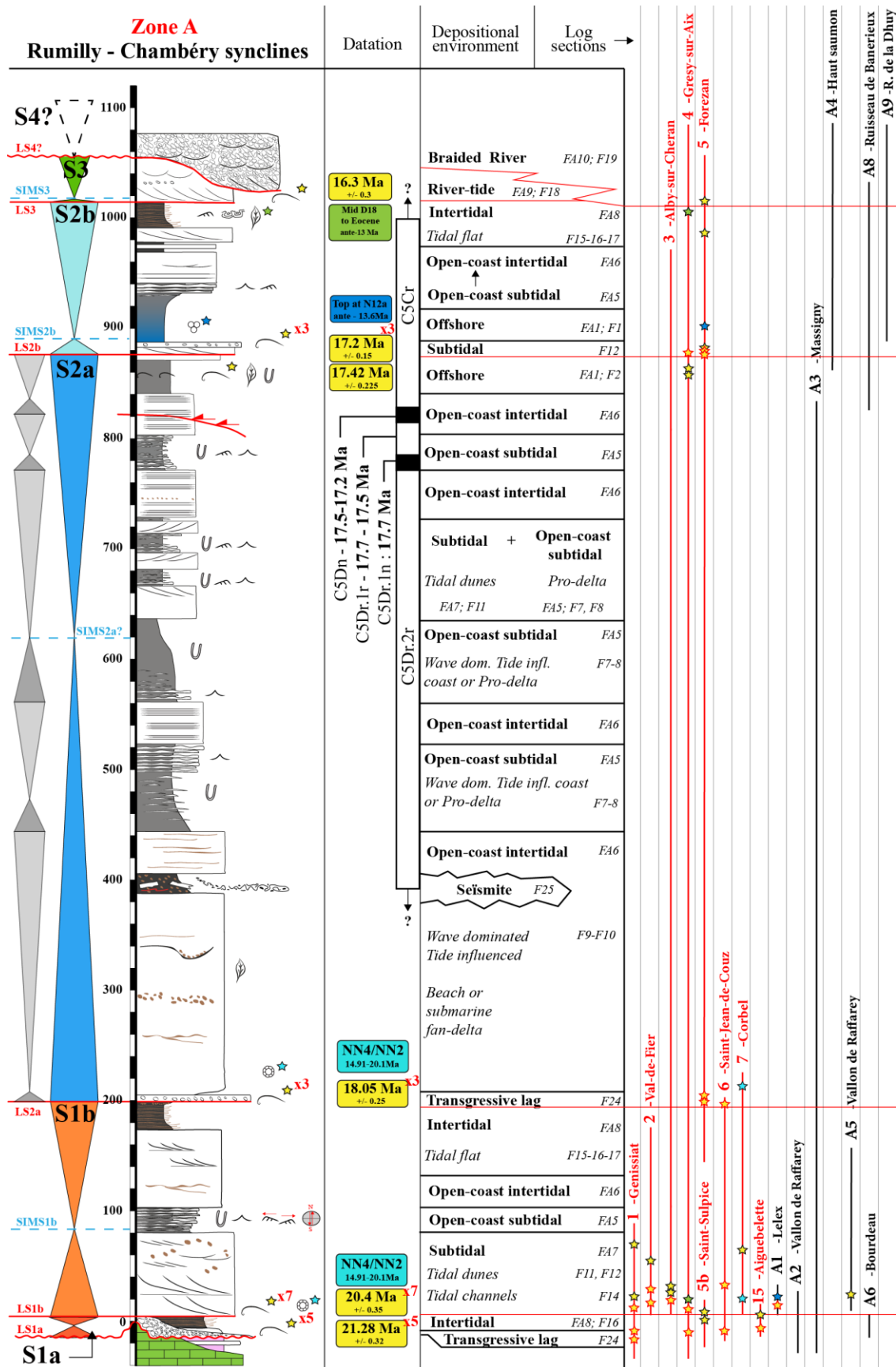
Malgré la grande étendue de ce secteur, la succession miocène est remarquablement homogène (Figure 84) :

Séquence 1a (~0-50m) – Aquitanien supérieur – 21.3 – 20.3 Ma : La séquence S1a marque la première transgression marine miocène de l'ensemble de la zone d'étude. 3 âges strontium ont permis d'obtenir un âge moyen à **21.28 +/- 0.32 Ma** (1, 5b, 15)* pour la transgression. L'âge du toit de la séquence est contraint par l'âge de la transgression suivante.

Le cortège transgressif est représenté par un conglomérat de transgression bioclastique qui remanie uniquement du matériel grossier local. Outre la présence abondante de faune marine littorale, ces clastes locaux présentent très souvent des perforations par les lithophages, témoin indiscutable d'un environnement marin côtier. La matrice gréseuse de ce conglomérat, quant à elle, contient des grains de radiolarite et d'antigorite (Lamiroux, 1977). Cette composition pétrographique révèle une origine lointaine des sables provenant du drainage des zones internes des Alpes, remaniés ensuite par les courants marins. Généralement épais de 5 à 10m, ce conglomérat atteint une épaisseur maximale de 50 m à Bourdeau (A6*; Lamiroux, 1977). A ce même point, Gidon (1960) cité dans Lamiroux (1977), décrit une évolution verticale dans la composition des clastes : la base de l'unité est constituée de silex et de calcaires du Crétacé supérieur passant vers le haut à une dominance de clastes du Crétacé inférieur. Cette observation nous fournit de précieux indices pour reconstituer l'évolution du paysage local au cours du dépôt de cette unité : un certain temps a été nécessaire pour éroder les reliefs locaux mésozoïques, depuis les calcaires du Crétacé supérieur jusqu'aux calcaires et marnes du Crétacé inférieur. A St-Sulpice (5b)*, les âges Strontium confirment cette hypothèse : en effet, pour le même conglomérat, les âges y sont plus jeunes ($19.98 \pm 0,325$ et $20.3 \pm 0,4$; contemporain de la séquence suivante ?). Les mêmes tendances sont observées à Aiguebelette (15)*, où deux âges différents ($21,275 \pm 0,525$ et $20,4 \pm 0,45$) ont été obtenus à quelques mètres d'intervalle.

* Contexte géographique : Figure 83 ; Contexte stratigraphique : Figure 84. Points GPS, données sédimentologiques, chronostratigraphiques et interprétations séquentielles : Annexe 17.

Figure 84: Coupe sédimentologique synthétique de la zone A: Les synclinaux de Rumilly-Chambéry. Construction de la coupe à partir des points de contrôles qui figurent à droite : Voir Figure 83 pour leurs contexte géographique et Annexe 17 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles. Les étoiles de couleurs représentent les données chronostratigraphiques disponibles. Voir Figure 82 pour légende complète. →



Retrouvé essentiellement de part et d'autre de la chaîne de l'Épine (Figure 83, 5b, 15, A6)*, on retrouve également ce conglomérat de transgression à Génissiat (1*) au pied de la chaîne du Grand Colombier (Figure 83). Ce dernier correspondant à la continuité Nord de la chaîne de l'Épine, il est donc raisonnable de penser que l'ensemble Grand Colombier – l'Épine formait un relief et une barrière morphologique lors de la transgression de S1a, et probablement même lors de la transgression de S1b. Cette hypothèse est appuyée par l'absence de cette formation à l'Est de la chaîne du Gros Foug plus à l'est, excepté peut-être à Grésy-sur-Aix (4)* où il ne s'agit pas cette fois-ci d'un conglomérat mais d'un sable très grossier, riche en microconglomérats, ayant fourni un âge à 21.45 +/-0.3Ma.

On retiendra donc que cette première séquence datée de l'Aquitainien supérieur est très peu épaisse mais est indubitablement marine et ceci tout à fait au Nord de la zone d'étude ; nous reviendrons sur les conséquences régionales de la présence de l'Aquitainien dans ce secteur. Ce fait avait au demeurant déjà été établi par (Berger, 1985, 1992b) pour la coupe de Génissiat (1)* sur la base de la présence de taxons de foraminifères et de micromammifères marqueurs, ainsi que sur quelques autres coupes de la région de Fribourg dans le bassin molassique suisse à la base de l'OMM.

Séquence 1b (~200m) – Burdigalien inférieur – 20.4 – 18 Ma : 6 âges Strontium ont permis d'obtenir un âge moyen de la transgression à **20.4 +/- 0.35 Ma** (1, 2, 3, 4, 6, A1)* correspondant au Burdigalien inférieur. Cette séquence de dépôt se termine avant 18.05 +/-0.25 Ma, âge de la transgression suivante.

Le cortège transgressif est varié. Au Nord (1, A2)*, il est caractérisé par des dépôts de chenaux subtidaux. Plus au Sud (2, 3, 4, A3, A5)*, il s'agit cette fois-ci de dunes subtidales. Tandis que plus au Sud (6, 7)*, il s'agit de véritables dépôts d'environnements littoraux dominés par l'action de la houle. Du Sud au Nord, la granulométrie est plutôt homogène avec des sables grossiers, riches en glauconie. La faune est très rare : quelques pectinidés et dents de squales. Ces dépôts sont surmontés par des dépôts mixtes subtidaux (FA6), jamais très épais, qui correspondent à la surface d'inondation maximale (SIM). Enfin, des dépôts intertidaux (FA8) indiquent une tendance à la régression qui marque la fin de cette séquence de dépôt.

Comme pour l'Aquitainien supérieur marin sous-jacent, la présence indiscutable de la séquence du Burdigalien inférieur dans cette zone est fondamentale dans la mesure où elle invalide définitivement à la fois: **(i)** les conclusions maintes fois reprise de Gignoux & Moret (1944, 1952) qui ne voyait pas de Burdigalien inférieur dans le Jura Méridional ; **(ii)** les conclusions de Demarcq *et al.* (1989) qui n'identifient pas la transgression du Burdigalien inférieur au Nord du bassin de Crest.

Séquence 2a (~650m) - Burdigalien supérieur – 18 – 17.2 Ma : trois âges Strontium ont permis d'obtenir un âge moyen de la transgression à **18.05 +/- 0.25 Ma** (5)*. Cette séquence de dépôt se termine avant 17.2 +/- 0.15 Ma, âge de la transgression suivante.

* Contexte géographique : Figure 83 ; Contexte stratigraphique : Figure 84. Points GPS, données sédimentologiques, chronostratigraphiques et interprétations séquentielles : Annexe 17.

La séquence est anormalement épaisse (650m environ) par rapport à sa durée. Le cortège transgressif débute par un microconglomérat très riche en bioclastes (pectinidés, oursins, etc), interprété comme un conglomérat de transgression (F24). Ce niveau affleure mal mais a été trouvé notamment à Forézan (5)*. Il est surmonté par 200m d'un sable moyen très bien trié, généralement très pauvre en structures sédimentaires visibles (4, 5)*. Ces dépôts sont surmontés ensuite par environ 400m d'un ensemble aussi complexe que monotone : il s'agit d'alternances d'unités de silts bioturbés déposés dans un environnement marin distal (F2, FA1) et d'unités hétérolithiques. Ces dernières sont constituées d'alternances de sables fins et de marnes silteuses à « *combined wave-flow ripples* » témoignant d'un régime sédimentaire soumis à l'action combinée de la houle et de la marée dans un environnement de dépôt de type « *open-coast subtidal* » (F7, F8, F9, F10) et « *open-coast intertidal* » (voir chapitre 4). Il s'agit là de séquences marines liées à des variations eustatiques à haute fréquence et/ou à des processus auto-cycliques. La surface d'inondation maximale (SIM) est par conséquent difficile à placer précisément, ce qui avait été également soulevé par Bass (1991) et Allen & Bass (1993).

Séquence 2b (~250m à l'W- 80m à l'E) - Burdigalien supérieur – 17.2 – 16.3 Ma: 2 âges strontium ont permis d'obtenir un âge moyen de la transgression à 17.2 +/- 0.15 Ma (4, 5)* correspondant au Burdigalien supérieur/terminal. Cette séquence de dépôt se termine avant 16.3 +/- 0.3 Ma, âge de la transgression suivante.

Le cortège transgressif de la S2b débute par un calcaire gréseux grossier bioclastique (pectinidés et dents de squales), alternant avec des microconglomérats à éléments polygéniques. Celui-ci apparaît brutalement au toit de la séquence sous-jacente, sans évidence nette d'érosion. Cette unité précède systématiquement le dépôt des « marnes bleues » qui matérialisent la surface d'inondation maximale. Dans la littérature, les auteurs s'accordent à attribuer à cette unité la valeur d'un véritable niveau repère (Lamiroux, 1977; Bass, 1991; Blanc, 1991; Allen & Bass, 1993). La transition se fait brutalement. Son épaisseur diminue drastiquement vers l'Est : 50m à Forézan (5*) contre environ 5m à Grésy-sur-Aix et à Alby-sur-Chéran (3*, 4*). Il s'agit de marnes d'« *offshore* ». Cette interprétation est appuyée par la présence de foraminifères planctoniques (Bizon & Bizon, 1972; Lamiroux, 1977). Au-dessus de ces marnes bleues apparaissent progressivement des dépôts sableux à influence mixte houle/marée (FA5 ; « *open-coast subtidal* » puis FA6 ; « *open-coast intertidal* »), surmontés enfin par des dépôts de platier tidal (FA8) : cette succession enregistre une tendance nette à la régression (Cortège régressif=CR). Cette interprétation est appuyée par l'augmentation progressive d'intercalations de conglomérats sous forme d'unités massives ou de lentilles (5*), ainsi que de grès grossiers bioclastiques subtidaux à dents de *Lamna* (Lamiroux, 1977) et de coquilles marines qui ont pu fournir un âge strontium à 17.2 +/- 0.28 Ma (5)*.

Séquence 3 (~50m minimum, fin de la succession) - Burdigalien terminal-Langhien – 16.3 - ? Ma : Un seul âge strontium a permis d'obtenir un âge de la transgression à 16.3 +/- 0.3 Ma (5)*. La suite de la succession n'existe pas (érosion ou non dépôt ?).

* Contexte géographique : Figure 83 ; Contexte stratigraphique : Figure 84. Points GPS, données sédimentologiques, chronostratigraphiques et interprétations séquentielles : Annexe 17.

La LS3 surmonte de manière brutale les dépôts intertidaux sommitaux de la séquence S2b. Il s'agit de sables très grossiers déposés dans un environnement de dépôt où influences fluviales et tidales (FA9) co-existent (Figure 85A). Il s'agit très probablement d'un environnement de dépôt deltaïque. A l'appui de cette interprétation, on note la présence abondante de microconglomérats et de débris de lignite, suggérant la proximité du continent. La faune est rare mais cependant présente. Dans le synclinal de Chambéry (5, A4)*, la faune est d'affinité marine : il s'agit essentiellement de pectinidés. Lamiroux (1977) évoque également la présence de débris de bryozoaires. Plus à l'Est, dans le synclinal de Rumilly, on retrouve ces sables sur une épaisseur de 2 mètres (Figure 85B), mais cette fois-ci surmontés presque directement par de profondes incisions comblées par des chenaux conglomératiques fluviaux (4)*. Cela indique donc la polarité proximal (Est) – distal (ouest) du système sédimentaire. Cette hypothèse est consolidée par Lamiroux (1977) qui décrit à A9*, un conglomérat polygénique marin côtier (présence de bio-perforations) massif de 50m d'épaisseur, impliquant aussi une direction d'apport de l'Est vers l'Ouest (imbrications).

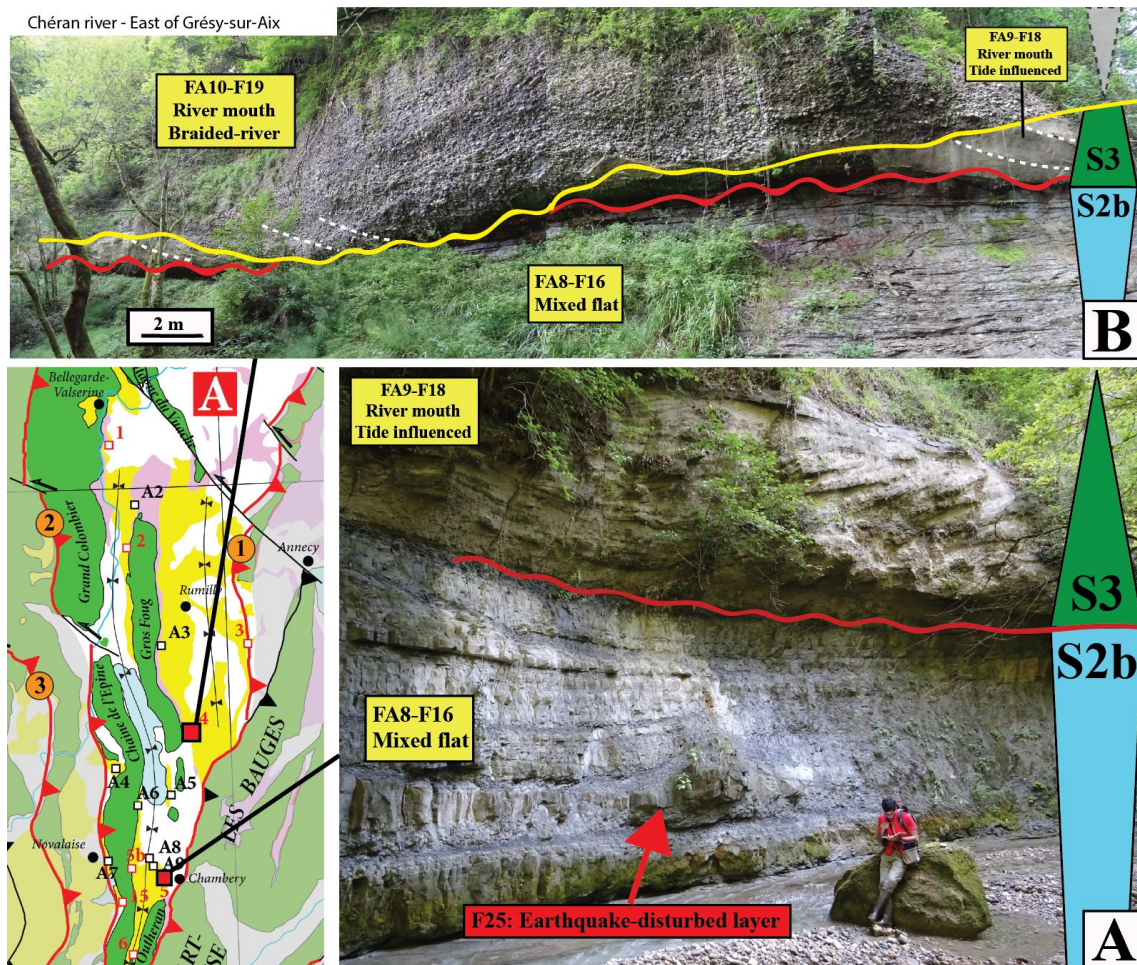


Figure 85: Les sables transgressifs de la séquence 3. (A) Coupe de Forézan n°5. Progradation brutale d'une dune sur les dépôts intertidaux sous-jacents. (B) Coupe de Grésy-sur-Aix n°4 : La même succession visible en (A) est observée. En revanche, les dépôts transgressifs sont incisés par un chenal de 10m de large. L'incision affecte même les dépôts intertidaux de la S2b.

3.2. Zone B: Les synclinaux de Lans-Proveyzieux

Le découpage séquentiel de ce secteur est de loin le plus délicat à contraindre de toute la zone d'étude. En effet, les coupes sédimentologiques sont bien trop souvent discontinues. Majoritairement, il s'agit d'unités conglomératiques, monotones et massives, dépourvues de niveaux repères, rendant l'interprétation séquentielle complexe. Compris entre les chevauchements n°1 et 2 (Figure 86), ce secteur comprend 2 synclinaux séparés par la clive de l'Isère (Figure 84) :

- Le synclinal de Proveyzieux (aussi appelé dans la littérature « de la Monta ») correspond au synclinal Miocène le plus interne de la Chartreuse méridionale.
- Le synclinal de Lans, synclinal Miocène le plus interne du Vercors.

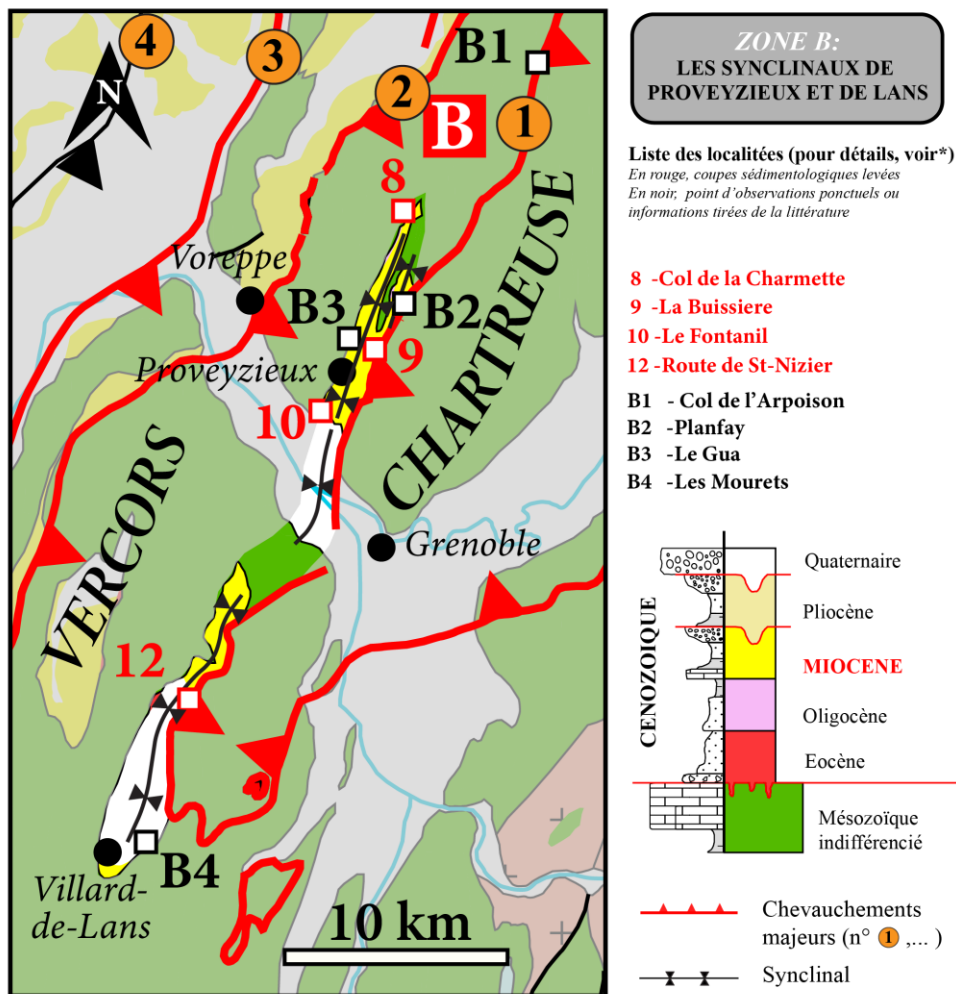


Figure 86: Contexte géographique et géologique de la zone B et présentation des points de contrôles. *Annexe 26.

Dans ce secteur, la coupe sédimentologique synthétique du Miocène est la suivante (Figure 87) :

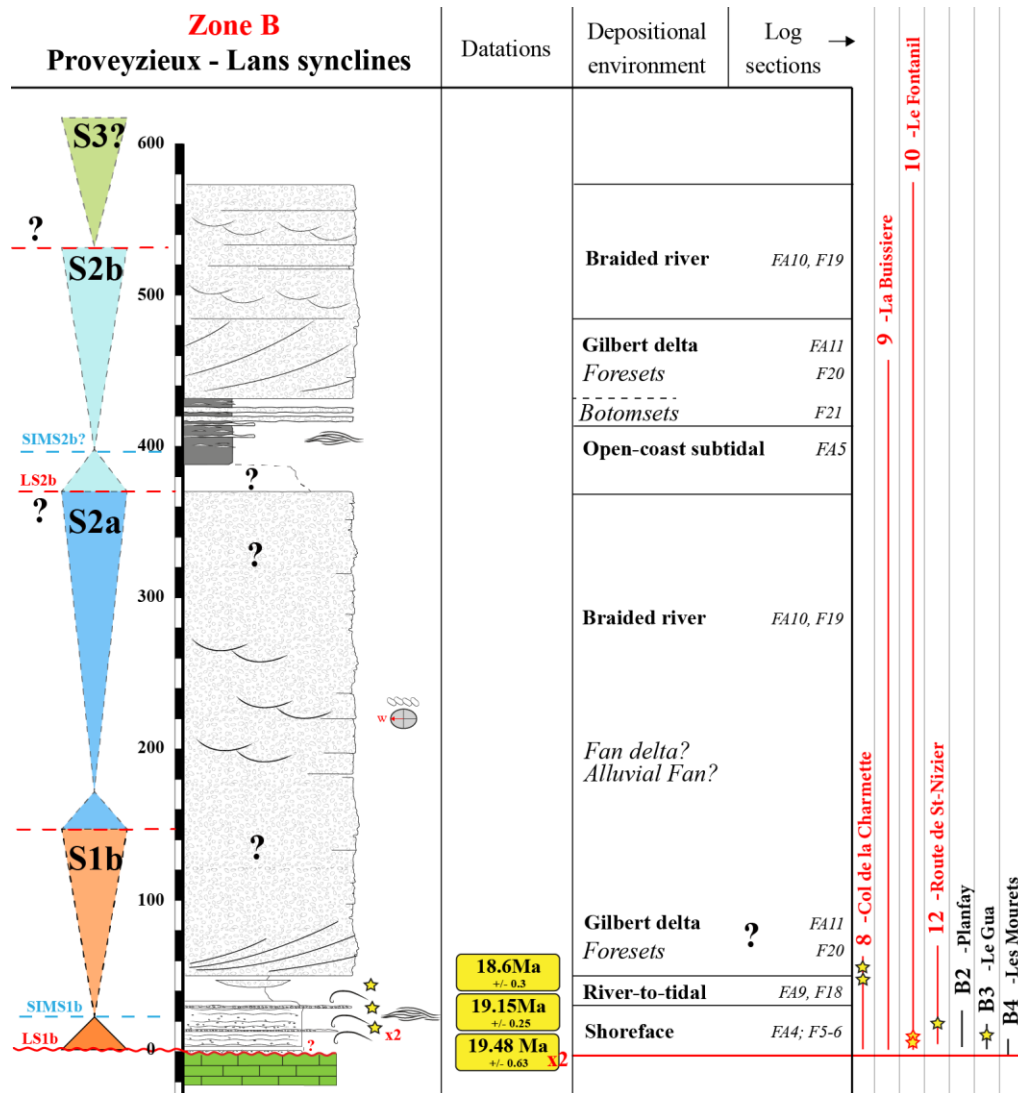


Figure 87: Coupe sédimentologique synthétique de la zone B. Construction de la coupe à partir des points de contrôles qui figurent à droite : Voir Figure 86 pour contexte géographique et Annexe 26 pour points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques, et interprétations séquentielles. Voir Figure 82 pour légende complète.

Séquence 1b (~200m) – Burdigalien inférieur – 19.5 – ? Ma : 2 âges Strontium ont permis d’obtenir un âge moyen de la transgression à **19.48 +/- 0.63 Ma** (10)*. Cependant, ces âges ne sont pas directement sur le contact de base, à cause de la présence systématique d’une lacune d’observation, sauf aux Mourets (B4)* ou Demarcq (1970) observe des faciès qui pourraient correspondre aux faciès datés latéralement par Strontium. L’âge du toit de la séquence n’est pas contraint, tout comme la suite du découpage séquentiel.

Le cortège transgressif de la S1b correspond à un calcaire dur, gréseux très grossier, parfois riche en éléments micro-conglomératiques, et dévoile de nombreux critères de houle (9, 10)*. Ce

* Figure 86 pour contexte géographique. Figure 87 pour contexte stratigraphique. Annexe 26 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

calcaire fournit très peu de bioclastes. En revanche, il se révèle très riche en bryozoaires. Cette unité matérialise également la surface d'inondation maximale. En effet, elle est très vite surmontée par une sédimentation très grossière qui marque dans les synclinaux de Proveyzieux et de Lans, la base de la formation de la Vence *sensu* Latreille (1969). Au niveau de la cluse de l'Isère (10)*, il s'agit d'une masse conglomératique de plusieurs centaines de mètres où la base pourrait correspondre à des dépôts de Gilbert delta (poudingues épais (50-100m) « *matrix-supported* », granoclassements inverses, absence de structures sédimentaires impliquant un écoulement turbulent). En évoluant vers le haut de la série, il s'agit vraisemblablement de dépôt de fan-delta conventionnel (McPherson *et al.*, 1987; Postma, 1990a; b; Liangqing & Galloway, 1991) équivalent de FA10 (F19). De l'autre côté de la cluse de l'Isère, dans le synclinal de Lans-en-Vercors, le long de la route de St-Nizier (12)*, aucune évidence de Gilbert delta n'y a été décrite à la même position stratigraphique supposée, où il s'agit plutôt de dépôts qui témoignent d'un environnement de dépôt de fan-delta conventionnel, où influences fluviales et tidales (FA9) co-existent d'abord, avant de laisser place à des dépôts purement fluviaux (directions d'apports E-W avec présence des chenaux). Si ces dépôts sont bien contemporains, alors cela nous indique probablement la polarité proximale (au Sud) – aval (au Nord) de ce système deltaïque (Figure 88).

De retour dans le synclinal de Proveyzieux, plusieurs kilomètres vers le Nord, au col de la Charmette et le long du ruisseau de la Buissière (respectivement 8, 9)*, la série débute par des sables très grossiers, glauconieux, toujours riches en bryozoaires, rappelant de manière frappante la coupe la plus méridionale (7)* du secteur précédent (A). En effet, d'un point de vue pétrographique, les sables sont identiques : il est donc très probable que le secteur A précédent et ce secteur B formaient un seul et même bassin avant l'intense phase de déformation à l'origine du paysage actuel. Pour appuyer cette hypothèse, en position de relais, au col de l'Arpoison (B1)*, Demarcq (1962) signale la présence d'un « petit lambeau de molasse » non carté.

Les datations Strontium, qui confirment la présence du Burdigalien inférieur marin, invalident définitivement les affirmations de Gignoux & Moret (1952), qui ne distinguaient dans ces synclinaux que du Burdigalien supérieur en se basant uniquement sur la présence de *Chlamys Praescabriculus*. Or, cette faune apparaît en fait beaucoup plus tôt d'après des travaux publiés plus tard dans la Molasse Suisse (Demarcq & Schoepfer, 1990) et à l'échelle du bassin méditerranéen (Demarcq, 1990).

Séquences 2a, 2b, 3 ? – Burdigalien supérieur - Langhien ? :

Partant du principe que ce secteur et le secteur précédent faisaient partie d'un même bassin, nous pouvons donc émettre l'hypothèse que des séquences de dépôts comparables s'y sont déposées. En revanche, la distance séparant les 2 secteurs paraît trop importante pour faire l'hypothèse de taux d'accumulation similaires. En évoquant tout de même cette hypothèse, il est possible de proposer des corrélations. La coupe de la Buissière (9)* fournit une probable surface d'inondation maximale. En effet, à environ 400m de la base de la coupe, nous avons retrouvé une unité marneuse

* Figure 86 pour contexte géographique. Figure 87 pour contexte stratigraphique. Annexe 26 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

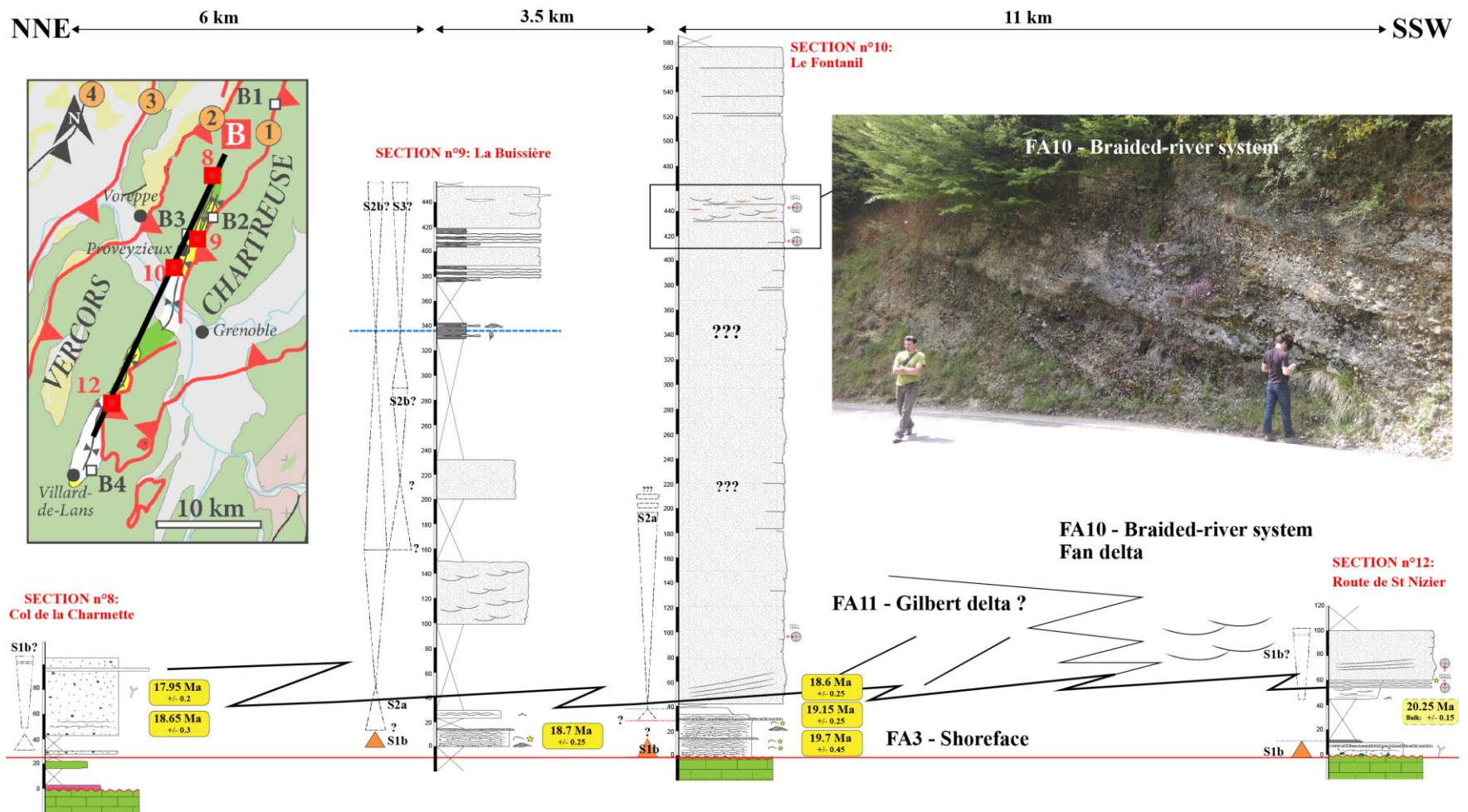


Figure 88: Transect NNE-SSE des coupes sédimentologiques de la zone B. Illustration de l'hypothèse de dépôts deltaïques au sud (setion n°12) VS Gilbert delta probable au Nord (section n°10).

qui affleure assez bien pour y observer des structures de tempête : il s'agit là de dépôts marins distaux de type « open-coast-subtidal » (FA5). Par corrélation avec le secteur précédent, ce niveau d'enneigement pourrait correspondre à celui de la S2a ou de la S2b qui assignerait un âge Burdigalien supérieur à ces marnes. L'accumulation conglomératique sous-jacente très importante (Figure 87) serait l'équivalent latéral des 200m de sables déposés à la base de la S2a dans le secteur précédent (Figure 84). Cette unité enregistre ensuite rapidement des intercalations de lits de conglomérats, devenant progressivement dominant : il s'agit vraisemblablement d'un Gilbert delta (FA11) progradant dans un environnement distal.

3.3. Zone C : Le synclinal de Novalaise

En se déplaçant maintenant vers le nord, dans la région de Novalaise-Aiguebelette-Yenne. Ce secteur est compris entre le chevauchement de Voreppe-Rencurel et le chevauchement du Ratz (Figure 89). On y retrouve les dépôts Miocène dans :

- le synclinal de Novalaise, compris entre le chevauchement de Voreppe-Rencurel à l'Est, et le chaînon du Ratz à l'Ouest. Cartographiquement, ce synclinal correspond à la continuité nord du synclinal de Voreppe. Or, la série miocène étant très différente (épaisseurs et dépôts sédimentaires), une limite est placée entre St-Laurent-Du-Pont et Miribel-les-Echelles.
- le synclinal de Valromay, qui constitue la prolongation au Nord du synclinal de Novalaise, est compris entre la chaîne du Colombier et la montagne de Cormoranche.
- la bande de Miocène redressée correspondant à la retombée Ouest du pli du chaînon du Ratz, et surplombant le Bas-Dauphiné à l'Ouest.
- j'intègre également dans ce secteur le synclinal de la Pesse au nord, dans le Jura méridional interne, dont le Miocène a été très bien décrit et daté par Charollais *et al.* (2006).

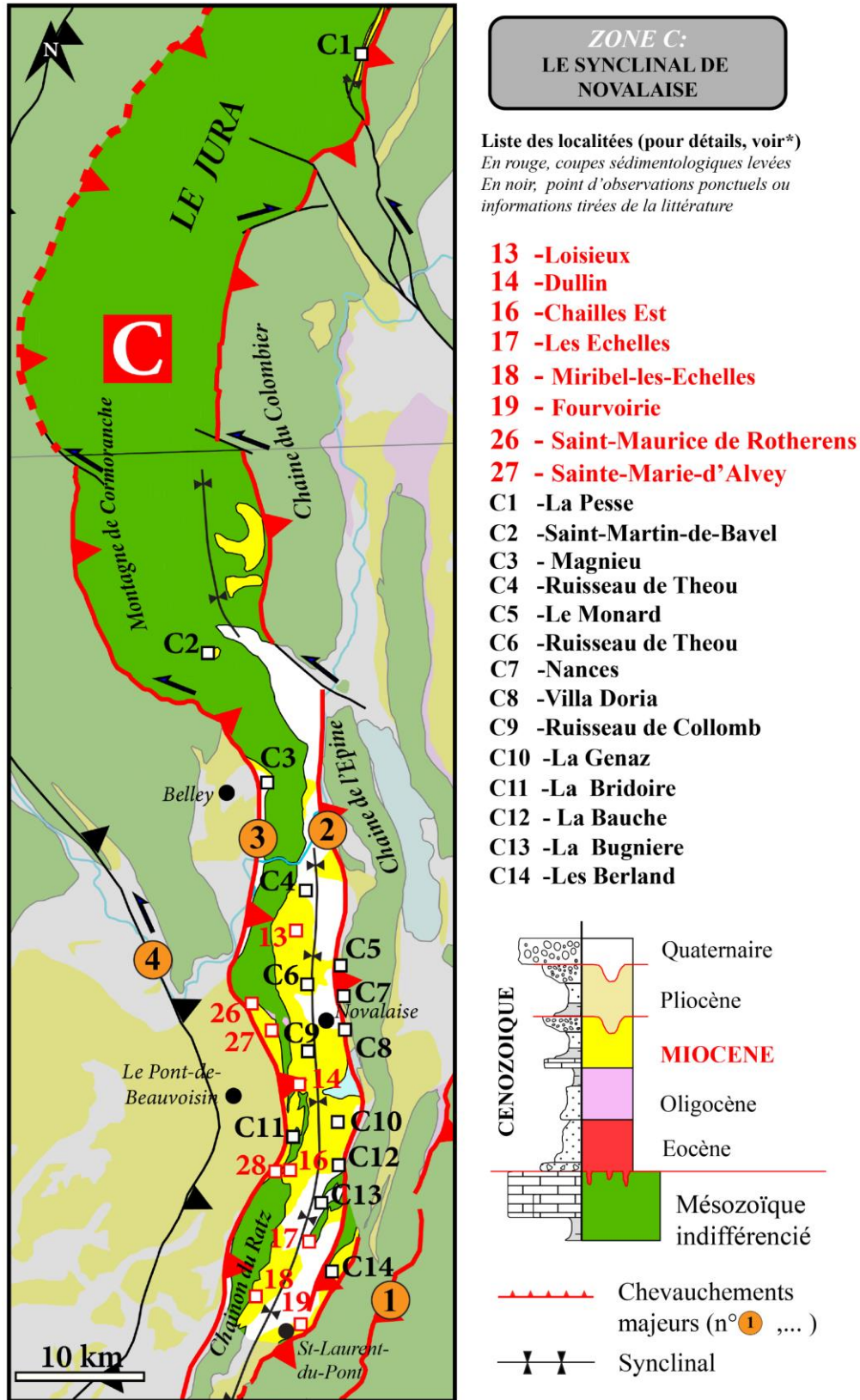


Figure 89: Contexte géographique et géologique de la zone C et présentation des points de contrôles.*voir Annexe 30.

Dans ce secteur, la série Miocène comporte la succession suivante (Figure 90).

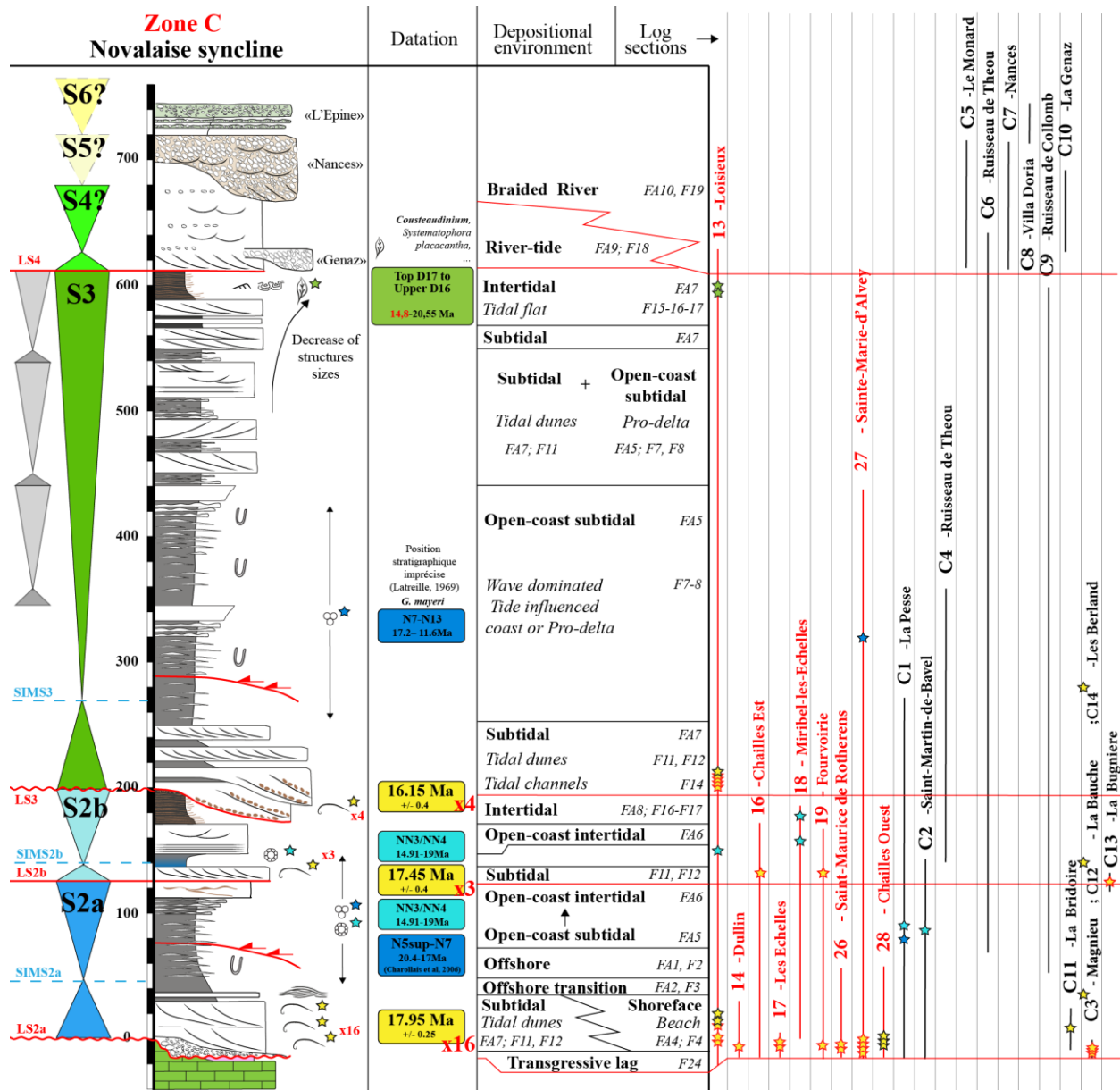


Figure 90: Coupe sédimentologique synthétique de la zone C. Construction de la coupe à partir des points de contrôles qui figurent à droite : Voir Figure 89 pour contexte géographique et Annexe 30 pour points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et interprétations séquentielles.

Séquence S2a (~120m) - Burdigalien supérieur – 17.9 – 17.4 Ma: La séquence S2a marque la première transgression marine Miocène de ce secteur. 16 datations Strontium ont permis d’obtenir un âge moyen de la transgression à 17.95 +/- 0.2 Ma (13, 14, 17, 18, 26, 27, C3, C12, C14)*. La microfaune identifiée dans la littérature (C1, C2)* confirme cet âge avec une biozonation NN3/NN4 pour les nannoplanctons calcaires et N5sup-N7 pour les foraminifères planctoniques. Cette séquence de dépôt se termine avant 17.45 +/-0.4 Ma, âge de la transgression suivante.

Le cortège transgressif est représenté par 20 à 30 mètres d'un calcaire gréseux, riche en oursins, coraux, et en pectens (notamment *Pecten Praescabriusculus Font*, marqueur de la transgression Burdigalienne d'après Demarcq (1962, 1970). Ce calcaire est lumachellic par endroit (13, 14)*. Tantôt dominé par la houle (13)*, tantôt par la marée (14)*, cette transgression illustre à la perfection les variations dans l'espace de processus sédimentaires dominants, en fonction d'un héritage morphologique complexe : les courants tidaux sont amplifiés par les phénomènes de constriction dans les points bas, tandis que la houle s'exprime sur les points hauts (pour plus de précisions, se reporter au chapitre 4). Cette unité transgressive est ensuite surmontée par une épaisse série de marnes et silts bioturbés matérialisant la surface d'inondation maximale. A la base de cette unité, des structures sédimentaires de type « HCS » s'intercalant dans les marnes et silts y ont été décrites. Elles sont les témoins indiscutables d'un environnement marin distal dominé par l'action des vagues de tempêtes (FA2). Une tendance régressive est ensuite enregistrée par des dépôts sableux présentant de structures sédimentaires caractéristiques des environnements de dépôts de type « *open-coast intertidal* » (13)*.

L'ensemble des datations dans cette séquence, montrent l'absence du Burdigalien basal dans ce secteur, contrairement au secteur A voisin (Figure 70, Figure 83, Figure 84). En revanche, dans un cadre plus général, cette séquence présente des analogies de faciès avec la séquence de même âge décrite dans le bassin Rhodano-Provençal (Lesueur *et al.*, 1990; Besson *et al.*, 2005), à ceci près que l'influence des tempêtes dans le prisme régressif est ici plus forte puisqu'au sud, il s'agit uniquement de marnes d'offshore ou des faciès deltaïques.

Séquence 2b (~70m) - Burdigalien supérieur-Terminal – 17.4 – 16.2 Ma : 2 datations Strontium ont permis d'obtenir un âge moyen de la transgression à 17.45 +/- 0.4 Ma (18, C13) *. La microfaune identifiée dans la littérature (C1, C2 ; respectivement Charollais *et al.* (2006) et Rangheard *et al.* (1990)* confirme cet âge avec une biozonation NN3/NN4 pour les nannoplanctons calcaires et N5sup-N7 pour les foraminifères planctoniques. Cette séquence de dépôt se termine avant 16.15 +/- 0.4 Ma, âge de la transgression suivante.

Cette séquence débute par des dunes subtidales (5-15m), parfois riches en pectinidés (C9)*. Ces dépôts sont surmontés par le niveau repère régional des marnes bleues, épaisses d'environ 10m, et matérialisant la surface d'inondation maximale de cette séquence. Même interprétation que dans le secteur A (où elles sont parfois bien plus épaisses), il s'agit d'argiles marines distales. S'initie ensuite rapidement la tendance à la régression (Cortège régressif) avec des environnements de dépôts d'abord de type « *open-coast-subtidal* » (FA5), puis « *open-coast-intertidal* » (FA5). La fin du CR est couronnée par des dépôts de platier tidaux avec la présence fréquente de « *tidal creeks* » (chenaux de vidange des platiers tidaux, 13)*.

Séquence 3 (~400m) - Burdigalien Terminal - Langhien – 16.2 Ma - ~15Ma : Une datation Strontium a permis d'obtenir un âge moyen de la transgression à 16.15 +/- 0.4 Ma (13*), bien que 3 autres échantillons fournissent un âge cohérent (non pris en compte dans le calcul de la moyenne,

* Figure 89 pour contexte géographique. Figure 90 pour contexte stratigraphique. Annexe 30 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

Figure 74). La microfaune identifiée dans la littérature (ajoutée dans la coupe 27*) confirme cet âge avec une biozonation N7-N13 pour les foraminifères planctoniques. L'âge du toit de la séquence est contraint par l'occurrence de kystes de dinoflagellés dont l'extinction correspond à la limite D17/D18 datée à 14.8 Ma (13*).

La séquence de dépôt est anormalement épaisse (400m environ, contre un maximum de 50m dans le secteur A voisin, à l'Est). La base de la séquence débute par des chenaux subtidaux qui érodent (?) les dépôts intertidaux de sommet de la séquence sous-jacente. Souvent riches en débris d'huîtres, ces niveaux à Loisieux (13)* ont fourni des coquilles d'huîtres pour la mesure des âges Strontium. A quelques dizaines de mètres de ce dernier point, Lamiroux (1977) signale l'existence d'une véritable lumachelle à huîtres retrouvée lors de travaux le long de la D42B, au Sud de La-Chapelle-St-Martin. Surmontant ces chenaux subtidaux, un complexe de dunes subtidales (FA7) s'interstratifie avec des dépôts hétérolithiques correspondant à un environnement de dépôt de type « *open-coast-subtidal* » (FA5). Cette succession marque ainsi une tendance transgressive. Se dépose ensuite une épaisse série à dominante marno-silteuse correspondant à un environnement de dépôt de type « *offshore transition* » (FA2) et « *offshore* » (FA1). C'est à la base de cette série que la SIM peut être placée. Au sommet de cette unité épaisse d'environ 200m, des dunes subtidales (FA7) s'intercalent de plus en plus dans les dépôts fins distaux. Des dépôts de platiers tidaux (FA8) surmontent la succession, marquant la fin de la régression.

Séquence 4 : (~50-100m ?) – Langhien supérieur ? – ~15Ma ? - ? : Ni l'âge de la base, ni celle du toit de cette séquence ne sont contraints. On peut seulement proposer un âge hypothétique autour de 15Ma à partir de deux observations principales : la présence d'une surface de transgression marquant l'amorce d'une nouvelle séquence de dépôt et l'occurrence du dinoflagellé marqueur de la transition bizonale D17/D18 datée à 14.8 Ma au toit de la séquence sous-jacente (13*).

Les dépôts sommitaux de platier tidaux de la séquence sous-jacente sont brutalement surmontés par des sables très grossiers ou microconglomérats riches en débris de lignite, qui correspondent à un environnement de dépôt de type « *river-tide* » (FA9). Là encore, il s'agit probablement de l'expression d'une progradation deltaïque. Dans la littérature, ces sables portent le nom de « sables du Pont-de-Beauvoisin ». Cette unité se développe particulièrement vers l'Ouest, dans le Bas-Dauphiné (zone F- La Bièvres ; zone H – La-Tour-du-Pin).

Séquences S4 ? S5 ? S6? : Aucune contrainte temporelle.

Surmontant les « sables du Pont-de-Beauvoisin », Lamiroux (1977) décrit une unité conglomératique qu'il appelle « conglomérat de Nances », et qu'il associe à un environnement fluviatile. A Villa Doria (C8*), on retrouve les conglomérats de « l'Epine » sus-jacents. Il s'agit d'un conglomérat monogénique constitué uniquement de matériel local des zones affleurantes. Cette information est primordiale car elle indique que les zones subalpines sont alors exhumées.

* Figure 89 pour contexte géographique. Figure 90 pour contexte stratigraphique. Annexe 30 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

Lamiriaux (1977) signale que ces conglomérats sont parfois intercalés avec des marnes-argileuses fossilifères qu'il faudrait pouvoir dater dans le futur.

3.4. Zone D : Le synclinal de Voreppe - Montaud

Bien qu'étant cartographiquement en continuité avec le synclinal de Novalaise au nord (zone C) et le synclinal de Rencurel au sud (zone E), ce secteur présente une succession miocène assez différente pour faire l'objet d'une attention particulière. De part et d'autre de la clue de l'Isère, on retrouve la Chartreuse au Nord et le Vercors au Sud. La zone est comprise entre le chevauchement de Voreppe-Rencurel et le chevauchement du Ratz (respectivement ZF2 et ZF3, Figure 91).

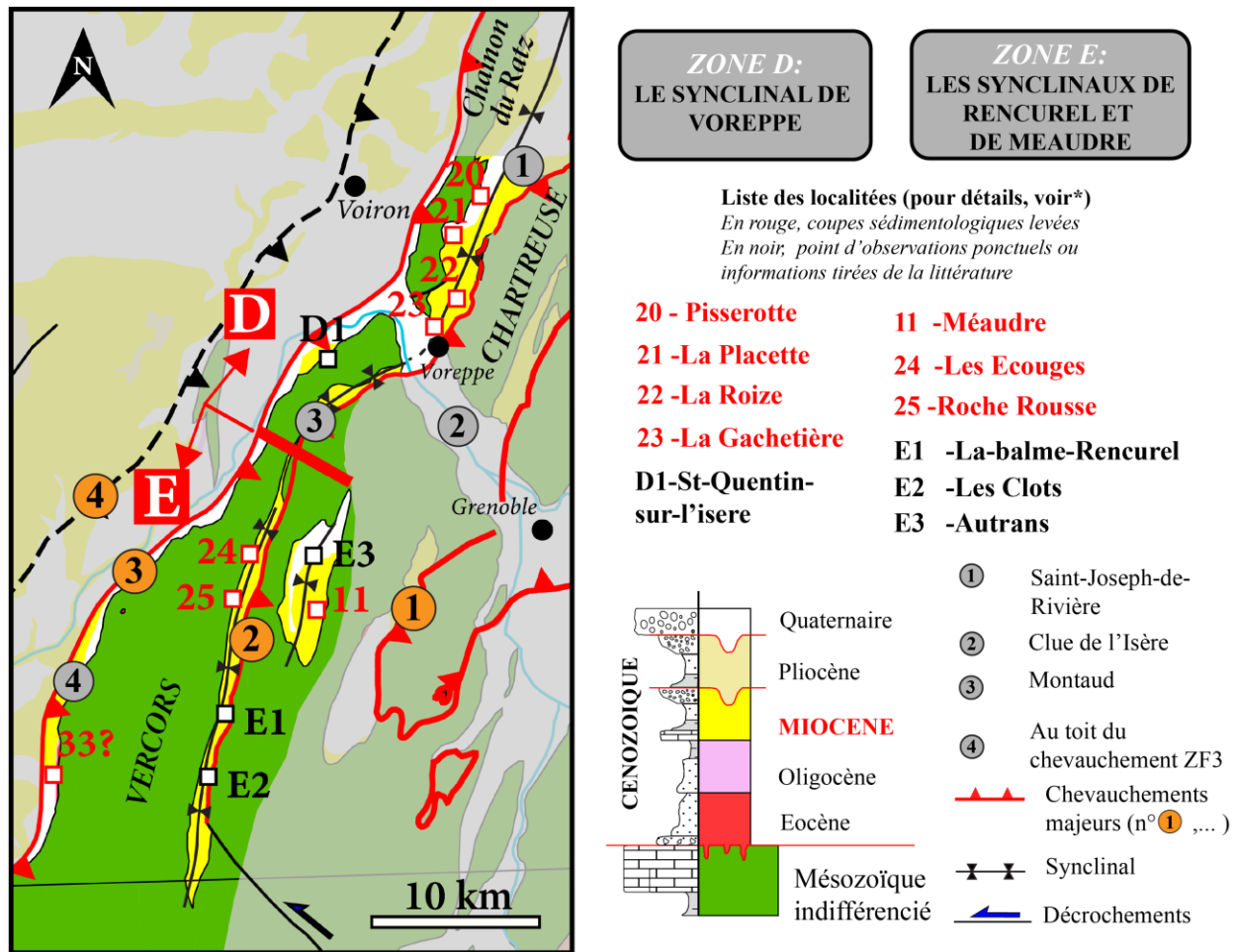


Figure 91: Contexte géographique et géologique des zones D et E et présentation des points de contrôles.*voir Annexe 39 pour Zone D et annexe 16 pour Zone E.

La limite Nord peut-être placée à St-Joseph-de-Rivière, et au Sud, à Montaud (respectivement, les repères 1 et 3, Figure 91). Dans ce secteur, les dépôts miocènes sont localisés dans :

- Le synclinal de Voreppe, à l'extrémité sud-ouest de la Chartreuse
- Le petit synclinal très pincé de Montaud, à l'extrémité nord-ouest du Vercors

La série Miocène est formée de la succession suivante (Figure 92) :

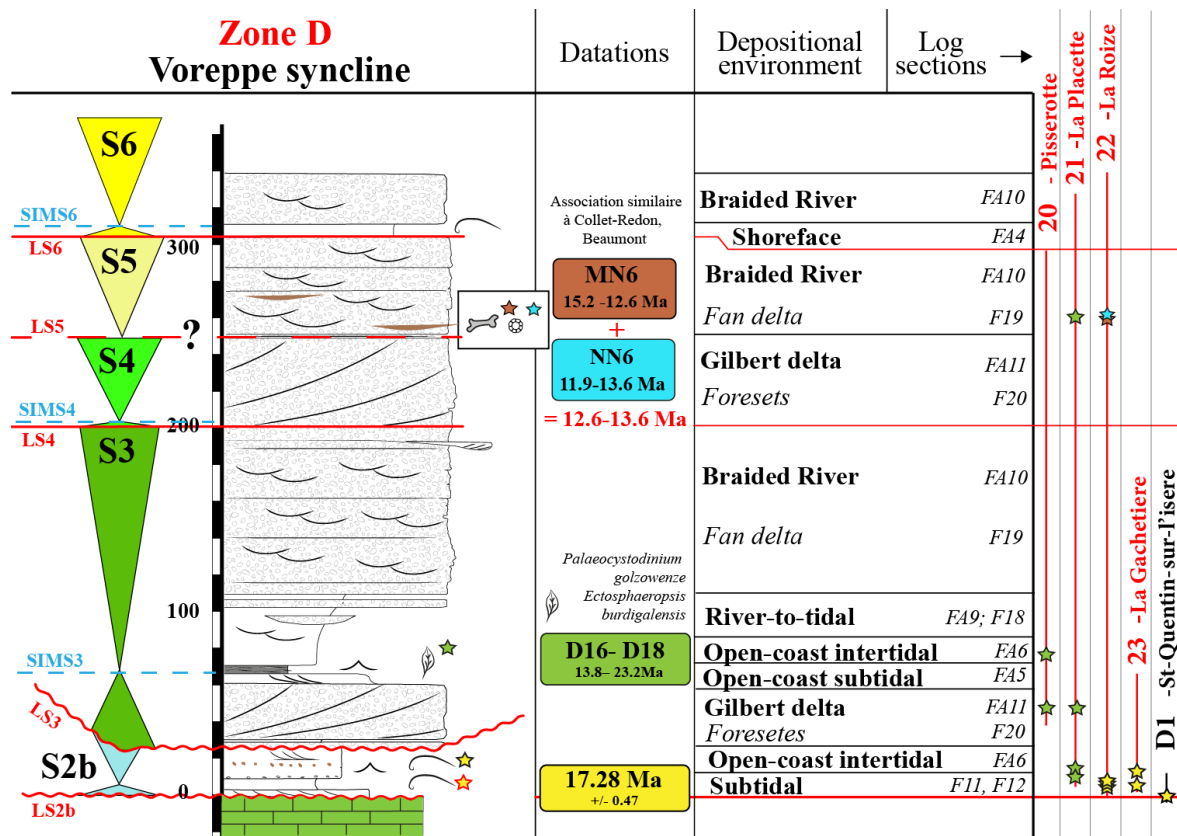


Figure 92: Coupe sédimentologique synthétique de la zone D. Construction de la coupe à partir des points de contrôles qui figurent à droite : Voir Figure 91 pour contexte géographique et Annexe 39 pour points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et interprétations séquentielles. Voir Figure 82 pour légende complète.

Séquence 2b (~30-50m) - Burdigalien supérieur - Burdigalien terminal – 17.3 – ~16.2 Ma:
Une seule datation Strontium a permis d’obtenir un âge de la transgression à 17.28 +/- 0.33 Ma (D1*). Cette séquence de dépôt se termine avant 16.15 Ma, âge de la transgression suivante, d’après corrélation avec le secteur C de Novalaise au Nord.

Le Miocène débute localement par un calcaire bioclastique riche en *Pecten Praescabriusculus Math* (D1*). D’après J-L Rubino (comm. pers), ce niveau affleurerait également le long de la route de la Malossane au nord de Voreppe (22*) avant la construction d’un mur bétonné. Plus au Nord, le long de la bordure Ouest du synclinal de Voreppe, ce niveau passe à – ou évolue verticalement vers (le contact substratum – Miocène n’affleurant pas) – des sables subtidaux (FA7) ou la faune est absente. L’exemple le plus facile d’accès, et le plus spectaculaire, correspond à la base de la coupe 21* où une ancienne carrière (à l’est du lieu-dit « la Colombière ») dévoile un affleurement de grande qualité : on y trouve une unité sableuse présentant des dunes subtidaux observables sur plusieurs plans de coupe et sur près de 10 mètres de haut. La hauteur métrique (rarement pluri-

* Figure 91 pour contexte géographique. Figure 92 pour contexte stratigraphique. Annexe 39 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

métrique) des « *foresets* » indique une tranche d'eau de 10 à 20 m tout au plus. Les directions de progradations sont essentiellement N-S (Figure 93A), ce qui correspond à une direction parallèle à la côte. Ce niveau est localement riche en bivalves (pectens et huîtres notamment) qui ont fourni de nombreux âges Strontium : $17,3 \pm 0,2$, $17,375 \pm 0,225$, $17,125 \pm 0,125$ (22*) ; $17,325 \pm 0,225$, $17,325 \pm 0,275$ (23*). Compte-tenu des incertitudes, ces âges suggèrent que cette unité est sub-contemporaine au calcaire de base. Les dépôts sus-jacents sont observables notamment à la base de la coupe de la Roize (22*), le long de la route de la Malossane (D520a) où les structures sédimentaires suggèrent un environnement plus proximal (« *open-coast intertidal* », FA6). Le toit de cette séquence est marqué par une surface érosive marquant une transition brutale à la séquence suivante.

Séquence 3 (~170m) - Burdigalien terminal – Langhien inférieur ~16.2 Ma ~15Ma ? : La transgression de cette séquence n'est pas datée. En revanche, la limite de séquence est marquée par une incision importante qui la sépare de la séquence de dépôt S2b sous-jacente. Le caractère érosif (surface de transgression) de cette limite de séquence et sa position stratigraphique permet d'établir une très probable corrélation avec la limite de séquence de la S3 du secteur précédent, où la surface a été datée à 16.15 ± 0.4 Ma (13, Annexe 31). Le secteur de Novalaise correspond à la continuité nord du synclinal de Voreppe traité ici, ce qui est cohérent avec cette hypothèse. La surface d'inondation maximale, quant à elle, a fourni une association de kystes de dinoflagellés appartenant à la biozonation est D16-D18 (base Aquitanien- top Langhien soit 13.8-23.2Ma), ce qui indique un âge anté-top Langhien. Cette séquence de dépôt se termine probablement avant 15 Ma, âge de la transgression suivante, d'après le secteur C de Novalaise.

La LS3 est érosive et précède l'installation d'un système conglomératique. Ces conglomérats correspondent à la base des « conglomérats de Voreppe » *sensu* Bocquet (1966) et à la base de la formation de la « Placette-Romeyère » *sensu* Latreille (1969) et qui couvre en fait l'ensemble des conglomérats sus-jacents. Il s'agit d'abord de conglomérats à grandes obliques tangentielles de plusieurs mètres de hauteur typique d'un Gilbert delta (FA11, F20). Cette succession est visible à la base de la coupe de la Roize (22*) et le long de la route de la Malossanne (D520a). Un Gilbert delta implique une tranche d'eau d'au moins la hauteur des « *foresets* » (pour analogue ; (Longhitano, 2008). Cette première unité conglomératique implique donc une transgression et matérialise le cortège transgressif. Surmontant ces dépôts de Gilbert delta, l'apparition de dépôts de type « *open-coast intertidal* » (FA6) pourrait matérialiser l'ennoiement progressif. A ces dépôts succède le dépôt de marnes déposées en environnement de type « *open-coast subtidal* » (FA5) qu'il est cohérent d'interpréter en SIM. Des sables apparaissent ensuite et s'enrichissent de plus en plus en conglomérats. Il s'agit probablement d'un environnement intermédiaire que l'on interprète ici en environnement de dépôt deltaïque sous l'influence combinée des courants tidaux et fluviaux (FA9). En effet, le caractère marin de cette formation est connu depuis Lory (1861) qui le premier décrivit les perforations de lithophages en son sein. Ce delta continue sa progradation avec l'apparition d'une épaisse accumulation de 100m de conglomérats (Figure 93B)

* Figure 91 pour contexte géographique. Figure 92 pour contexte stratigraphique. Annexe 39 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

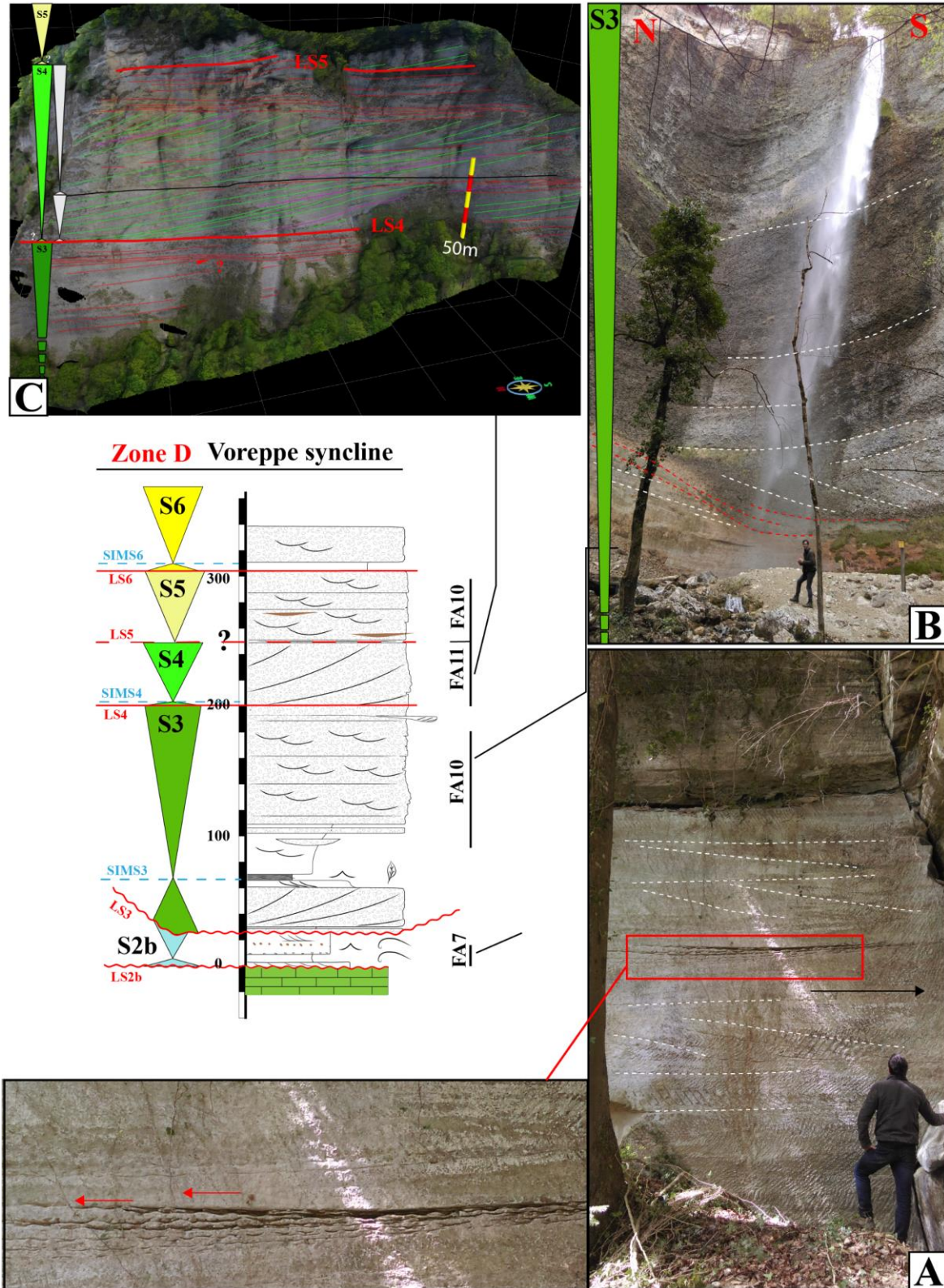


Figure 93: Photos de faciès des dépôts miocènes du synclinal de Voreppe (zone D). (A) Dunes subtidales du cortège transgressif S2b. La personne mesure 1m80. Taille des foresets estimées entre 1m et 1m50 de haut. Rides asymétriques, parfois bi-directionnelles, et dépôts d'argiles dans les bottomsets (voir zoom en bas à gauche).

Directions de progradations N-S. (B) Cortège régressif de la S3. Attention à l'effet de perspective très marqué à cause du recul de la falaise à gauche de la cascade. Accumulation massive de conglomérats déposés en environnement de dépôt deltaïque à fluviatile (FA10). La base de l'unité correspond à un système de chenaux qui incisent les dépôts « river-tide » sous-jacents (FA9). (C) S4 et S5 correspondant à des dépôts de Gilbert deltas (FA11).

contenant une faible proportion d'éléments exotiques (<10%, Bocquet, 1966), puisqu'il s'agit essentiellement de galets calcaires d'âge Mésozoïque. Cette unité massive témoigne d'un environnement de dépôt fluviatile de type en tresses (FA10) en contexte deltaïque, marquant la tendance régressive de la S3. Cette progradation deltaïque affleure très bien le long du vallon de la Roize (22*) et plus au Nord, sous la cascade de la Pisserotte (21*).

Séquence 4-5: (~50-100m ?) – Langhien supérieur à Serravalien inférieur – ~15Ma à ~12Ma ? : La transgression de cette séquence n'est pas datée. De la même manière que pour la séquence précédente, je propose une nouvelle corrélation avec la LS4 du secteur de Novalaise précédent (C). L'âge de la ST4 y avait été estimé proche de 15 Ma. La corrélation est proposée à partir de deux critères : (i) cette séquence de dépôt succède à une S3 présentant une forte épaisseur ; (ii) la base de cette séquence marque, tout comme à Novalaise, l'apparition brutale d'une progradation deltaïque. La base de la S5 est datée en combinant des données biostratigraphiques (vertébrés et nannoplanctons) qui fournissent un intervalle entre 12.6 et 13.6 Ma.

En effet, le vallon de la Roize (22*) dévoile en section longitudinale, un splendide Gilbert delta (FA11) progradant vers l'Ouest et marquant une très nette transition entre les dépôts conglomératiques sub-horizontaux sous-jacents (FA10). Ce delta a été explicitement décrit par Clauzon *et al.* (1990) qui l'a nommé le « *Gilbert delta de Pommiers-la-Placette* ». En lisant entre les lignes, Lory (1861) mentionnait des incohérences de pendages dans les conglomérats de cette unité qui correspondent en réalité, au développement des *foresets*. Cette succession suggère tout d'abord un approfondissement brutal d'au moins 50m (la hauteur des « *foresets* » au minimum). Elle suggère également la création d'une pente sédimentaire. La transgression est donc potentiellement renforcée par à un événement tectonique (voir chapitre 4). Ce Gilbert delta est surmonté par des dépôts conglomératiques fluviatiles en tresses marquant la fin de la progradation du système. Ces derniers dépôts contiennent des niveaux pluri-décimétriques de lignites qui ont été exploités à la fin du 19^{ème} siècle (3 bancs montrant une épaisseur totale de 1.1 à 1.2 m ; Lory, 1861 ; Charrin, 1927). Ces niveaux de lignites contiennent des débris coquilliers fluviaux ou terrestres (lymnées, plénorbes, hélix ; Charrin, 1927). Ces deux éléments indiquent que ces lignites sont le produit d'une accumulation végétale *in situ*. Clauzon *et al.* (1990) y ont découvert un assemblage de micro-mammifères daté à 13–14 Ma. D'après Loïc Costeur (comm. orale), l'attribution biozonale correspond à la MN6 (15.2–12.6 Ma). Nous avons pu échantillonner ces lignites mais également des argiles en transition latérale de faciès. L'étude biostratigraphique signale la présence de nannoplanctons ayant fourni un âge NN6 (11.9–13.6 Ma). La combinaison des deux calages biostratigraphiques permettent donc de dater précisément l'âge des topsets du

* Figure 91 pour contexte géographique. Figure 92 pour contexte stratigraphique. Annexe 39 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

Gilbert delta entre 12.6 et 13.6 Ma : il s'agit de la S5 selon la charte de Miller *et al.* (2005). Se pose donc la question suivante : où est la LS5 ?

La réponse est donnée plus au Nord. En effet, la bordure nord-est du secteur Est de Voreppe dévoile les falaises du Pont Demay où l'on peut observer 2 systèmes de « Gilbert delta » séparés par un retour à des dépôts fluviatiles en tresse (conglomérats) marquant la fin de la progradation du 1er Gilbert delta (Figure 93C). Une tentative de corrélation sur un transect N-S (Figure 94) permet d'identifier que le second système de Gilbert delta de la Pisserotte (21*) passe latéralement aux niveaux de lignites datés de la Roize (22*).

Complément : *Nous avons tenté de faire une mesure de réflectivité de la Vitrinite (Ro) dans le lignite de Pommiers-la-Placette, dans l'espoir de pouvoir quantifier l'épaisseur de la série tertiaire potentiellement déposée au-dessus. La valeur obtenue est de 0.17%. En tenant compte d'un flux thermique de l'ordre de 60-70 Wm⁻² pour cette zone (Lucazeau & Vasseur, 1989; Deville & Sassi, 2006), cela suggère un enfouissement maximal de l'ordre de 1000m. Malheureusement, cette valeur étant approximativement celle de la série Mésozoïque chevauchante au-dessus de la série Miocène (au toit du chevauchement ZF2, Figure 91), et n'étant pas en mesure de quantifier l'érosion qui l'a affectée, on ne peut discriminer l'épaisseur initiale du Miocène dans ce secteur (et a fortiori déterminer ce qui a été érodé).*

Séquence 6 ? : Par encadrement stratigraphique. Aucune contrainte temporelle.

La suite de la succession est difficile à contraindre le long de la coupe de la Roize (22)*. 50 mètres au-dessus des niveaux à lignites de la séquence sous-jacente, Lory (1861) signale, dans quelques mètres de sables et d'argiles à faune saumâtre, une nouvelle incursion marine dans cette zone (la dernière préservée ?) qui pourrait correspondre à la transgression de la séquence S6 (d'après la position stratigraphique du niveau, au-dessus d'une série maintenant à dominante continentale, le retour de la mer nécessite une transgression eustatique importante (la transgression T-10b (= S6) de Miller *et al.* (2005) semble la plus cohérente). En remontant le long du ruisseau nous avons uniquement observé des conglomérats (avec des lacunes d'observations) jusqu'à la faille de Rencurel-Voreppe où le contact faillé affleure magnifiquement. C'est seulement latéralement au vallon (GPS : 45.306287° ; 5.665687°), le long d'un chemin et près d'un refuge, que nous avons retrouvé ce niveau de sables très grossiers, quasiment azoïques. Un fragment de coquille y a été prélevé et daté, mais l'âge obtenu ainsi que les résultats des isotopes stables suggère une recristallisation de la calcite de cette coquille (17.95 +/- 0.3Ma, Annexe 12).

* Figure 91 pour contexte géographique. Figure 92 pour contexte stratigraphique. Annexe 39 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

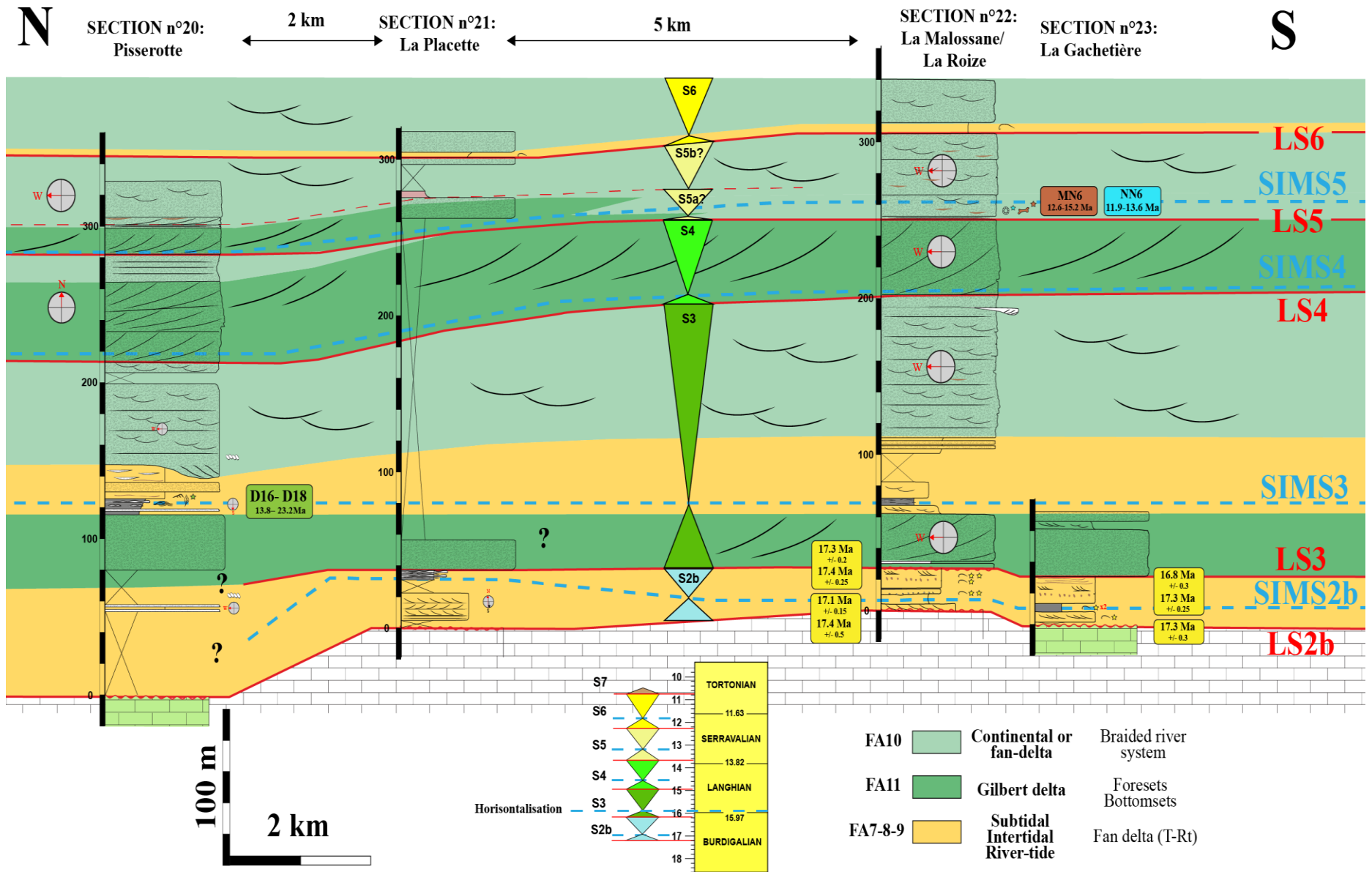


Figure 94: Corrélation Nord-Sud des dépôts Miocènes du synclinal de Voreppe. Photographies des Gilberts deltas S4 et S5 de la coupe n°20 de la Pisserotte en Figure 93C.

3.5. Zone E : Les synclinaux de Rencurel-Autrans

Bien qu'étant cartographiquement en continuité avec le synclinal de Voreppe au nord (zone D), ce secteur présente une succession miocène assez différente pour faire l'objet d'une description particulière. Cette zone est comprise entre le chevauchement de Voreppe-Rencurel et le chevauchement du Royans à l'Ouest (Figure 91). On y retrouve les dépôts du Miocène dans :

- Le synclinal de Rencurel, qui correspond à la prolongation sud des synclinaux de Voreppe et de Montaud.
- Le synclinal de Méaudre-Autrans
- La bande redressée au toit de la ZF3 (repère n°4, Figure 91)

Dans ce secteur la série miocène comporte la succession suivante (Figure 95) :

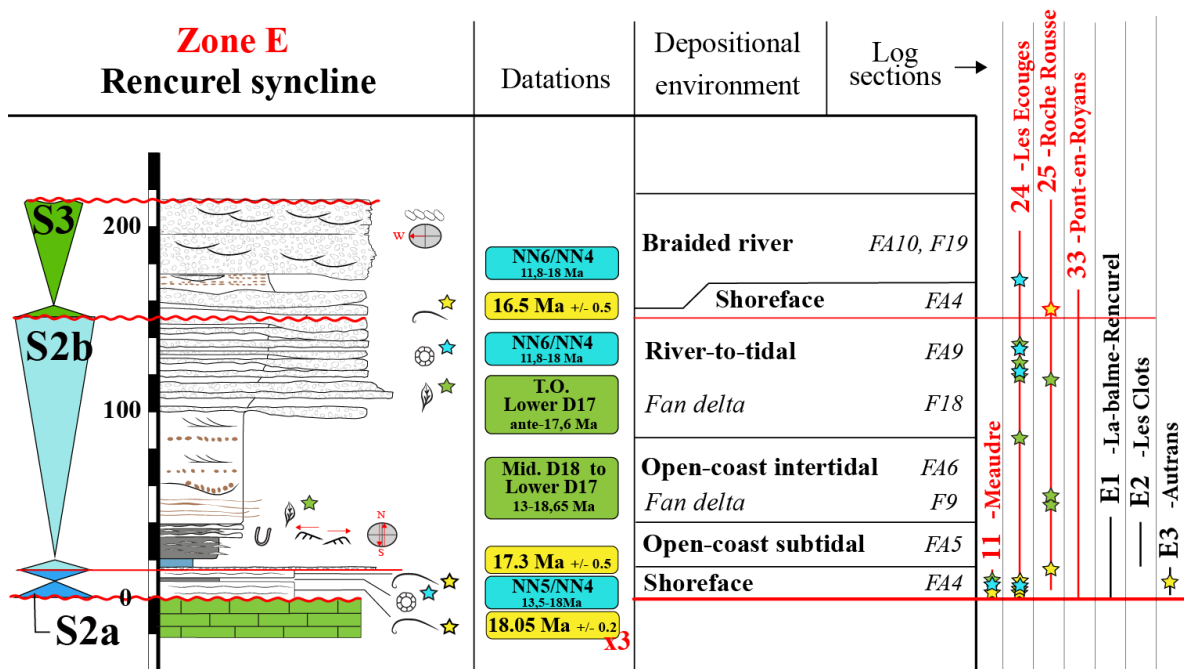


Figure 95: Coupe sédimentologique synthétique de la zone E. Construction de la coupe à partir des points de contrôles qui figurent à droite : Voir Figure 91 pour contexte géographique et Annexe 44 pour points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphique et interprétations séquentielles. Voir Figure 82 pour légende complète.

Séquence S2 (a+b) - (~30-50m) - Burdigalien supérieur - Burdigalien terminal – 18.1 – ~16.5 Ma: 1 datation Strontium a permis d'obtenir un âge moyen de la transgression à 18.05 +/- 0.2 Ma (11) * bien que 2 échantillons roche totale confirme l'âge (24)*. Cette séquence de dépôt se termine avant 16.5 +/- 0.25 Ma, âge de la transgression suivante.

Le cortège transgressif de la S2a est représenté par une dizaine de mètre de calcaires très durs, localement très riches en *Praescabrusculus*. L'affleurement-type est situé à la base de la coupe

* Figure 91 pour contexte géographique. Figure 95 pour contexte stratigraphique. Annexe 44 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

24* où il s'agit d'une alternance entre bancs calcaires pluri-métriques et niveaux marneux plus fins, qui matérialisent probablement la SIM de la S2a. C'est dans ces niveaux que des nannoplanctons calcaires fournissent une association d'âge NN5-NN4 (13.5–18 Ma). Plus au Sud, le long de la coupe de la Roche Rousse (25*), cette unité calcaire à intercalation de marnes est surmontée par un niveau micro-conglomératique qui matérialise la LS2b.

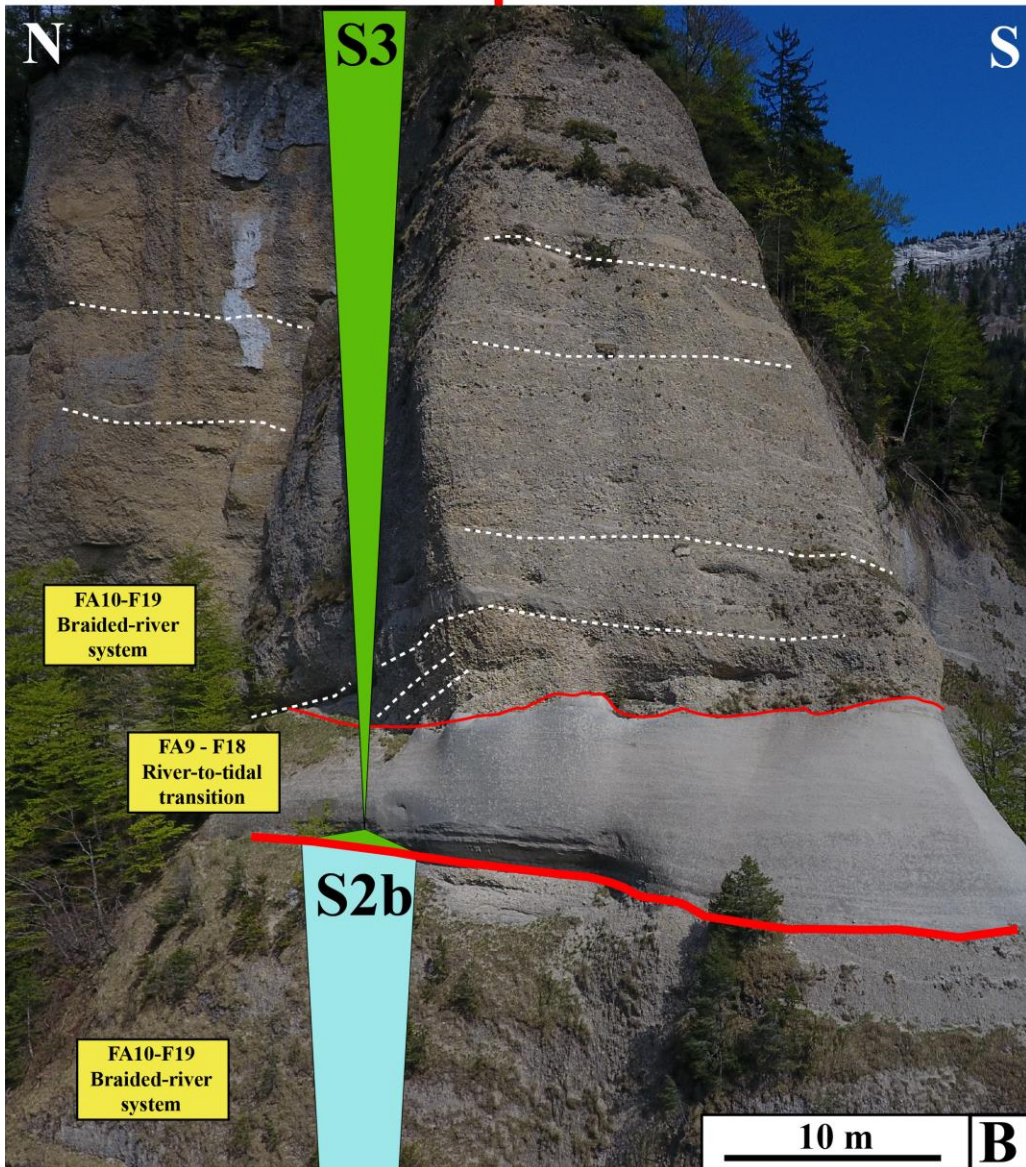
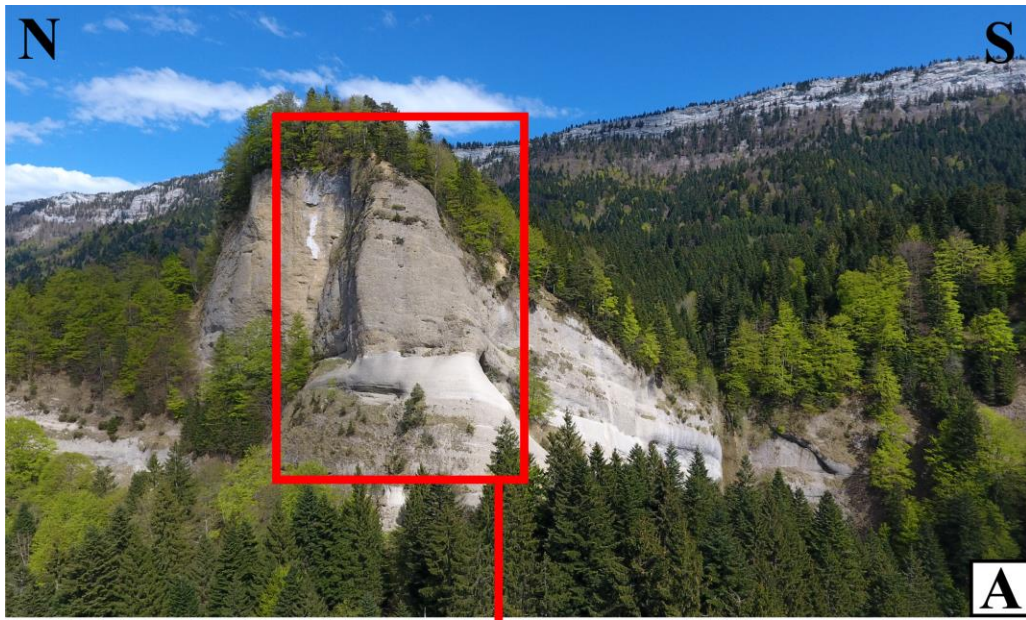
Se déposant brutalement au-dessus de la LS de la S2b, on retrouve 5 mètres de marnes bleues qui matérialisent la SIM de la S2b. Ces marnes s'enrichissent rapidement en fines intercalations sableuses à « *combined wave-flow ripples* », témoignant d'une action combinée de la houle et de la marée, dans un environnement de dépôt distal de type « *open-coast subtidal* » (FA5). De manière frappante, cette succession nous rappelle celle des zones A et C plus au nord, où le niveau repère des « marnes bleues » surmonte de manière brutale des dunes tidales bioclastiques dans une position stratigraphique identique. Cette transition fournit une surface de corrélation très robuste. Vers le Sud, aux points E1 et E2*, ces marnes passent à une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres. Ceci correspond à une transition latérale de faciès induite une position plus distale par rapport au paléo-delta de Voreppe (~ repère n°2, Figure 91). En effet, ce paléo-delta se situait au niveau de la position actuelle de la cluse de l'Isère et correspondait à la position du principal émissaire miocène de la zone d'étude (Bocquet, 1966 ; Latreille, 1969 ; Demarcq, 1962, 1970). Par la suite, le cortège régressif de cette séquence s'enregistre à travers l'apparition de sables très bien triés déposés en environnement de dépôt de type « *open-coast intertidal* » (FA6). Cette unité sableuse s'enrichit ensuite progressivement en lits de conglomérats. Il s'agit dès lors d'un environnement de dépôt encore plus proximal, probablement situé en marge d'un fan-delta, où les influences tidales et fluviales coexistent. Cette succession traduit probablement la progradation deltaïque du paléo-delta de Voreppe. Des assemblages d'âge Miocène inférieur de dinoflagellés et de nanofossiles calcaires ont également été recensés permettant d'appuyer les contraintes temporelles (Figure 95).

Séquence 3 (~50m minimum, fin de la succession) - Burdigalien terminal-Langhien – 16.5 - ? Ma : Un seul âge Strontium a permis d'obtenir un âge de la transgression à 16.5 +/- 0.25 Ma (25*). Seule la base de cette séquence affleure.

La spectaculaire coupe de la Roche Rousse (25*) nous apporte un point de calage très précieux dans une série où, à première vue, il y a un enrichissement progressif en éléments conglomératiques.

* Figure 91 pour contexte géographique. Figure 95 pour contexte stratigraphique. Annexe 44 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

Figure 96: La « Roche Rousse » (25)* du synclinal de Rencurel (zone E), vue de l'Ouest par drone. (A) Vue d'ensemble. (B) Limite de séquence S3 au contact brutal entre le sommet conglomératique du CR de la S2b, et les sables déposés en environnement de dépôt à influences fluviales et tidales (à partir d'autres observations en position latérale) qui matérialisent le CT de la S3. Cette unité disparaît rapidement avec la progradation d'un système fluvial, marquant le CR de la S3.



A environ 150 mètres de la base de la coupe, une surface érosive incisant dans l'unité conglomératique sous-jacente amorce une unité sableuse dure (presque un calcaire gréseux) qui a fourni de rares bioclastes. C'est dans ce niveau que l'âge Strontium a été obtenu. Ce niveau est probablement l'expression sédimentaire d'un petit cortège transgressif (Figure 96). En effet, cette unité passe ensuite très rapidement à une épaisse accumulation de 50m de conglomérats qui témoigne d'un environnement de dépôt fluviatile de type en tresses (FA10) en contexte deltaïque proximal. C'est cette unité qui forme le rocher de la Roche Rousse (25*) sur la bordure Est du synclinal de Voreppe. Cette unité massive ainsi que sa position stratigraphique permettent de proposer une corrélation robuste avec le synclinal de Voreppe où la fin de la S3 montre également une accumulation de 100m de conglomérat dans une position stratigraphique similaire. Il s'agit donc de la même interprétation séquentielle : un cortège régressif matérialisé par une progradation deltaïque.

Le cas particulier de la coupe 33 à Pont-en-Royans – Attribué au secteur E (Rencurel) ou G (Royans) ? :

Cette coupe sédimentologique pousse au questionnement. Dans la littérature, cette coupe est incluse dans le flanc Est du synclinal du Royans (Mermier, 1895; Giot, 1944). Ce synclinal correspond à la zone G (décrite ci-dessous). Or les données structurales (voir ZF3, chapitre 5), tout comme dans les secteurs A et C, suggèrent que cette coupe se situe au niveau du toit du chevauchement majeur ZF3 (repère gris n°4, Figure 91).

De plus, la succession sédimentaire de la coupe 33* est bien plus proche de celle du synclinal de Rencurel, notamment à travers le CR de la S2 qui se caractérise par l'apparition progressive d'une unité sableuse au toit d'une épaisse série marneuse (SIM S2b). L'analyse sédimentologique suggère une progradation deltaïque sous-marine (présence remarquablement importante de bioturbation et de structures d'échappements de fluides). Les sables sont de plus en plus grossiers jusqu'à la base de la LS3 tandis que dans le secteur du Royans (G), cette unité est absente.

3.6. Zone F : La Bièvres

Cette zone se situe aux portes de la cluse de l'Isère. Ce secteur est bordé à l'Est par le chevauchement du Ratz (chevauchement externe du Vercors et de la Chartreuse, ZF3), tandis que ses limites à l'Ouest ne peuvent être tracées avec précision (Figure 97). En effet, d'un point de vue sédimentologique et stratigraphique, les transitions avec les zones voisines sont progressives (H ; La-Tour-du-Pin au Nord ; L, le plateau de Bonnevaux à l'Ouest ; K, le plateau de Chambaran au Sud-ouest). En vue des futures reconstitutions paléogéographiques, il a tout de même été jugé utile de traiter ce secteur à part pour les raisons suivantes :

* Figure 91 pour contexte géographique. Figure 95 pour contexte stratigraphique. Annexe 44 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

- une complexité structurale : les comparaisons altitudinales des surfaces majeures du Miocène inférieur et moyen révèlent la présence de structures tectoniques complexes insoupçonnées que le Miocène supérieur et/ou Quaternaire ont masqué. Compte tenu d'une tendance nette à l'épaississement des séquences de dépôts vers le Nord, la zone F peut être subdivisée en une zone F-Nord et F-Sud (Figure 97) ;
- une distribution complexe des dépôts : la clive de l'Isère est un héritage de l'histoire géologique du Cénozoïque. Sa position actuelle correspondait au débouché du delta miocène le plus important de la zone d'étude : le paléo-delta de Voreppe (Boquet, 1966 ; Latreille, 1969). Par exemple, les conglomérats apparaissent bien plus tôt stratigraphiquement par rapports aux secteurs voisins.

Dans ce secteur, le Miocène inférieur n'a été décrit que dans les puits, tandis que le Miocène moyen et supérieur ont fait l'objet de quelques descriptions ponctuelles d'affleurements dans la région de Voiron et au Sud, sur la bordure Est du plateau du Chambaran.

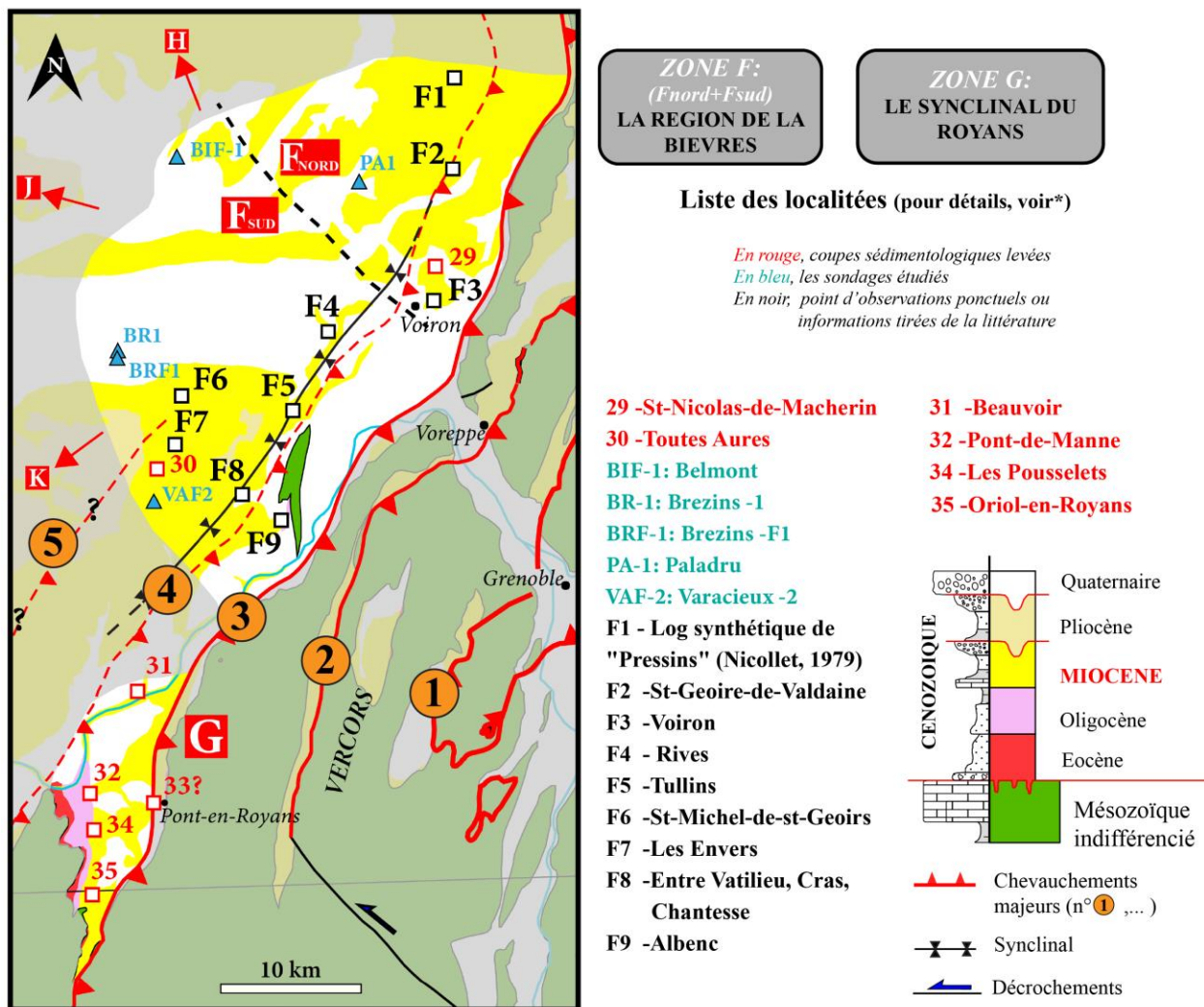


Figure 97: Contexte géographique et géologique des zone F et G et présentation des points de contrôles.*voir Annexe 48 pour Zone F et Annexe 54 pour Zone G.

La succession Miocène de cette zone est la suivante (Figure 98) :

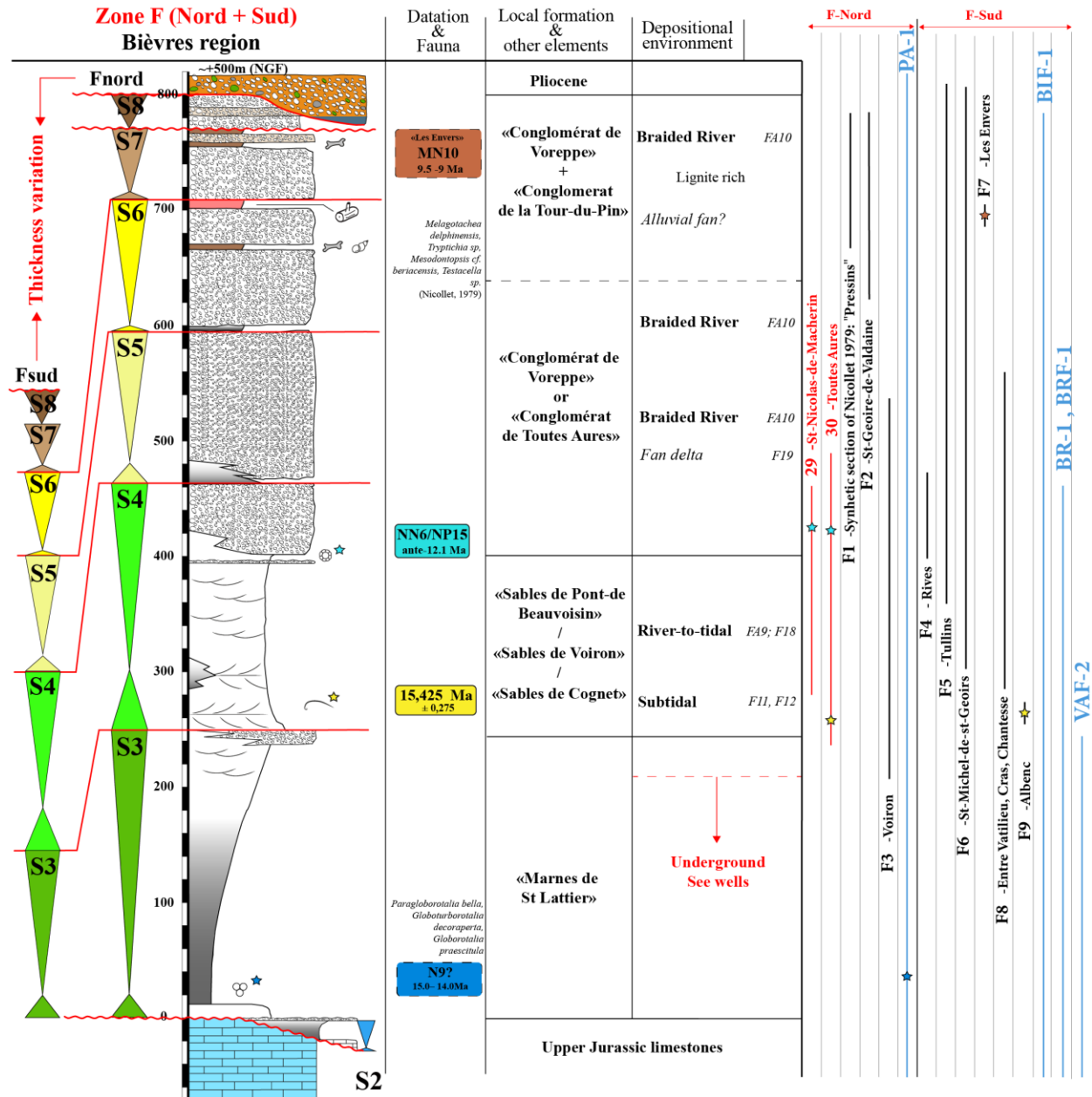


Figure 98: Coupe sédimentologique synthétique de la zone F. Variation d'épaisseur notable entre F-nord et F-sud. Construction de la coupe à partir des points de contrôles qui figurent à droite : Voir Figure 97 pour contexte géographique et annexe 17 pour points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et interprétations séquentielles. Voir Figure 82 pour légende complète.

Séquence 2a-b (~0-30m) - Burdigalien supérieur ?– ~17.8 à ~16.3 Ma: Aucune contrainte temporelle. Les âges sont donnés par corrélation régionale.

Sa présence est suggérée par encadrement stratigraphique dans les puits les plus à l'Est de la zone : VAF-2* et PA-1*. En effet, dans ces puits, nos interprétations diagraphiques suggèrent la présence d'une séquence de dépôt supplémentaire sous la LS3. Par corrélation régionale avec les secteurs de Voreppe (D) et de Rencurel (E), il s'agit probablement de la S2 (a ?b ?). La présence de cette séquence ici a pour implication principale de vieillir la base des « Marnes de Saint Lattier » qui sont généralement considérées jusqu'ici comme langhiennes (Perriaux *et al.*, 1984).

Séquence 3 (~20m à l'W- ~150m à l'E) - Burdigalien Terminal - Langhien – ~ 16.3 Ma - ~15 Ma : Les âges sont donnés par corrélation régionale. La datation par foraminifères planctoniques à la base du Miocène du puits PA-1* (Huet, 2018) est incertaine d'après Frédéric Quillévéré (annexe 5). Elle suggère tout de même une biozone hypothétique N9 (15–14Ma, Boudagher-Fadel, 2015) au sein du CT3.

La S3 a été identifiée dans les puits BIF-1*, PA-1*, BR-1*, BRF-1* et VAF-2*. Son épaisseur est variable. Il s'agit d'une sédimentation essentiellement argilo-marneuse correspondant aux « Marnes de St-Lattier » qui tendent à s'enrichir en silts et en sables fins vers le sommet, ce que montrent bien les tendances diagraphiques des puits (Figure 100). Celles-ci permettent de les interpréter pour l'essentiel comme un cortège régressif.

Vers le Sud, aux confins Bièvre-Chambaran, entre les villages de Vatilieu, Cras et Chantesse (F8)*, cette tendance régressive affleure et montre une variation latérale de faciès très marquée. En effet, sans que le contact avec les « Marnes de Saint Lattier » ne soit visible, celles-ci passent d'abord à une série sableuse à stratifications obliques connue sous le nom de « formation du Bas-Dauphiné » *sensu* Latreille (1969). Cette unité contient des foraminifères benthiques qui indiquent un dépôt en contexte marin, en marge probable d'un fan delta. Celui-ci s'exprime par l'arrivée de conglomérats, connus sous le nom de « Conglomérats de Notre Dame de l'Osier » (Figure 99), dont l'épaisseur atteint 150m (Demarcq, 1962-1970). Cette unité constitue en fait le premier membre du « Conglomérat de Voreppe » *sensu* Bocquet (1966), Mortaz-Djalili (1977) et Perriaux *et al.* (1984).

L'analyse des rapports entre le substratum et le Miocène, notamment les variations d'altitude du contact, suggèrent des complexités structurales notables qui sont à l'origine des variations d'épaisseurs. Ces complexités structurales sont dues au prolongement vers le nord de la ZF4 et ZF5 (Figure 97, cf. chapitre 5).

Séquence 4 (~150-250m) – Langhien supérieur – 15 Ma – 14Ma: 2 âges Strontium permettent de dater l'âge de la transgression de cette séquence à environ **15.1+/- 0.35Ma** ce qui correspond parfaitement à la transgression eustatique T-7 (Figure 80) de Miller *et al.* (2005). L'âge 14 Ma de la fin de la séquence est proposé par corrélation régionale.

* Figure 97 pour contexte géographique. Figure 98 pour contexte stratigraphique. Annexe 48 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.



Figure 99: Affleurement du sommet des Conglomérats de Notre Dame de l'Osier au NW de Vinay, à caractère alluvial avec de nombreux chenaux en tresses amalgamés.

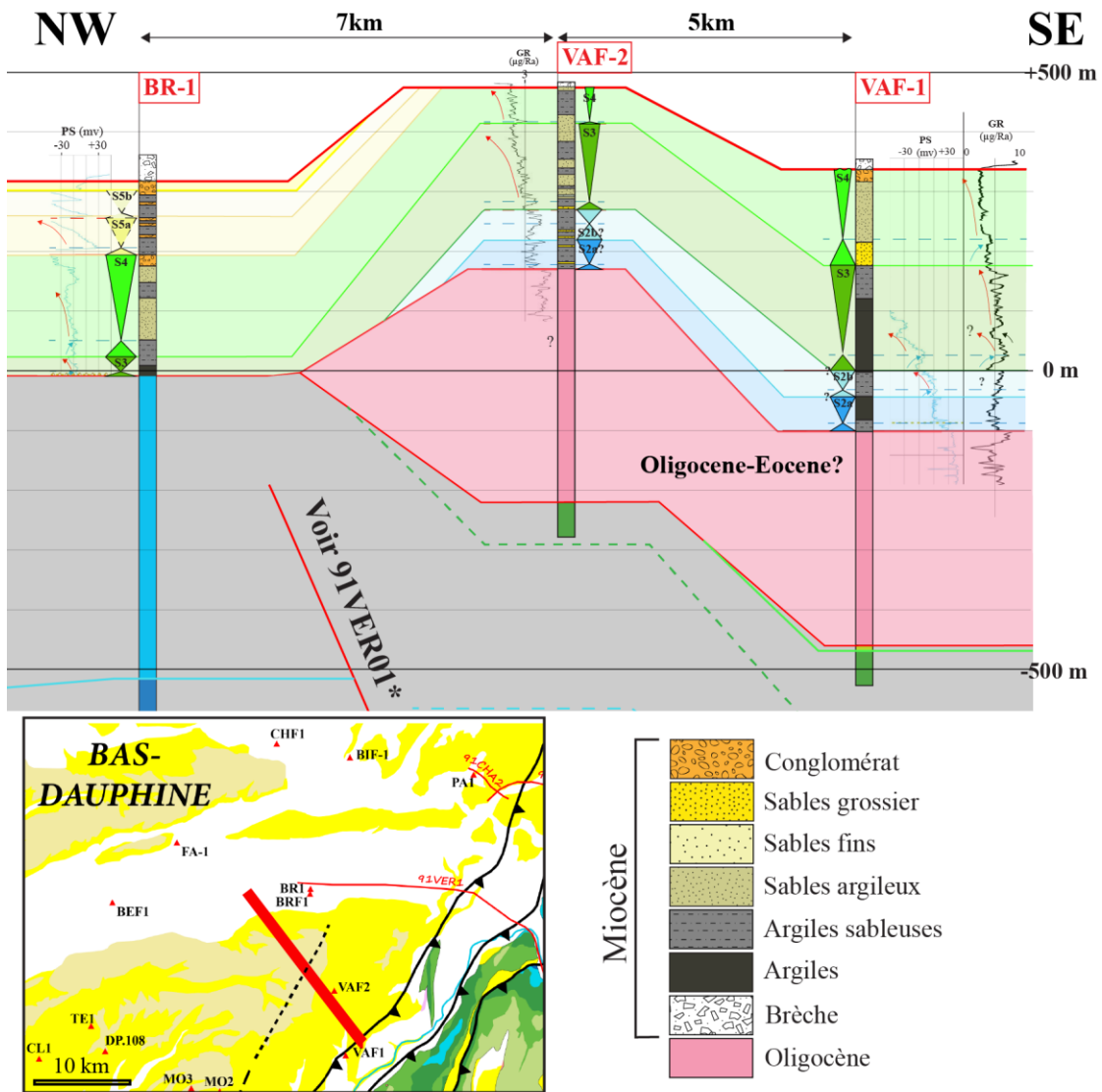


Figure 100: Transect SE-NW entre les sondages VAF-1 et BR-1. La disposition spatiale de VAF-2 montre une complexité structurale.

D'après les interprétations diagraphiques, cette séquence est essentiellement caractérisée par une épaisse unité sableuse qui s'enrichit en conglomérats vers le haut (Figure 100). En surface, en position proximale, on retrouve également cette unité en surface (29, 30, F3, F4, F5, F7, F8, F9)*. La coupe-type se situe à Voiron. On y retrouve notamment un affleurement d'une qualité très rare sur 80 mètres de haut, à l'Ouest de l'hôpital de Voiron (point de vue idéal, au niveau de l'épingle, en descendant vers la route des Gorges de la Morge). Avec B. Huet, nous avons pu décrire la succession : succédant à une surface érosive interprétée comme étant la LS4, les sables (équivalent latéral des « sables de Pont-de-Beauvoisin ») présentent d'abord des festons de mégarides soulignés par des lits de galets. Les paléo-courants sont de direction SE-NW et témoignent d'influences deltaïques du paléo-delta de Voreppe. Cette première unité d'une vingtaine de mètres est surmontée de dunes subtidales (FA7). Les influences deltaïques étant alors moins marquées, on place la SIMS4 à ce niveau. La suite de la succession affleure beaucoup mieux au Nord, à Saint-Nicolas-de-Macherin (29*) où la base de la coupe correspond à cette même SIMS4 (la corrélation altitudinale est possible). La succession montre une nette tendance régressive (CR) avec un enrichissement progressif en galets et en structures sédimentaires témoignant d'un environnement de dépôt sous influence mixte, tidales et fluviales (FA9). On observe ensuite une unité massive conglomératique déposée dans un environnement fluvial en tresses (FA10). En effet, celle-ci dévoile des niveaux plus fins oxydés correspondant à l'amorce de paléosols. Cette unité massive conglomératique à paléosols pourrait correspondre à la terminaison du CR de la S4. Les interprétations diagraphiques* des puits suggèrent également cette interprétation (à l'exception du puits BIF-1, le plus externe).

Vers le Sud, au Col du Cognet (30)*, cette séquence est présente et montre une évolution verticale très similaire. Elle correspond, pour la partie transgressive, à la base des « sables du Cognet » (*sensu* Clauzon et al., 1990) qui surmontent les Conglomérats de Notre Dame de l'Osier. Ces sables ont livré un âge Strontium de 15.425 +/- 0.275 Ma et une microfaune benthique (Latreille, 1969). Comme les sables sous-jacents du Bas-Dauphiné, ils sont constitués d'une superposition des séquences plurimétriques, chenalisées et granodécroissantes (Rubino et al., 1990 ; Clauzon et al., 1990) et constituent la partie distale d'un fan delta à influence mixte fluvio-tidale (FA9). Cette unité sableuse passe progressivement aux Conglomérats de Toutes Aures *sensu* Demarcq (1962, 1970) qui constituent le second membre des Conglomérats de Voreppe.

*Le conglomérat de Voreppe résulte d'un unique système deltaïque où l'on juxtapose différentes séquences de dépôts deltaïques, compte tenu de : (i) de l'absence d'évidences de dépôts de Gilbert delta (FA11) ; (ii) de dépôts qui indiquent uniquement des **fan deltas** (FA10). D'après la composition pétrographique de ces conglomérats (Bocquet, 1966), un « paléo-Isère » drainait les zones internes et le Pelvoux. La grande proportion d'éléments carbonatés sont issus du démantèlement de la couverture des Massifs Cristallins externes.*

Séquence S5(a-b) (~100m) – Serravalien inférieur – ~14 Ma – ~12 Ma: Aucune contrainte temporelle. Les âges sont donnés par corrélation régionale.

* Figure 97 pour contexte géographique. Figure 98 pour contexte stratigraphique. Annexe 48 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

La séquence S5(a-b) est constituée de sédiments essentiellement conglomératiques (29, F3, F4, F5, F6)* déposés en position proximale. A Voiron (F3)* et à St-Nicolas de Macherin (29)*, nous avons pu observer cette séquence de dépôt avec B. Huet. Surmontant les conglomérats deltaïques du cortège régressif de la S4 sous-jacente, une série massive de 100m de conglomérats affleure. Il s'agit sans aucun doute d'un environnement de dépôt fluviatile en tresses (FA10, 29, F3)* : ceci implique probablement une forte subsidence locale pour expliquer une telle aggradation continentale. Ceci est d'autant plus valable puisque des dépôts contemporains sont marins à l'Ouest, suggérant la position du niveau de base. En effet, en direction des puits les plus externes (BR-1, BRF-1 et BIF-1)*, nous observons une proportion sablo-argileuse beaucoup plus importante qui pourrait ainsi traduire une sédimentation marine distale. Cela implique une transition latérale de faciès qui est finalement loin d'être inattendue dans un contexte deltaïque (i.e., barres d'embouchures en domaine marin évoluant vers des argiles d'offshore ou prodelta). Le puits PA-1*, en position plus externe, permet de placer la SIM de la S5a matérialisée par le retour d'une sédimentation plus sableuse. Il s'agit probablement de l'expression d'une rétrogradation du paléo-delta de Voreppe.

Séquence 6 (~100m) – Serravalien supérieur-Tortonien basal – ~12 Ma – ~10.8 Ma: Aucune contrainte temporelle. Les âges sont donnés par corrélation régionale.

Le puits PA-1* et la coupe de Pressins (F1)* levée par Nicolet (1979) permettent de décrire cette séquence de dépôt. Tout comme la séquence sous-jacente, la proportion conglomératique est dominante. Seule l'interprétation diagraphique permet de donner une interprétation séquentielle. Le CR6 dévoile la présence de marnes bleues à faune continentale interstratifiées dans les conglomérats qui correspondent probablement à des argiles palustro-lacustres (F1)*. D'après l'auteur, la faune est d'âge Tortonien inférieur : à la même altitude, le découpage séquentiel du puits PA-1 suggère également la séquence S6. Au toit de cette unité, un horizon ferrugineux d'1 ou 2 mètres d'épaisseur contenant du bois fossilisé (décrit par Nicolet, 1979 ; F1)* caractérise une émergence qui probablement marque le sommet de la S6.

Séquence 7 (~70m) – Tortonien inférieur – ~10.8 Ma – ~9.5 Ma: Aucune contrainte temporelle. Les âges sont donnés par corrélation régionale.

Il s'agit encore d'une sédimentation essentiellement conglomératique. On peut tout de même suggérer qu'une aggradation continentale s'opère toujours depuis les séquences sous-jacentes (S5a et S5b), avec l'accumulation des « Conglomérats de Toutes Aures », et ce, même si leur épaisseur n'est pas très importante ; cette hypothèse est formulée en prenant en compte les dépôts continentaux datés dans la séquence sus-jacente S8.

Séquence 8 (20m minimum) – Tortonien supérieur – ~9.5 Ma – ~ ? Ma: Le gisement de vertébrés des Envers (F7, Clauzon *et al.*, 1990)* permet d'identifier la présence de cette séquence en fournissant une biozonation MN10 (9.5-9Ma).

* Figure 97 pour contexte géographique. Figure 98 pour contexte stratigraphique. Annexe 48 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

La coupe de Pressins (F1)* met en évidence une surface ravinante qui peut être interprétée comme la LS8. En effet, cette surface marque le retour brutale des « conglomérats de Voreppe » surmontant les sables et les conglomérats de « La-Tour-du-Pin » (différence d'ordre pétrographique : le « conglomérat de Voreppe » est riche en clastes calcaires, la matrice est carbonatée ; les conglomérats de « La-Tour-du-Pin » sont particulièrement riche en éléments granitiques, et la matrice n'est pas carbonatée rendant l'ensemble très friable) : il s'agit donc *a priori* du résultat d'un événement important (une limite de séquence), plutôt que d'un phénomène auto-cyclique au sein du CR de la S7 sous-jacente. C'est sur cette base que nous proposons sa présence dans le puits de PA-1 (sous l'incision messinienne mise en évidence par Huet, 2018). Il s'agit encore là d'une sédimentation essentiellement conglomératique.

En effet, dans le secteur traité ici, la S8 est très probablement présente. Plus au Sud, au col de Toutes-Aures (F7)*, des argiles palustro-lacustres à gastéropodes continentaux (m2a de la carte beurepaire, 771) s'interstratifient au sein des conglomérats. C'est dans ces argiles que le gisement de vertébrés des Envers a été trouvé par Clauzon *et al.* (1990). En revanche, la position géographique de ce gisement pose un problème de taille. Il est situé à une altitude de 538m. 3.5 km au Sud, les sables subtidaux de Cognet (30)* de la S4 (âge Strontium à l'appui) que nous avons décrit précédemment affleurent à la même altitude (entre 530 et 540mètres NGF, Figure 97). Cette différence entre les 2 localités est à mettre sur le compte de fortes incisions et/ou d'un effet tectonique lié au passage de la zone de faille n°5 (ZF5, Figure 97 ; voir chapitre 4 pour plus de précisions).

3.7.Zone G : Le synclinal du Royans

Cette zone inclut le synclinal du Royans, entre le chevauchement du Ratz à l'Est, et du Royans à l'Ouest. Cartographiquement, ce secteur se prolonge au Nord, sous la bordure Est du Bas-Dauphiné et au pied de la bordure Ouest du Vercors (Figure 97).

Tout d'abord, il faut noter qu'il existe dans ce secteur une forte incertitude sur l'âge de la base de la série Néogène. En effet, Mermier (1895), Giot (1943- 1944), Germain et Demaison (1958) et Dasarathi (1966), décrivent une série d'argiles continentales à lagunaires (de plus de 100m) sous la transgression miocène : ces auteurs attribuent cette unité à l'Aquitaniens. Plus tard, Touraine (1974) propose un âge oligocène supérieur et confirme les influences marines par la présence de foraminifères benthiques et de coccolites ce qui représente un fait tout à fait étonnant pour de l'Oligocène dans la région; enfin, Latreille (1969) dans son étude pétrographique mentionne deux points importants : (i) la présence de grains de glauconie qui sont aussi un argument en faveur des influences marines ; (ii) l'apparition brutale d'éléments alpins au-dessus des dépôts de l'Eocène et de l'Oligocène qui en sont complètement dépourvus. Malheureusement, plus aucun affleurement de cette unité n'existant, cette série n'a pas pu être observée pour un réexamen. En revanche, l'âge de cette unité n'étant pas solidement contraint par les auteurs cités précédemment, son caractère lagunaire pourrait être lié aux premières transgressions marines du Miocène (séquences S1a de l'Aquitaniens supérieur, ou plus vraisemblablement le Burdigalien inférieur de la S1b).

Dans ce secteur la série Miocène est la suivante (Figure 101) :

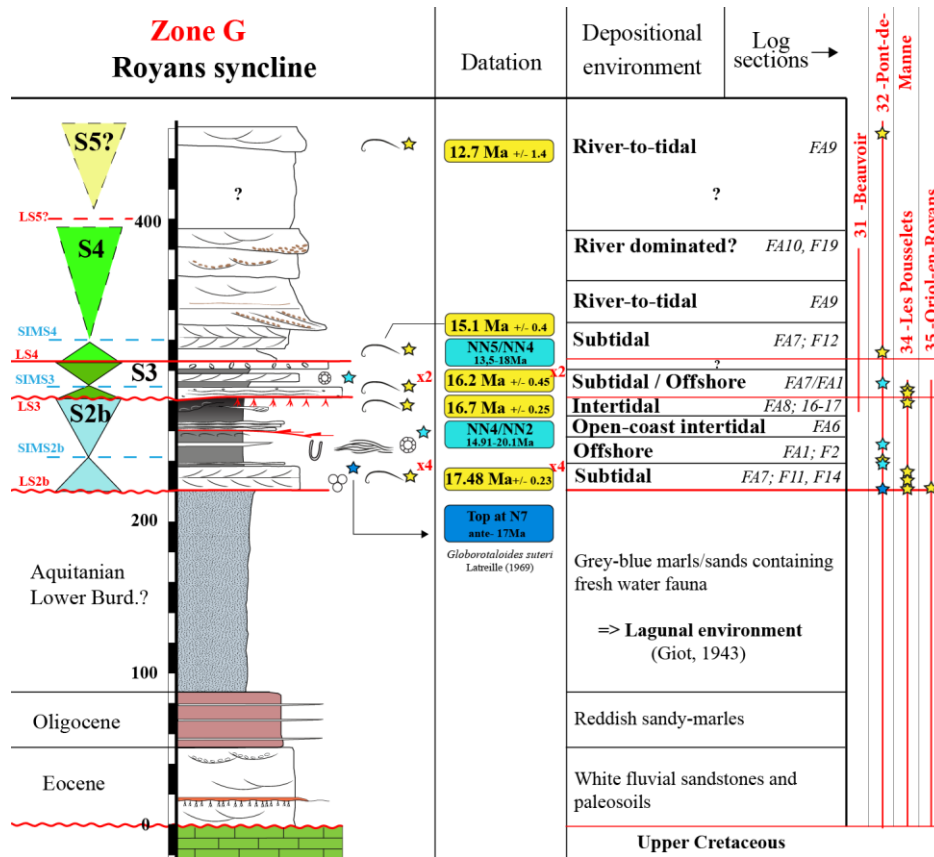


Figure 101: Coupe sédimentologique synthétique de la zone G. Construction de la coupe à partir des points de contrôles qui figurent à droite : Voir Figure 97 pour contexte géographique et Annexe 54 pour points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et interprétations séquentielles. Voir Figure 82 pour légende complète.

Séquence 2b (~30-50m) - Burdigalien supérieur - Burdigalien terminal – 17.5 – ~16.2 Ma: 4 datations Strontium permettent de dater l'âge de la transgression à 17.48 +/- 0.23 Ma (33, 35)*. Les données biostratigraphiques sont compatibles avec cet âge (NN4/NN2) pour les nannoplanctons calcaires. Les foraminifères planctoniques indiquent un âge maximal à la biozone N7 (17 Ma). Cette séquence de dépôt se termine avant 16.2 Ma, âge de la transgression suivante.

Cette séquence marque les premiers dépôts miocènes franchement marins dans le Royans. Ces dépôts ont été maintes fois décrites dans la littérature et ce depuis le 19^{ème} siècle (Gras, 1835; Gueymard, 1844; Lory, 1861; Giot, 1944; Demarcq, 1962; Dasarathi, 1965). Les âges Strontium valident *a posteriori* l'attribution Burdigalien Supérieur de Mermier (Mermier, 1895, 1896) se basant sur la présence d'une nouvelle espèce de Rhinoceros « *Acerotherium* » (et d'autres restes de mammifères marins) découvertes dans les dépôts sableux miocènes de la base de la coupe de Pont-de-Manne (32)*.

* Figure 97 pour contexte géographique. Figure 101 pour contexte stratigraphique. Annexe 54 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

La transgression marine de ce secteur présente une variation latérale de faciès majeure : au Sud, à Oriol-en-Royans (35)*, il s'agit d'un calcaire lumachellique, très riche en *Pecten Praescabriusculus* (*Math*), coraux et oursins ; au Nord à partir de Rochechinard, il s'agit de dépôts sableux présentant des critères tidaux (FA7 ; « *Tidal dunes* » aux Pousselets ; 34, « *Tidal channels* » au Pont-de-Manne)*. Aux Pousselets (34)*, ces sables sont très riches en *P. Praescabriusculus*. Cette variation latérale de faciès s'explique par l'héritage structural de ce secteur. En effet, si on regarde attentivement la carte géologique de Romans-sur-Isère (795), la transition entre ces deux domaines montre également une variation brutale d'épaisseur de l'Oligocène et de l'Eocène de part et d'autre d'une faille SW/NE (la faille passe à 500m au Sud de la commune de Rochechinard), avec les dépôts continentaux silico-clastiques de l'Eo-Oligocène et de l'Aquitaniens moins épais au Sud, là où l'on retrouve le Miocène de base calcaire.



Figure 102: Contact énigmatique de la coupe du Pont de Manne. Le contact surmonte des dépôts d'« Offshore » (FA1) passant à des dépôts d'« Offshore transition » (FA2). Au-dessus de la surface, il s'agit de dépôts de type « open-coast intertidal » (FA6).

* Figure 97 pour contexte géographique. Figure 101 pour contexte stratigraphique. Annexe 54 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

Il s'agit donc probablement de l'expression d'un point haut que la transgression miocène a scellé. En effet, ce dernier ne montre pas de variations significatives d'épaisseurs (31, 32, 34, 35)*. La coupe la plus complète est sans conteste celle du Pont-de-Manne (31)*. Cette dernière a été reprise maintes fois depuis sa première description par Mermier (1895).

Surmontant la première unité de base transgressive, la coupe dévoile une unité de 30 à 40 mètres de marnes silteuses déposées en environnement marin distal de type « offshore » (FA1). Vers le haut, cette unité montre des intercalations fréquentes de tempestites sableuses grossières suggérant un environnement marin plus proximal de type « *offshore transition* » (FA2). On peut ensuite observer une transition par le biais d'une surface qui a fait l'objet de discussions parmi nous : s'agit-il d'un effet de perspective ou d'une discordance angulaire d'origine tectonique ?

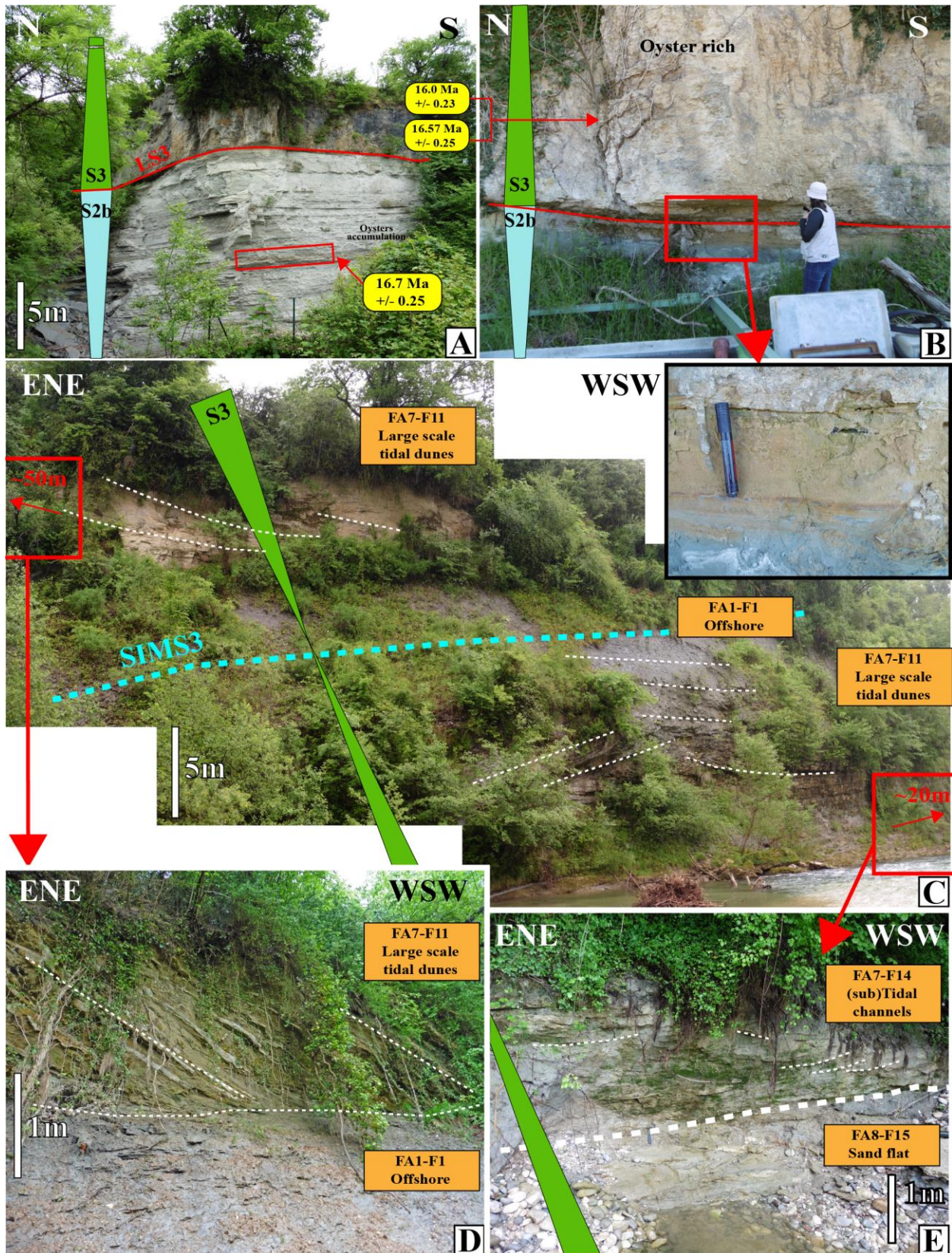
Cette surface initie une unité constituée d'une alternance de sables et de marnes traduisant un environnement de dépôt de type « *open-coast intertidal* » (31)*. La suite de cette succession régressive affleure très bien à St Jean-en-Royans (34b)*. En contre-bas de l'avenue Jules Nadi, au niveau du croisement avec l'affluent de « la Lyonne », un affleurement d'une dizaine de mètres de haut dévoile, depuis la base vers le sommet : (i) chenaux subtidaux (en contre-bas du pont, 5 ou 10 mètres sous l'affleurement décrit ci-après) ; (ii) 10 mètres d'une unité présentant des accumulations d'huîtres ayant fourni un âge Strontium à 16.7 Ma +/- 0.25 (Figure 103A). Cette unité fait débat et 2 interprétations sont possible : des dépôts de platier tidal, représentant le terme régressif ultime de la S2b (Rubino et al., 2015b; a) ; ou bien à des dépôts de type « *open-coast intertidal* » si l'on considère les accumulation d'huîtres comme étant le résultat de dépôts de tempêtes. Le sommet de cette succession régressive est coiffé par un paléosol de quelques centimètres d'épaisseur (Figure 103B), qui matérialise la limite de séquence de la S3.

Séquence 3 (~20-30m) - Burdigalien terminal - Langhien inférieur – ~16.2 – 15.1 Ma: 2 datations Strontium permettent de calculer un âge moyen de la transgression à 16.2 +/- 0.45 Ma (32, 34)*. Cette séquence de dépôt se termine avant 15.1075 +/-0.42 Ma, âge de la transgression suivante.

Cette unité porte un nom local : la « molasse Rousse du Royans ». Pour observer la suite de la série, il faut retourner au Pont de-Manne (32)*, le long de la Bourne (Figure 103C), où il s'agit

* Figure 97 pour contexte géographique. Figure 101 pour contexte stratigraphique. Annexe 54 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

Figure 103: Les séquences S2b et S3 du Royans (zone G). (A) LS3 à St-Jean-en-Royans (34b)*. Le CT S3 surmonte le terme le plus régressif de la S2b daté au Strontium à 16.7 +/- 0.25 Ma. Voir (B) pour zoom sur la LS. (B) Paléosol au sommet du CR de la S2b, surmonté par le CT de la S3, riche en huîtres, daté au Strontium à 16.2 +/- 0.45 Ma (moyenne des 2 âges). (C) La S3, visible en rive gauche de la Bourne, en contre-bas de la coupe du Pont-de-Manne (32)*. La partie inférieure du CT est présentée avec la photo (E). La partie supérieure du CT est représenté par des dunes tidales (festons pluri-métriques indiquant une direction de progradation perpendiculaire au trait de coupe ENE-WSW de l'affleurement). La SIMS3 est représentée par des argiles d'offshore, surmontées par le CR de la S3 correspondant à des dunes tidales progradant vers l'Ouest (voir D pour l'équivalent latéral, 50 m vers l'Est). (E) Base du CT de la S3 correspondant à des chenaux subtidaux surmontant des dépôts de platiers tidaux, transgressifs ou marquant la limite de séquence avec S2b ?



d'abord de chenaux subtidaux (Figure 103E), surmontés par de magnifiques dunes subtidales qui passent à des dépôts fins distaux où des nannoplanctons ont fourni un âge NN5/NN4 (13.5–18Ma, Figure 103D). Il s'agit là de l'expression d'un cortège transgressif. La surface d'inondation maximale de la S3 est matérialisé par les dépôts d' « offshore » (FA1, Figure 103C, D). Ces dépôts passent de nouveau à des dépôts de dunes subtidales qui matérialisent un probable cortège régressif (CR). La transition avec l'unité suivante affleure très mal. Le CR est peu épais (10–20m) et laisse place rapidement à une sédimentation détritique et monotone. On en a la confirmation au Pont de Beauvoir (31)*. La base de la coupe affleure avec des sables fins à flaser bedding de couleur rouge (oxydation). Ce niveau est surmonté par un niveau bioclastique d'un mètre, très riche en huîtres et en galets verdis. Il s'agit de la même succession que celle observée au point 34b (voir début du paragraphe). Le niveau bioclastique souligne donc la LS et la ST (surface de transgression) de la S3, au-dessus d'un niveau d'émersion situé au toit de la S2b. De plus, l'affleurement permet d'observer sur quelques centimètres les dépôts sus-jacents : des marnes bleues. Il s'agit très probablement de l'équivalent de la SIM qui a été décrite au Pont-de-Manne (32)*. Toujours au Pont-de-Beauvoir (31)*, la suite de la succession est très intéressante puisqu'elle confirme l'hypothèse d'une S3 peu épaisse. Après une lacune de 5-6 mètres, apparaissent des sables à rides de houles, passant vers le haut à des sables fluviotidaux (FA9). Cette tendance à la régression sur 10–15m d'épaisseur est surmontée par une unité sablo-argileuse de 10m comprenant des conglomérats (~30% ; le niveau est recouvert par la végétation, il faut creuser dans le talus). La qualité de l'affleurement ne permettant pas une identification de l'environnement de dépôt, le plus parcimonieux est de lui attribuer le terme le plus proximal atteint par cette séquence de dépôt. Quoiqu'il en soit, nous pouvons être certains de la présence d'une LS puisque les dépôts sus-jacents marquent une nouvelle tendance à l'approfondissement.

Séquence 4 - 5 (~100m) - Langhien supérieur - Serravalien – 15.1 – ? Ma : Une datation Strontium permet d'identifier la présence de la S4 15.075 +/- 0.42 Ma (32)*. L'âge du toit de la séquence n'est en revanche pas contraint. Une seconde datation Strontium permet d'identifier la présence de la S5 12.675 +/- 1.47 Ma (32)*. L'âge du toit de la séquence de cette dernière séquence n'est pas contraint.

C'est donc au Pont-de-Beauvoir (31*) qu'il faut décrire le CT de la S4. Il s'agit de sables subtidaux. Approximativement 10 mètres au-dessus de la LS supposée, des dunes subtidales de grande taille sont observées (« *foresets* » pluri-métriques, FA7) matérialisant la SIM de la S4. C'est dans ce CT, au Pont-de-Manne (32), où la succession affleure beaucoup moins bien, qu'un bioclaste a fourni une datation Strontium de 15.07 +/- 0.4 Ma. Cet âge confirme donc l'attribution de ces dépôts à la S4. La suite de la succession peut être observée le long de la D531, depuis Auberives-en-Royans en direction du Pont-en-Royans (32)*, ou toujours au Pont-de-Beauvoir (31)*. La succession marque une progradation continentale sur une centaine de mètres : la base correspond à des environnements de dépôt où se combinent les influences fluviales et tidales (FA9), tandis que vers le sommet, les influences fluviales deviennent dominantes.

* Figure 97 pour contexte géographique. Figure 101 pour contexte stratigraphique. Annexe 54 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

Il s'agit donc du CR de la S4. La LS5 n'a pas été décrite. En revanche, 40 mètres au-dessus, par corrélation altitudinale (au sud du lieu-dit « Bluvinaie », le long du flanc nord de la colline de St-Just-de-Claix ; 45.077042° ; 5.302920° ; z=300m), affleurent des sables où l'on retrouve les influences mixtes fluviales et tidales (FA9). C'est dans ces sables que nous avons trouvé une coquille qui a permis d'obtenir un âge Strontium compatible avec un âge S5.

3.8.Synthèse de la stratigraphie du Miocène des massifs subalpins et du Jura méridional :

Le Miocène des massifs sub-alpins et du Jura méridional s'étend entre l'Aquitainien et le Serravalien. Le Miocène supérieur n'est quasiment jamais à l'affleurement excepté dans le secteur de la Bièvres (F), où des dépôts d'âges Tortonien sont présents. En effet, il s'agit d'une zone située en position charnière entre les régions plus externes que nous allons discuter dans le sous-chapitre suivant. L'absence de Miocène supérieur reste donc un problème à résoudre : **(i)** s'agit d'une lacune d'érosion ? si tel est le cas, quelle épaisseur a été érodée ultérieurement ? **(ii)** s'agit-il d'une lacune de dépôt en réponse à la migration des dépôts-centres liée à un début de surrection des massifs sub-alpins ? C'est ce scénario qui a été décrit dans le bassin Molassique Suisse où la surrection et l'érosion sont générales au Serravalien, dès 12 Ma (Burkhard & Sommaruga, 1998; Von Hagke *et al.*, 2012).

Les points majeurs à retenir du sous-chapitre que l'on vient de présenter sont les suivants :

- **La présence d'un delta majeur qui se situait au niveau du tracé actuel de la clue de l'Isère** : nos interprétations sédimentologiques le confirment à partir des unités massives conglomératiques des secteurs B (Lans-Proveyzieux) et D (Voreppe);
- **La S1a a été retrouvée uniquement dans le secteur A**. Un doute subsiste pour le secteur B où la base n'a pas été datée, compte tenu de la présence d'une lacune d'observation ;
- **La S1b a été retrouvée dans les secteurs A et B uniquement** ;
- **La S2a est synchrone et a été retrouvée dans toute la zone, exceptée dans le secteur D (synclinal de Voreppe)** : Plusieurs explications sont possibles : (i) Le secteur D correspondait à un point haut ; (ii) l'axe de la clue de l'Isère actuelle correspond à celui du delta principal du Miocène de la zone d'étude (Bocquet, 1966 ; Latreille, 1969). Par conséquent, ce delta implique un pouvoir érosif important. La S2a s'est peut-être déposée puis a été érodée ensuite ;
- **La S2b est synchrone et présente dans toute la zone** : Le niveau repère des marnes bleues souligne la SIM2b. Celle-ci succède rapidement à un niveau parfois très fossilifère ;
- **La S3 est synchrone et présente dans toute la zone** : La limite de séquence LS3 érode les dépôts sous-jacents (secteurs C et D). Ces érosions peuvent être expliquées de 2 manières : **(i)** il pourrait s'agir d'un épisode faisant écho au système de vallées incisées du même âge identifié par Besson *et al.* (2005). En effet, dans le bassin molassique Rhodano-provençal, au Sud-est de la France, ces auteurs mettent en évidence l'existence d'un vaste réseau de vallées incisées à l'échelle de tout le bassin, associé à l'enregistrement de la chute très brutale et rapide du niveau marin globale d'âge Burdigalien terminal (~25m en ~400 000 ans, entre 16.65Ma et 16.25Ma ; Miller *et al.*, 2005). La présence d'un paléosol sous

la LS3 dans le secteur G (Royans) pourrait aller dans le sens d'une période d'émersion liée à la même chute du niveau marin globale d'âge Burdigalien terminal. Néanmoins, il apparaît plus probable que : **(ii)** cette incision résulte d'une surface de transgression compte tenu de la position géographique du bassin. Si tel est le cas, la chute du niveau marin de l'hypothèse (i) n'est pas enregistrée dans notre zone d'étude : celle-ci aurait été compensée par une création d'accommodation d'origine tectonique.

- **Les variations d'épaisseurs sont très importantes** : Ce point sera abordé en synthèse de ce chapitre, puis sera traité au cours du chapitre 7 dédié aux relations entre tectonique et sédimentation, et à la chronologie de la déformation.

4. Stratigraphie du Bas-Dauphiné, de la Bresse et du bassin de Crest

Les secteurs suivants ont fait l'objet d'une approche différente. Pour faire l'étude de ce vaste domaine, nous nous sommes essentiellement appuyés sur :

- l'interprétation des données de puits en compilant toutes les données possibles (datations, points de contrôles en surface, etc). Les interprétations séquentielles résultent de l'étude des diagraphies (données PS ou Gamma Ray) ;
- quelques datations Strontium nouvelles notamment pour le Bassin de Crest et dans le Bas Dauphiné ;
- la révision des données biostratigraphiques est issue de la bibliographie et sont intégrées dans leur contexte stratigraphique. Ce travail a consisté à déterminer l'âge des assemblages fauniques d'après les biozonations les plus récentes, calibrées sur les chartes GTS 2016 (Ogg *et al.*, 2016). Pour dater les séries continentales sommitales, les gisements de vertébrés ont été repris et les biozones ont été recalées sur la charte GTS actuelle ;
- l'intégration des résultats de l'étude récente de M2 de Bastien Huet (2018) dans le Bas-Dauphiné septentrional à laquelle j'ai participé (levé des coupes sédimentologiques ensemble et datations Strontium réalisées lors de cette thèse) ;
- une synthèse des données sédimentologiques disponible (Demarcq, 1959, 1962, 1970; Bocquet, 1966; Latreille, 1969; Mortaz-Djalili, 1977; Mortaz-Djalili & Perriaux, 1979; Nicolet, 1979; Demarcq & Perriaux, 1984; Jeannolin, 1985; Clauzon, 1990; Rubino *et al.*, 1990; Kwasniewski, 2010; Huet, 2018).

Il est également important de souligner que, dans cette région, les pendages structuraux sont sub-horizontaux mise à part en bordure Est, au pied des massifs sub-alpins. Il est donc généralement possible d'établir des corrélations entre les différents points d'observations en utilisant les profondeurs dans les puits. Nous devons signaler également deux points majeurs :

- **La séquence 6 représente un niveau repère** : en effet, la charte eustatique de Miller *et al.* (2005) suggère que cette transgression (10b, Figure 80) est la plus importante du Miocène. Le niveau marin reste très haut (~+25m) pendant presque 1 Ma (~11–11.9Ma). Or, le Miocène moyen-supérieur de la région voit très souvent apparaître en son sein une

unité très riche en bioclastes, coraux, bryozoaires, etc. Nos interprétations séquentielles permettent de corréliser cet assemblage écologique avec le haut niveau marin exceptionnel de la S6. Il s'agit donc, à mon sens, d'un niveau repère.

- **La séquence 8 est exclusivement continentale** : en effet, la charte eustatique de Miller *et al.* (2005) suggère une transgression importante à partir de 9.5 Ma (Figure 80). Une sédimentation marine caractéristique de cette transgression a été documentée dans le bassin Miocène du Sud-est autour d'Aix en Provence (Besson *et al.*, 2005). Or, le travail de Demarcq *et al.* (1989) suggère que la mer n'a pas transgressé au-delà des Coirons (Ardèche), au Sud du bassin de Crest (zone L). En effet, ces auteurs attribuent des dépôts au Tortonien supérieur (S8) dans une succession continentale où de très rares incursions marines sont reconnues, comme l'indique la présence de méduses dans du matériel volcanoclastique. A cela s'ajoute le fait que, plus au Nord dans notre zone d'étude, notre découpage séquentiel va systématiquement dans le même sens (voir ci-dessous) d'une absence de dépôts marins au cours de la S8. Pour finir, des gisements de vertébrés contemporains de la S8 (biozones MN10 et 11) sont systématiquement observés dans des contextes de sédimentation continentale, à l'opposé de faunes de la MN9 qui ont été parfois découvertes interstratifiées à des dépôts marins de la S7.

4.1. Zone H : La région de la Tour-du-Pin

Cette zone se situe dans la partie septentrionale du Bas-Dauphiné. Elle est limitée au Nord par le Jura et le Plateau de Crémieu, à l'Est par la faille chevauchante du Ratz correspondant à la Zone de Failles 3 (repère n°3, Figure 104), et au Sud par le tracé de la rivière de la Bourbe. Dans ce secteur, la série Miocène est épaisse d'environ 700m. Les dépôts de base sont visibles grâce aux sondages LTP-F1 et BI-1, pour lesquels l'étude des diagraphies (PS, Gamma Ray) permet un découpage séquentiel. Cette région a également fait l'objet de la thèse de Nicolet (1979) et d'une partie du travail de Master 2 de Huet (2018), ce qui nous a permis de multiplier les points de contrôle. Notons également la présence d'une faille chevauchante aveugle approximativement d'axe NNW-SSE (n°4, Figure 104) qui possède un rejet d'une centaine de mètres d'après l'étude structurale (voir profil sismique 91-CHA-01 et 2, chapitre 5, Figure 58).

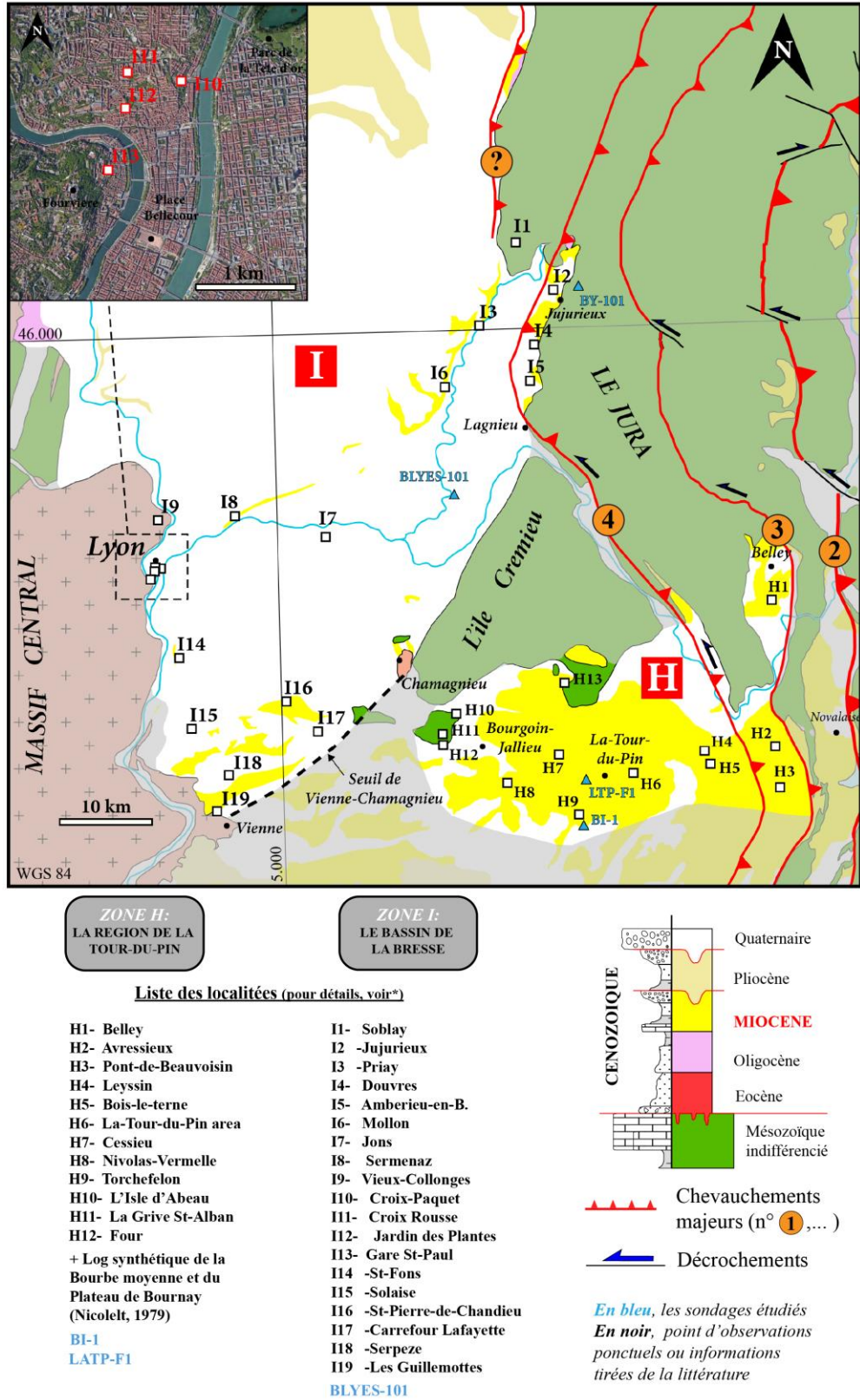


Figure 104: Contexte géographique et géologique des zones H et I et présentation des points de contrôles.*voir Annexe 59 pour Zone H et Annexe 62 pour Zone I.

Dans cette zone, le Miocène comporte la succession suivante (Figure 105) :

Séquence 3 (~100m) – Burdigalien terminal – Langhien inférieur ? – ~16.3 – ~15 Ma : Huet (2018) a pu dater la base du Miocène du puits L ATP-F1* grâce à l'identification de *Praeorbulina circularis* à 547m de profondeur. Il s'agit d'un foraminifère planctonique marqueur des biozones N8b-N9a (15.4–14.5 Ma) du Langhien supérieur selon la charte de Boudagher *et al.* (2015). Wade *et al.* (2011) proposent une apparition plus précoce de ce marqueur, avec une biozotation M6-M5b (14.23–16.29Ma), ce qui correspond plutôt à la base du Langhien, et donc à la S3. Dans la mesure où dans le secteur voisin (C : Novalaise), la S3 correspond à une accumulation de plusieurs centaines de mètres de dépôts marins distaux, la probabilité est infime pour que cette séquence ne se soit pas déposée ici. Nous retenons donc ici la présence de la séquence S3 à 547m du puits L ATP-F1.

La séquence débute localement par une unité brêchique de 23m d'épaisseur. Le matériel est local d'après la description lithologique du puits (L ATP-F1)*. Il s'agit probablement du fruit du remaniement de matériel local en pied de pente, lors de la transgression langhienne. Par-dessus, se dépose une centaine de mètres de marnes (équivalentes aux Marnes de Saint Lattier bien développées au Sud) passant progressivement vers le haut à des sables. La signature diagraphique des puits permet de caler l'altitude du toit de la S3 avec précision (-10m NGF ? pour L ATP-F1, +40m NGF ? pour BI-1)*. Contemporainement à ces dépôts marins profonds, le gisement karstique à micro-mammifères de l'Isle d'Abeau (H10)* a fourni un assemblage faunique MN5 (Langhien inférieur ; dernière attribution par Costeur, 2005). Par ailleurs, Mein & Ginsburg (2002) signalent dans le gisement de la Grive-St Alban voisin (H11)* la présence probable dans des fentes karstiques aujourd'hui disparues, une faune appartenant aux biozones MN4-5. Ainsi, la bordure Est du plateau de Crémieu était à l'émersion pendant le Langhien.

Séquences 4, 5 (~150-200m) – Langhien supérieur ? – Serravalien – ~15 – 13.5Ma : Le calage temporel est permis par le toit de la séquence S5. D'après les sondages, la limite de séquence S5/S6 est à 270m NGF pour L ATPF-1* et 310-320m NGF pour BI-1*. Le gisement de vertébrés de Four (H11)* situé à 280m d'altitude nous fournit un point de calage extrêmement précieux. Parmi les nombreux gisements karstiques de la région, il s'agit du seul gisement à valeur stratigraphique. L'assemblage faunique fournit une biozone Top MN6, base MN7-8 (environ 15.5–13.5 Ma), ce qui correspond soit au toit de la S5 soit, à la base de la S6. L'étude des diagraphies permet de mentionner que les séquences S4 et S5 varient d'épaisseur entre les puits L ATP-F1 et BI-1, et qu'il s'agit essentiellement de sables. Ce n'est qu'à partir du toit de la séquence S5 qu'un enrichissement en galets est observé au puits BI-1*. Cette unité sableuse correspond aussi aux sables du « Pont-de-Beauvoisin ». Ceux-ci affleurent dans le village éponyme (H3)*, où l'on passe verticalement, entre 255 et 285m NGF, de sables subtidiaux (FA7), à des sables intertidaux (FA8) dans lesquels s'intercalent latéralement des lits de galets. Cette succession marque une progradation deltaïque. Il s'agit donc de la même tendance observée dans les puits BI-1 et L TPF-1 (S5). Cependant, il se peut également qu'il s'agisse de la S4. En effet, l'étude du profil sismique 91CHA1-2 (voir

* Figure 104 pour le contexte géographique. Figure 105 pour contexte stratigraphique. Annexe 59 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

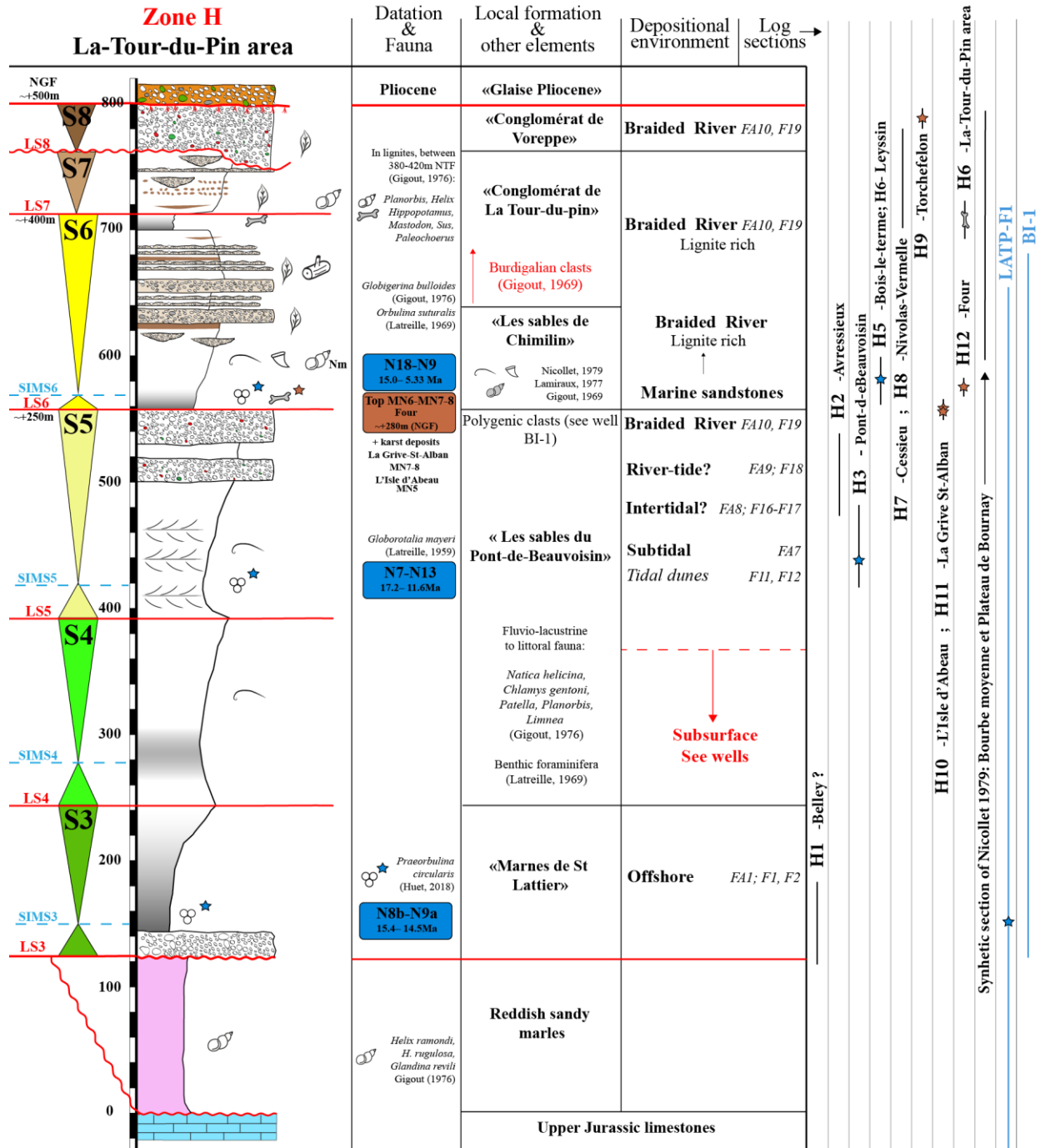


Figure 105: Coupe sédimentologique synthétique de la zone H. Construction de la coupe à partir des points de contrôles qui figurent à droite : Voir Figure 104 pour le contexte géographique et Annexe 59 pour points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et interprétations séquentielles. Voir Figure 82 pour légende complète.

chapitre 5), met en évidence le passage d'une faille chevauchante aveugle sous la bordure Est de la zone H (Figure 104). Le rejet est d'une centaine de mètres (voir chapitre 5). Dans le même sens, au Nord-est d'Avressieux (H2)* affleurent des sables subtidaux (FA7) évoluant vers des sables plus proximaux (enrichissement en galets vers le toit de la coupe), à pendage fort (N155, 80°W à

la base et N150, 55°W). C'est entre Avressieux (H2) et le Pont-de-Beauvoisin (H3), que le pendage général devient sub-horizontale. Une corrélation altitudinale avec les puits BI-1 et LTPF-1 et cette partie orientale de la zone est donc délicate.

(Maridet, 2003) signale un autre gisement karstique beaucoup moins connu, également en bordure de l'île Crémieu : le gisement de Crucilieux (H13)* qui est daté MN6. Ceci supporte une fois de plus l'hypothèse de la bordure du plateau de Crémieu à l'émersion pendant le dépôt de cette séquence.

Bonus : Les sables du « Pont-de-Beauvoisin » affleurent dans le village éponyme (H3)* et le long de la vallée du Guiers; ils ont été décrits successivement par (Lory, 1861; Douxami, 1895, 1896; Demarcq, 1962; Lamiroux, 1977) et leur minéralogie a été étudiée par Latreille (1969). Les sables de Chimilin (ci-après) ont porté antérieurement le nom de sables à Arca turonica, Douxami (1895, 1896).

Séquence 6 (~100m) – Serravalien supérieur ? – ~ 13.5 – ? Ma: La base de cette séquence est suggérée par l'âge obtenu au toit de la séquence sous-jacente (Top MN6, base MN7-8; 15,5-13,5 Ma).

D'après le sondage LTPF-1*, la séquence S6 débute par des sables argileux (270–310m NGF). Par corrélation altitudinale, ces sables de base se corrélaient en surface aux sables de Chimilin (H4, H5)* qui affleurent quelques kilomètres à l'Est aux mêmes altitudes, sur la rive gauche du Guiers. Au cours de cette étude, nous n'avons pas observé cette unité à l'affleurement mais Lamiroux (1977) interprète cette unité comme étant d'origine marine deltaïque soumise à des apports fluviaux turbulents. Les auteurs sont unanimes quant à la grande richesse en faune marine : lamellibranches, polypiers, dents de squales, etc (Lory 1860, Douxami, 1895, 1896 ; Latreille, 1969 ; Lamiroux, 1977 ; Nicolet, 1979). Latreille (1969) signale également la présence de foraminifères benthiques et planctoniques dont l'assemblage permet de donner l'âge minimum de ces sables à la base de la biozone N9 (Langhien supérieur - 15.0 Ma grâce notamment à la présence d'*Orbulina suturalis* (Bronn)). Dans le sondage BI-1*, les conglomérats apparaissent dès le début du cortège transgressif, peut-être l'expression de la proximité du paléo-delta de Voreppe. Dans les sondages, les progradations continentales (cortège régressif = CR) sont matérialisées par un enrichissement en passées conglomératiques à passées d'argiles. D'après Nicolet (1979), ces passées conglomératiques correspondent aux conglomérats de La-Tour-du-Pin qui se différencient des conglomérats de Voreppe par leur composition pétrographique, par les paléo-courants indiquant des apports depuis le NE, ainsi que par la nature de leur matrice. En effet, les conglomérats de La-Tour-du-Pin témoignent du 2^{ème} système deltaïque le plus important de la zone d'étude, après le paléo-delta de Voreppe.

Celui-ci est : (i) soit interprété comme un fan delta émanant de la région de Chambéry (Allen & Bass, 1993), constituant l'équivalent latéral des Conglomérats de Chamoux de Lamiroux (1977)

* Figure 104 pour le contexte géographique. Figure 105 pour contexte stratigraphique. Annexe 59 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

plus à l'Est, **(ii)** soit comme le débouché d'un paléo-Rhône (Clauzon *et al.*, 1990). Ceci serait en accord avec le bassin Molassique Suisse au Nord qui est en *by-pass* depuis le Serravalien (Burkhard & Sommaruga, 1998). Ce serait également compatible avec la grande richesse en éléments granitiques et en galets de protogine du Mont Blanc présents dans ces conglomérats (Nicolet, 1979 ; Perriaux *et al.*, 1984).

Situées à environ 400m NGF, de vastes lentilles argileuses de plusieurs mètres d'épaisseur et parfois de plusieurs kilomètres d'extension ont été décrites (H6, H7, H8)*. Ces argiles correspondent probablement à des argiles de plaines d'inondation car elles abondent en faunes continentales, notamment des hélicidés (H6 et d'après Nicolet, 1979)*. Certains niveaux d'argiles grises pourraient même être associés à de vrais épisodes de sédimentation lacustre ; il s'agit d'une grande différence avec les conglomérats de Voreppe dans lesquelles les intercalations argileuses sont très rares. Ceci est probablement lié à un caractère plus distal des conglomérats de La-Tour-du-Pin, ce que suggère aussi : (i) leur granulométrie moyenne plus faible que celle des conglomérats de Voreppe, (ii) la présence plus importante de galets de socle d'origine plus lointaine que les carbonates dominants dans les conglomérats de Voreppe (Perriaux *et al.*, 1984).

Les conglomérats de La-Tour-du-Pin marquent donc la fin du CR de la S6. Il est intéressant de constater que Lory (1860) avait déjà très bien observé le passage progressif de la Molasse sableuse aux conglomérats, il écrivait « *l'on passe de la molasse sableuse à des poudingues à cailloux impressionnés, qui alternent avec elle et tendent à dominer de plus en plus, sans qu'il soit possible de tracer aucune limite entre ces deux sortes de dépôts* » ce qui valide l'interprétation d'une progradation.

Contemporain à la S6, le très célèbre gisement karstique de vertébrés de la Grive St-Alban (H11)* a fourni une biozonation MN7-MN8 (Mein & Ginsburg, 2002). Il s'agit encore une fois d'un élément fiable pour affirmer que l'Île Cremieu était toujours à l'émergence lors de la S6.

Séquences 7 et 8 : Aucune contrainte temporelle.

C'est à Cessieu (H7)* que la suite de la succession est visible avec l'apparition d'une unité conglomératique qui prolonge les conglomérats de la Tour-du-Pin, incisant de plusieurs mètres de profondeur les sables fluvio-deltaïques de la S7: il s'agit très probablement de la LS8. Ni la S7, ni la S8 n'indiquent d'évidences de cortège transgressif et de dépôts marins. Ce caractère exclusivement continental est mentionné par Lory (1861) qui y décrit des gastéropodes continentaux. Ce dernier signale également la présence de niveaux à lignites. Jourdan (dans Lory, 1861) y décrit également des restes de divers vertébrés associés à des hippopotames. La présence de ces derniers est en accord avec l'existence de milieux aquatiques à sédimentation argileuse dans la plaine d'inondation.

* Figure 104 pour contexte géographique. Figure 105 pour contexte stratigraphique. Annexe 59 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

4.2. Secteur I : Le bassin de la Bresse (et le Lyonnais)

Depuis le seuil de Vienne-Chamagnieu (Figure 104), cette zone se prolonge au Nord par le bassin de la Bresse et la région Lyonnaise. Cet ensemble est limité à l'Est par le plateau de Crémieu et le Jura, et bordé à l'Ouest par le Massif Central. Dans ce secteur, les affleurements miocènes sont rares, couverts par les dépôts pliocènes et quaternaires, et surtout, très végétalisés et de plus en plus réduit par suite de l'urbanisation. Des affleurements de quelques mètres (rarement plus de 10 mètres) sont tout de même visibles en bordure est et ouest du bassin.

Les niveaux bioclastiques des coupes historiques du Miocène de Lyon (Croix-Paquet, I10 ; Croix-Rousse, I11 ; Jardin des Plantes, I12 ; Gare St-Paul, I13)* initialement décrits par (Dumortier, 1858; Dumortier & Fischer, 1865; Fontannes, 1887; Roman, 1926; David, 1963a; b)*, n'affleurent plus aujourd'hui. Les niveaux bioclastiques ont néanmoins pu être datés par les isotopes du Strontium: en effet, des coquilles marines bien préservées et bien localisées ont pu être échantillonnées dans les remarquables collections de l'Université de Lyon 1.

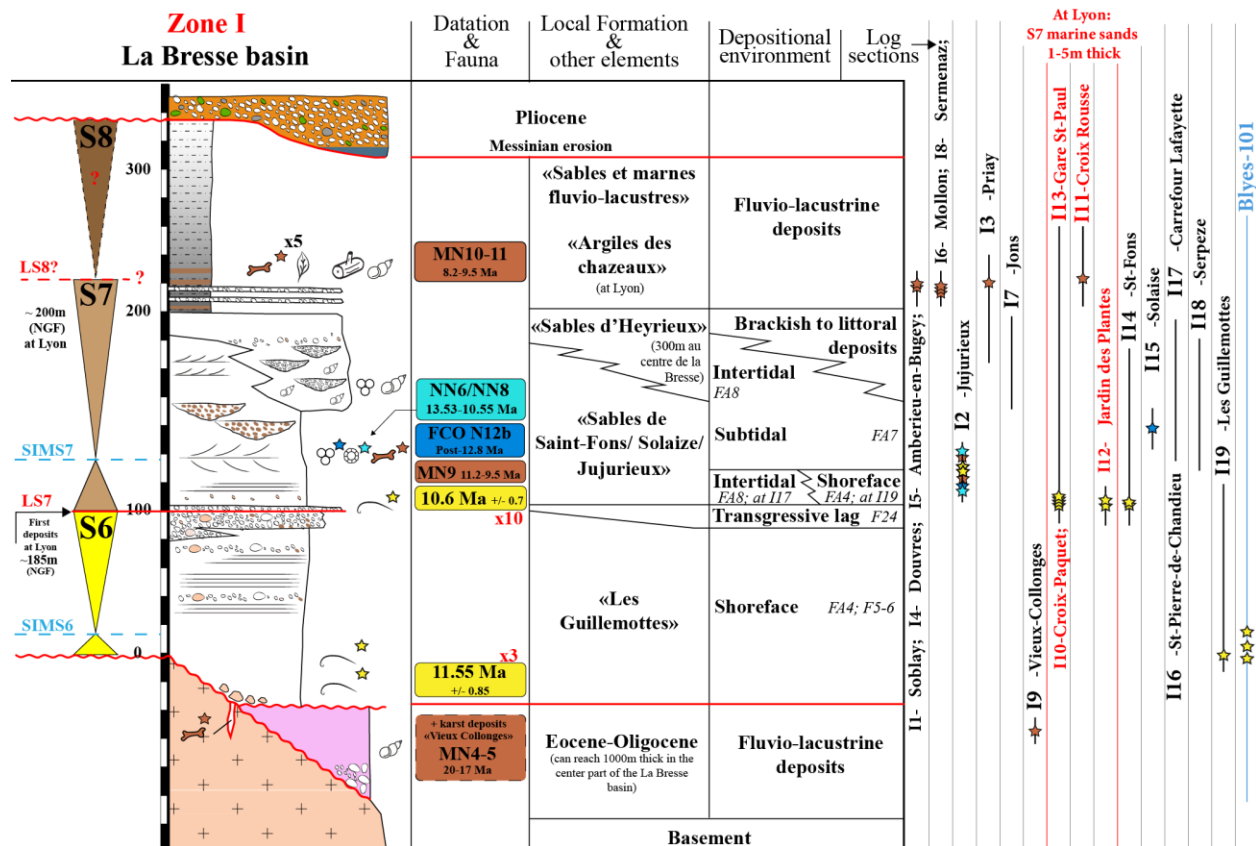


Figure 106: Coupe sédimentologique synthétique de la zone I. Construction de la coupe à partir des points de contrôles qui figurent à droite : Voir Figure 19 pour contexte géographique et Annexe 62 pour points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et interprétations séquentielles. Voir Figure 82 pour légende complète.

Miocène inférieur à moyen: Non dépôt.

Ce secteur I se démarque de toutes les autres zones par l'absence de sédimentation marine au Miocène inférieur et moyen. Pendant ce laps de temps, il semble que la zone ait été soit : (i)

soumise à l'érosion, (ii) et/ou le siège de dépôts saumâtres à lacustres (Demarcq & Perriaux, 1984). S'appuyant sur l'étude des sondages de la région, ces auteurs indiquent entre les lignes Lyon-Jujurieux et Vienne-Chamagnieu (Figure 104), la présence de sables à minéraux alpins et à foraminifères benthiques, puis de calcaires lacustres à faune dulçaquicole attribué à l'Aquitaniens. Dans le même sens, le gisement karstique de vertébrés de Vieux-Collonges (I9)* a fourni une faune très abondante indiquant une biozone MN4-5 (18–15.2Ma). Ce gisement est en quelque sorte symétrique de celui du Sud-Est du Plateau de Crémieu dans le secteur précédent, où le gisement karstique de vertébrés de l'Isle d'Abeau (H10, Annexe 62) a également fourni un âge biozonal MN5.

La meilleure explication à l'isolation de ce secteur est la suivante : il semble que le seuil de Vienne-Chamagnieu marquait une limite majeure avec le Bas-Dauphiné. Il s'agissait très probablement d'une barrière morpho-structurale d'axe SW-NE (entre Vienne et Chamagnieu) s'enracinant vers le Sud-ouest dans le Massif du Pilat (bordure Est du Massif Central). En effet, le long de cet axe, Enay (1980) et Demarcq & Perriaux (1984) indiquent qu'en sondage, le socle a été retrouvé à très faible profondeur. Il a été également formellement identifié dans au moins 27 puits de reconnaissance du bassin houiller forés dans l'Est lyonnais (Gudéfin *et al.*, 1980) ; il affleure par ailleurs dans un unique petit pointement au SW de l'Île Crémieu, précisément à Chamagnieu, où il est constitué d'un granite à cordiérite mylonitisé (Enay, 1980).

Séquence 6 (~40-100m) – Serravalien terminal – Tortonien basal – 11.5 – 10.6 Ma : 2 datations Strontium permettent de calculer un âge moyen de la transgression à 11.55 +/- 0.85 Ma (BLY-101)*. Cette séquence de dépôt se termine avant 10.6 +/- 0.7 Ma, âge de la transgression suivante.

La séquence S6 marque donc la première transgression marine miocène de ce secteur. D'après les données de BLY-101*, il s'agit de dépôts marins riches en débris coquilliers. A l'Est, cette séquence a été identifiée grâce à l'étude du sondage BLY-101* par Huet (2018). En étudiant les carottes de ce puits, ce dernier a récolté des coquilles marines à la base du Miocène sableux qui ont fait l'objet de datation Strontium.

Dans la région lyonnaise, à l'Ouest de la zone du bassin, sa présence est indirectement prouvée par un âge Strontium obtenu dans un niveau bioclastique à la base de la coupe de St-Fons (I14)*. Ce niveau a fourni un âge correspondant à la LS de la séquence suivante. Or, le site BSS (Banque de Sous-Sol, disponible sur internet) du BRGM signale le puits S315 (I14)*, à quelques centaines de mètres. Celui-ci a rencontré environ 40 mètres de sables à galets d'argiles et lits de galets sous une probable limite de séquence. Cette unité sableuse repose directement sur le socle. Par encadrement stratigraphique, cette unité correspond très probablement à la S6.

Plus au Sud, du côté de Vienne, la S6 est à l'affleurement aux Guillemottes (I19)*. Il s'agit de 30m de sables moyens (Latreille, 1969) subtidaux (~FA7) surmontés par des dépôts micro-conglomératiques de crues et des dépôts littoraux (Lesueur *et al.*, 1990) incluant des apports

* Figure 104 pour contexte géographique. Figure 106 pour contexte stratigraphique. Annexe 62 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

centraliens (Latreille, 1969). La base de ces sables a fourni un âge Strontium à 11.25 +/- 1 Ma et ont livré une riche association de foraminifères benthiques, quelques foraminifères planctoniques ainsi que des ostracodes (Latreille, 1969) sont diagnostiques de zones inter- à subtidales (Carbonnel Comm. Orale).

Séquence 7 (~10-100m) –Tortonien inférieur – 10.6 – ? Ma : 7 datations Strontium permettent d’attribuer un âge moyen de la transgression à **10.6 +/- 0.7 Ma** (I2, I10, I12, I13)*. L’âge du toit de la séquence n’est pas contraint.

Le cortège transgressif marin de la S7 démarre par un niveau bioclastique (les âges Strontium proviennent de ce niveau) décrit depuis longtemps par (Delafond & Depéret, 1893; Roman, 1931): **(i)**) tantôt constitué par un conglomérat argilo-ferrugineux (David, 1963a), nommé par cet auteur « Cailloutis du Jardin des Plantes » en onlap contre les bordures du Massif Central à Lyon intra-muros (Croix-Paquet, I10 ; Jardin des Plantes, I12 ; Gare St-Paul, I13)* à une altitude comprise entre 170 et 185m NGF environ ; **(ii)** tantôt sableux (I14 : base de la coupe de St Fons, le niveau n’affleure plus, Latreille 1969)* à une altitude de 155m NGF.

Cette différence d’altitude est probablement l’expression de l’existence d’une paléotopographie irrégulière au moment de la transgression. David (1963) l’évoquait déjà en parlant de « *golfs aux débouchés de vallées séparées par des promontoires de roches cristallines* ». Il existe bien une carte d’isobathes de la base de la Molasse à Lyon et aux environs (Brenot *et al.*, 2009; qui se confond avec le toit du socle sous Lyon même), mais comme elle résulte d’une interpolation automatique sans que les points de contrôle soient explicites, elle est très peu informative et montre beaucoup trop de contours circulaires énigmatiques (Figure 107). Compte tenu de la densité de données aujourd’hui disponibles dans la BSS du BRGM liée aux travaux de génie civil effectués dans l’agglomération, il serait sans doute possible de proposer un contour beaucoup plus détaillé de ces paléovallées.

A Lyon même, le cortège transgressif (CT) marin est très peu épais car il passe rapidement à des dépôts continentaux (Delafond & Depéret, 1893; Roman, 1931). En effet, surmontant le cortège transgressif de la S7, à partir de 190m d’altitude environ (voir Fig.), des argiles continentales à lits de galets et mollusques d’eau douce ont été décrits (I13*) semblant indiquer une évolution régressive (CR). Compte tenu de la faible épaisseur de la série comparée à celle plus à l’Est et au Sud (sables d’Heyrieux et des sables continentaux, décrit ci-dessous), le contact stratigraphique pourrait être normal ou érosif. Ni les descriptions de Delafond & Depéret (1893) ni celle de Roman (1931) ne permettent de trancher ce point, d’autant plus que le gisement de micromammifères de la Croix-Rousse (cf. paragraphe suivant décrivant la « séquence 8 ») fournissant une biozone MN8 (S8) semble en continuité stratigraphique. Ces dépôts continentaux sont donc peu épais (~40m) et finissent par être érodés sous le glaciaire.

C’est à St-Fons, au Sud de Lyon, qu’une interprétation séquentielle partielle de la S7 peut être mieux contrainte. On retrouve encore aujourd’hui un affleurement exceptionnel et ce, aux portes

* Figure 104 pour contexte géographique. Figure 106 pour contexte stratigraphique. Annexe 62 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

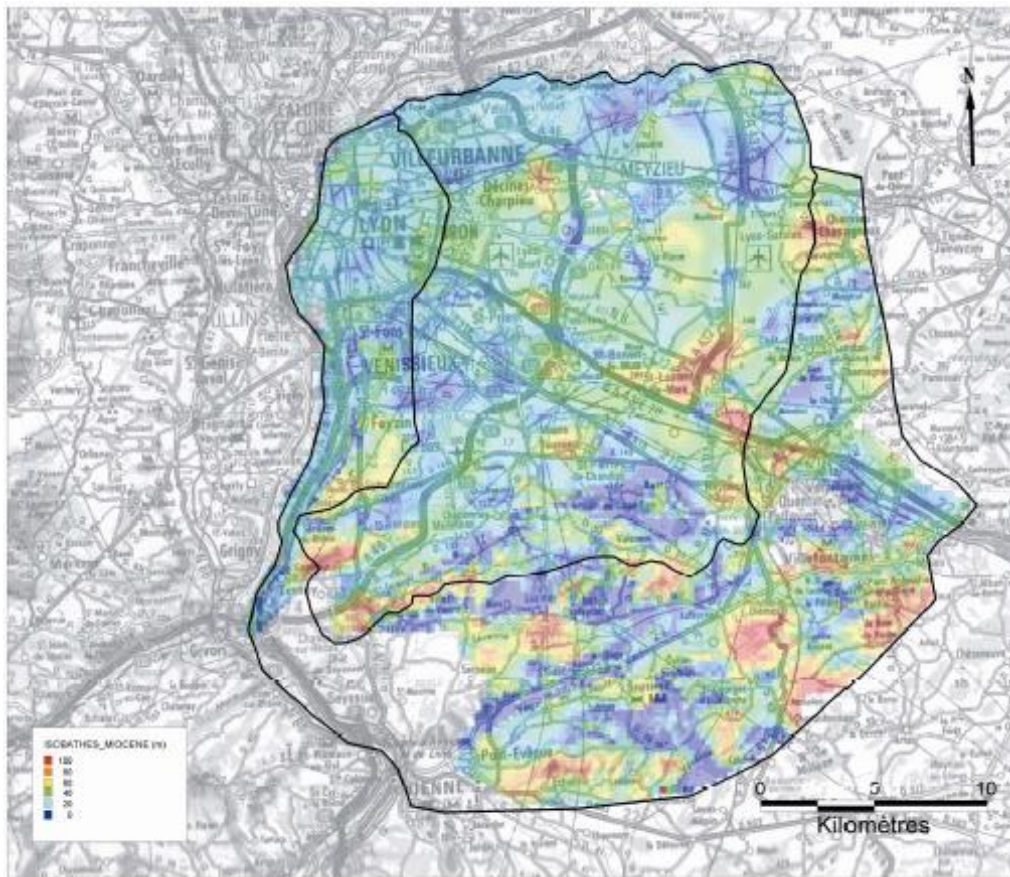


Figure 107: Isobathes de la Molasse sous Lyon et sa région d'après Brenot et al. (2009)

de Lyon. Le long de la rue Paul Descartes (I14)*, les sables de St Fons sont dans un premier temps subtidaux (FA7 ; il s'agit probablement de la surface d'inondation maximale), puis deviennent intertidaux (FA8, Rubino *et al.*, 1990 ; Lesueur *et al.*, 1990; Huet, 2018). Des foraminifères planctoniques ont été retrouvés à la même altitude, quelques kilomètres au Sud, à Solaise (I15)* dans des sables granitiques issus du Massif Central dont notamment *Globorotalia menardii* (Latreille, 1969) qui apparaît dans la biozone N12b (Boufagher-Fadel, 2015) : l'âge de ces sables est donc bien postérieur à 12.8 Ma (base de la biozone N12b). Les sables de St Fons passent latéralement et verticalement aux sables d'Heyrieux aussi qualifié de sables à *Nassa Michaudi* (gastéropode marin fréquemment décrit dans cette formation par Lory, 1861; Fontannes, 1879; Depéret, 1895). Ces derniers sables affleurent assez largement à l'Est de Lyon, dans un triangle joignant Lyon à St Jean de Bournay et Vienne (dans différentes localités répertoriées par Doncieux, 1910; Demarcq, 1962) ; partout ils conservent un caractère tidal, affirmé (Lesueur *et al.*, 1990). Cette influence tidale est aussi attestée par la présence des petits chenaux à remplissage argileux (Maillard, 1949), pouvant correspondre à des *tidal creeks* (FA8). Il pourrait même localement montrer des influences marines plus fortes comme pourrait le suggérer la présence occasionnelle

* Figure 104 pour contexte géographique. Figure 106 pour contexte stratigraphique. Annexe 20 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

de bryozoaires et de foraminifères (Latreille, 1969).

Il est intéressant de noter que cette formation s'inscrit dans un contexte régressif bien marqué. En effet, deux indications tendent à le prouver : **(i)** la formation passe sans rupture aux sables continentaux à *Helix Delphinensis* **(ii)** des conglomérats constitués de calcaires subalpins se développent progressivement dans leur partie supérieure (Demarcq, 1962). Ces derniers témoignent du maximum de la progradation des fans deltas de Voreppe et de la Tour-du-Pin, permettant ainsi d'interpréter l'ensemble (sables marins à *Nassa Michaudi* passant aux sables *Helix Delphinensis*) comme un cortège régressif (CR).

En bordure est de la Bresse, l'équivalent des sables marins du cortège transgressif de la S7 affleurent :

- à Priay (I3)* ou (Combémorrel *et al.*, 1970; Combémorrel, 1972) en donne une coupe synthétique ;
- à Jujurieux (ou «ravin de l'Ecotet » dans la littérature ; I2)* connue depuis (Boistel, 1890, 1895, 1898).

Ces deux coupes sont connues pour contenir des gisements de micromammifères d'âge biozonal MN9 (11.2–9.5 Ma) (Combémorrel *et al.*, 1970; Ménouret & Mein, 2008). La coupe de Jujurieux (I2)* a également fait l'objet d'un calage temporel très précis, à partir de datations magnétostratigraphiques et biostratigraphiques (Aguilar *et al.*, 2004). Ces données biostratigraphiques ont été recalées sur les chartes actuelles et complétées par deux datations Strontium. L'ensemble de ces données chronostratigraphiques, ainsi que l'interprétation sédimentologique proposée par Huet (2018) sont présentées en Annexe 62. Il ressort de cette zone que la même tendance régressive qui s'observe à Lyon se retrouve ici avec le passage de sables marins toujours sous influence tidale passant à des séries fluvio-lacustres à dominante marneuse sans que, sédimentologiquement, la limite avec la séquence supérieure soit explicite.

Séquence 8 (~10-150m) –Tortonien moyen supérieur – ~9.5 Ma– ? Ma : Seul les attributions biozonales de mammifères MN10 et 11 (Soblay, I1 (Ménouret & Mein, 2008); Douvres, I4, Ambérieu-en-Bugey, I5, Mollon, I6 ; Sermenaz, I8 (Mein *et al.*, 1999); Croix-Rousse, I11 (Mein *et al.*, 1961; Ménouret & Mein, 2008))* permettent d'identifier un âge correspondant à la S8.

Cette séquence est exclusivement continentale (argiles et marnes continentales), d'où le grand nombre de gisement de vertébrés. A Lyon, la coupe de la Croix-Rousse (I11)* nous fournit un point de calage très précieux. Entre 223.9m et 228.25m NGF, Mein *et al.* (1961) ont identifié un horizon à vertébrés dans une galerie (I11)*. Une biozone MN10 lui a ensuite été attribuée (Ménouret & Mein, 2008). Je rappelle ici que, dans ce secteur, la surface de transgression de la séquence précédente S7 se situe aux alentours de 180–185m NGF. Ceci soulève une question : où est la limite de séquence de la S8 ? D'après les coupes et les transects de Vinet (1991), il n'existe pas de surface érosive majeure entre les 2 (Figure 108). Seul Roman (1931)

* Figure 104 pour contexte géographique. Figure 106 pour contexte stratigraphique. Annexe 20 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

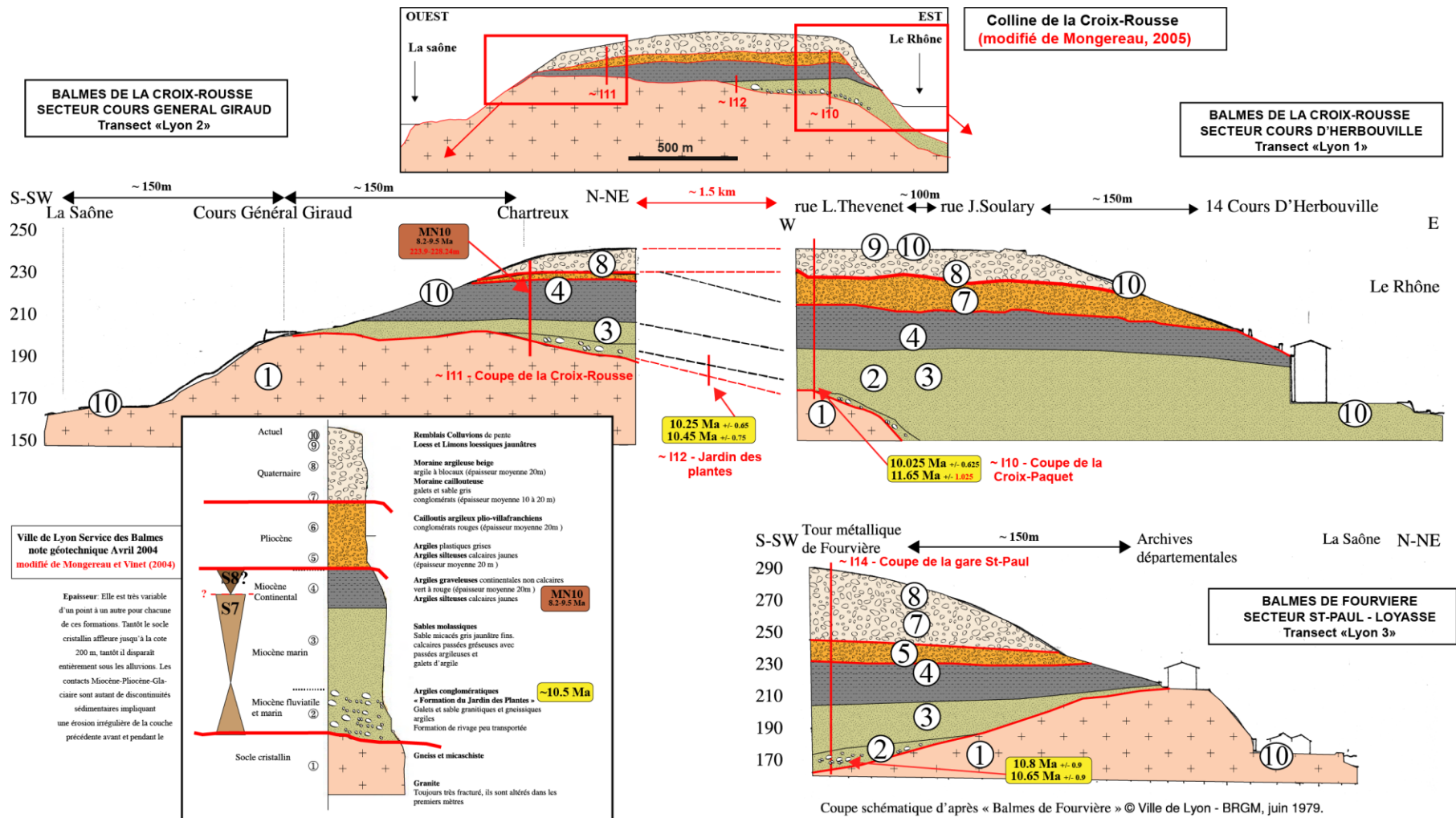


Figure 108: Transects Est-Ouest de la colline de la Croix-Rousse (modifié de Mongereau et Vinet, 2004, et Mongereau, 2005).

évoque l'existence d'une surface érosive sur le flanc sud-ouest de la Croix Rousse observée à la faveur d'une tranchée, au lieu-dit les Chartreux, pouvant peut-être correspondre à la limite de séquence.

La charte eustatique de Miller *et al.* (2005) montre que la chute du niveau marin qui sépare les deux séquences (T-11 VS T-12 ; Figure 80) est brutale mais relativement faible (10–20m en 200 000 ans) ce qui pourrait expliquer l'absence d'une LS bien marquée. En revanche, toujours d'après la charte eustatique de Miller *et al.* (2005), la transgression de la S8 est plus marquée que celle de la S7 dans laquelle des sédiments marins ont été tout de même décrits. Ainsi, l'absence de sédimentation marine soulève tout de même un questionnement. Le long de la Bordure Est du bassin de la Bresse, au-dessus des sables marins décrits précédemment, Demarcq (1962, 1970) signale jusqu'à 200 mètres d'argiles et de marnes continentales (S7 et S8 continentales confondues). Ce secteur était donc remarquablement subsident à la fin du Miocène, ce qui semble encore plus paradoxal. Dumont (1983) a étudié les carottes du sondage de Bugey 101, situé au front du Jura (Figure 104). D'après l'auteur, ce sondage décrit la succession suivante:

- entre 0 et -200m de profondeur : Mésozoïque jusqu'au Trias salifère
- entre -200 et -470m : Miocène. A partir de l'étude des carottes, de la composition granulométrique et pétrographique, l'auteur retrouve la succession décrite en bordure Est de la Bresse, à Jujurieux notamment (I2)*. Il s'agit des sables des séquences S6 et S7.
- entre -470 et -590 (profondeur maximum atteinte) : Oligocène

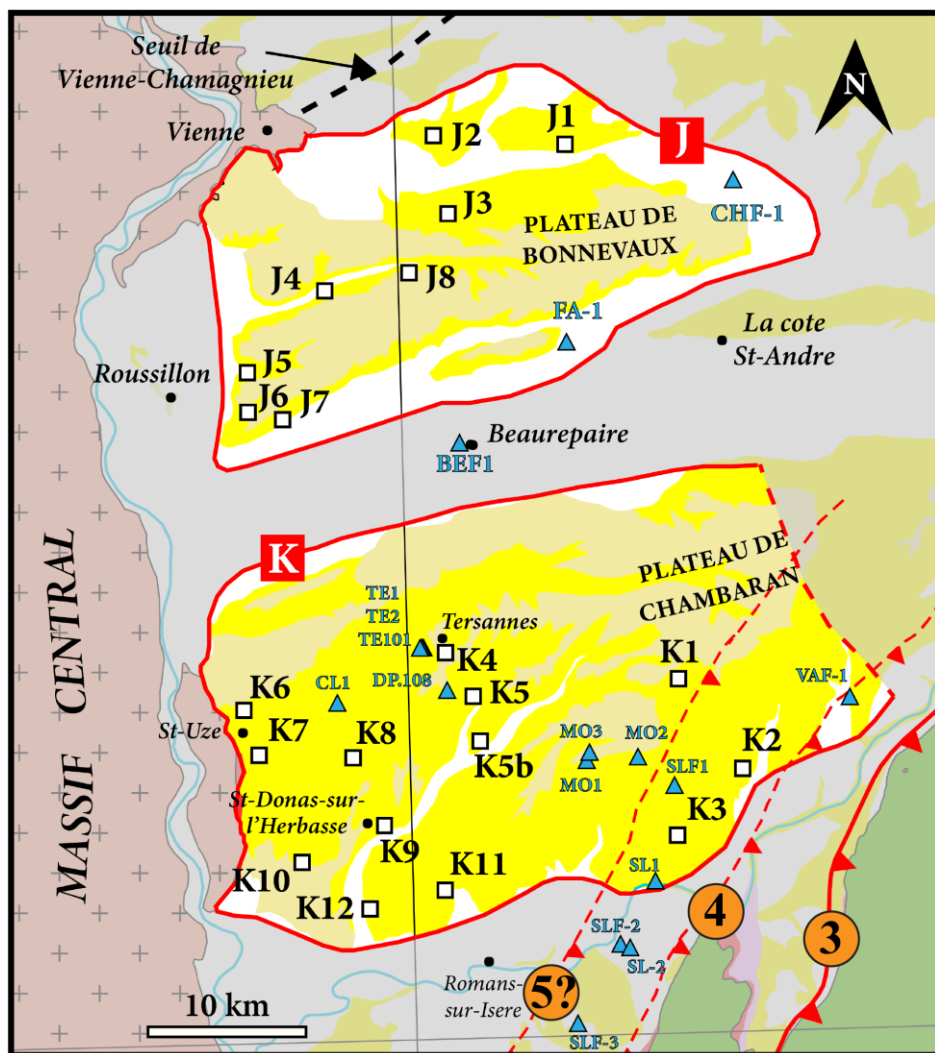
Si la série d'âge Serravalien Terminal – Tortonien inférieur (S6-S7) est chevauchée, alors le chevauchement du Jura a eu lieu syn- ou post-dépôt. Cette information apporte donc une explication au problème cité plus haut : cet événement tectonique a probablement induit une subsidence flexurale (expliquant la forte subsidence) au front du Jura combiné à un soulèvement tectonique (expliquant l'absence de sédimentation marine).

4.3.Secteur J : Le Plateau de Bonnevaux

Ce plateau se situe dans le quart Nord-Ouest du Bas Dauphiné (Figure 109), à l'Ouest de la Bièvres Valloire et au Sud du Seuil de Vienne-Chamagnieu. La couverture pliocène et quaternaire épargne peu le Miocène qui affleure surtout sur les escarpements en bordure du plateau. C'est la raison pour laquelle, il s'agit de la région la moins décrite dans la littérature. Malgré cela, des affleurements sont accessibles, permettant de contraindre sans problème la succession du Miocène supérieur. Pour le Miocène moyen et inférieur, l'étude des diagraphies des puits BEF-1, CHF-1 et FA-1 a été indispensable (annexe 21).

Dans la Plateau de Bonnevaux, la succession Miocène est la suivante (Figure 110) :

* Figure 104 pour contexte géographique. Figure 106 pour contexte stratigraphique. Annexe 20 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.



**ZONE J:
LE PLATEAU DE
BONNEVAUX**

Liste des localités (pour détails, voir*)

- J1 -St-Jean-de-Bournay
- J2 -Moidieu-Détourbe
- J3 -Meyssez
- J4 -Monstereux-Milieu
- J5 - Ville-sous-anjou
- J6 -Carrière de la Vesciat
- J7 -Sonnay
- J8 - Carrière du Buis
- + Log synthétique de la Bourbe moyenne et du Plateau de Bonnevaux (Nicolet, 1979)

BEF-1, CHF-1, FA-1
*En bleu, les sondages étudiés
En noir, point d'observations ponctuels ou informations tirées de la littérature*

**ZONE K:
LE PLATEAU DE
CHAMBARAN**

- K1 -Dionay
 - K2 -Chatte - St-Appolinard
 - K3 -St-Bonnet-de-Chavagne - St-Antoine
 - K4 -St-Martin-d'aout - Tersanne
 - K5 -La Leonarde (carrière cheval)
 - K5b -Combe Montare
 - K6 -St-Uze
 - K7 -St-Barthelemy-de-Vals
 - K8 -St-Andeol
 - K9 -St-Donas-sur- l'Hebasse
 - K10 -Chantemerles-les-bles
 - K11 -Peyrins
 - K12 -Clerieux
- CL-1, DP-108, MO-1, MO-2, MO-3
SL-1, SLF-1, TE-1, TE-101, TE-2, VAF-1
(+SL-2, SLF-2, SLF-3)

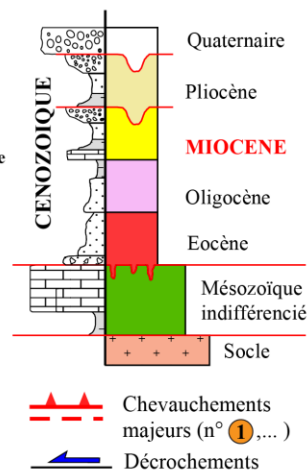


Figure 109: Contexte géographique et géologique des zones J et K et présentation des points de contrôles.*voir Annexe 65 pour Zone J et Annexe 69 pour Zone K.

Séquence 3, 4, 5 – Langhien à Serravalien inférieur – ~16.3 Ma ?– 11.7? Ma : Il n'existe aucune contrainte temporelle précise. Seul le puits de Faramans (FA-1)* a fourni quelques données biostratigraphiques. Cependant, les attributions biozonales ne permettent pas des calages stratigraphiques précis. La meilleure donnée est celle obtenue à une profondeur de 474m, où *Sphenolithus heteromorphus* a été identifié (Huet, 2018). Ce taxon confirme que la base du Miocène dans ce puits se situe entre le Burdigalien supérieur et le Langhien (NN5/NN4 =13.5–18 Ma = S2, S3 ou S4 ?).

D'après cette donnée, et par extrapolation avec les autres secteurs, la sédimentation marine commence probablement à la base de la séquence S3. La présence des « marnes de St-Lattier » (FA-1)* pourrait le suggérer également. En effet, cette unité s'étend sur tout le Langhien (S3 à S4) dans les secteurs voisins. Les descriptions lithologiques des puits de BEF-1* et CHF-1* sont trop peu détaillées si on les compare avec les signatures diagraphiques qui suggèrent des variations lithologiques bien plus importantes. Nous nous appuyons donc principalement sur le puits FA-1* pour proposer que les cortèges régressifs (CR) des séquences S4 et S5 présentent une sédimentation sableuse comme le montrent les tendances diagraphiques à la granocroissance.

Séquence 6 – Serravalien supérieur – ~11.7 Ma ?– 10.8? Ma – Deux âges Strontium suggèrent la LS6. Ces datations ont été obtenues sur des coquilles conservées dans les collections de l'Université Lyon 1 et récoltées dans une ancienne carrière de sables, entre les villes d'Agnin et de Ville-sous-Anjou. La référence d'origine ne permettant de localiser le gisement qu'approximativement, une altitude de 220-240 mètres NGF peut-être estimée (J6)*. Au-dessus de ces premiers sables bioclastiques, la suite de la succession sédimentaire peut être reconstituée grâce à l'étude de Huet (2018) à laquelle j'ai participé. En effet, quelques kilomètres au Nord, entre 250 et 315 mètres NGF (J4, J5)*, la séquence S6 débute par des dépôts intertidaux (FA8), surmontés par des dunes subtidales (FA7), marquant le cortège transgressif de la S6. Ces dunes subtidales sont ensuite surmontées par des dépôts intertidaux marquant la tendance régressive (CR) de la S6. Ces sables sont un équivalent latéral de la base des sables d'Heyrieux (Doncieux, 1910). Leur caractère marin est indubitable comme le montre la présence fréquente de foraminifères benthiques et de rares foraminifères planctoniques, de bryozoaires (Latreille, 1969) et de nannoplanctons (Huet, 2018). Ces derniers ont au moins le mérite de nous indiquer un âge antérieur à 11.9 Ma, ce qui est conforme à l'attribution à la S6.

Séquence 7 – Tortonien – ~11.2 Ma ?– 9.5? Ma : Contrainte temporelle faible. Seul quelques gisements de vertébrés d'âge biozonal MN9 (11.2-9.5Ma) permettent de dater cette séquence de dépôt à la S7 (St-Jean-de-Bournay, J1 (Guérin & Mein, 1971; Ménouret & Mein, 2008) ; Sonnay, J7 (Depéret, 1887 ; Guerin & Mein, 1971) ; Carrière du Buis, J8, feuille 747 « La côte St-André »)*.

Succédant aux dépôts intertidaux du toit de la séquence sous-jacente (300m NGF), Huet (2018) décrit à Meyssiez (J3)*, entre 315 et 330m NGF, de nouveau des dépôts subtidaux. Ceci marque

* Figure 109 pour contexte géographique. Figure 110 pour contexte stratigraphique. Annexe 65 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

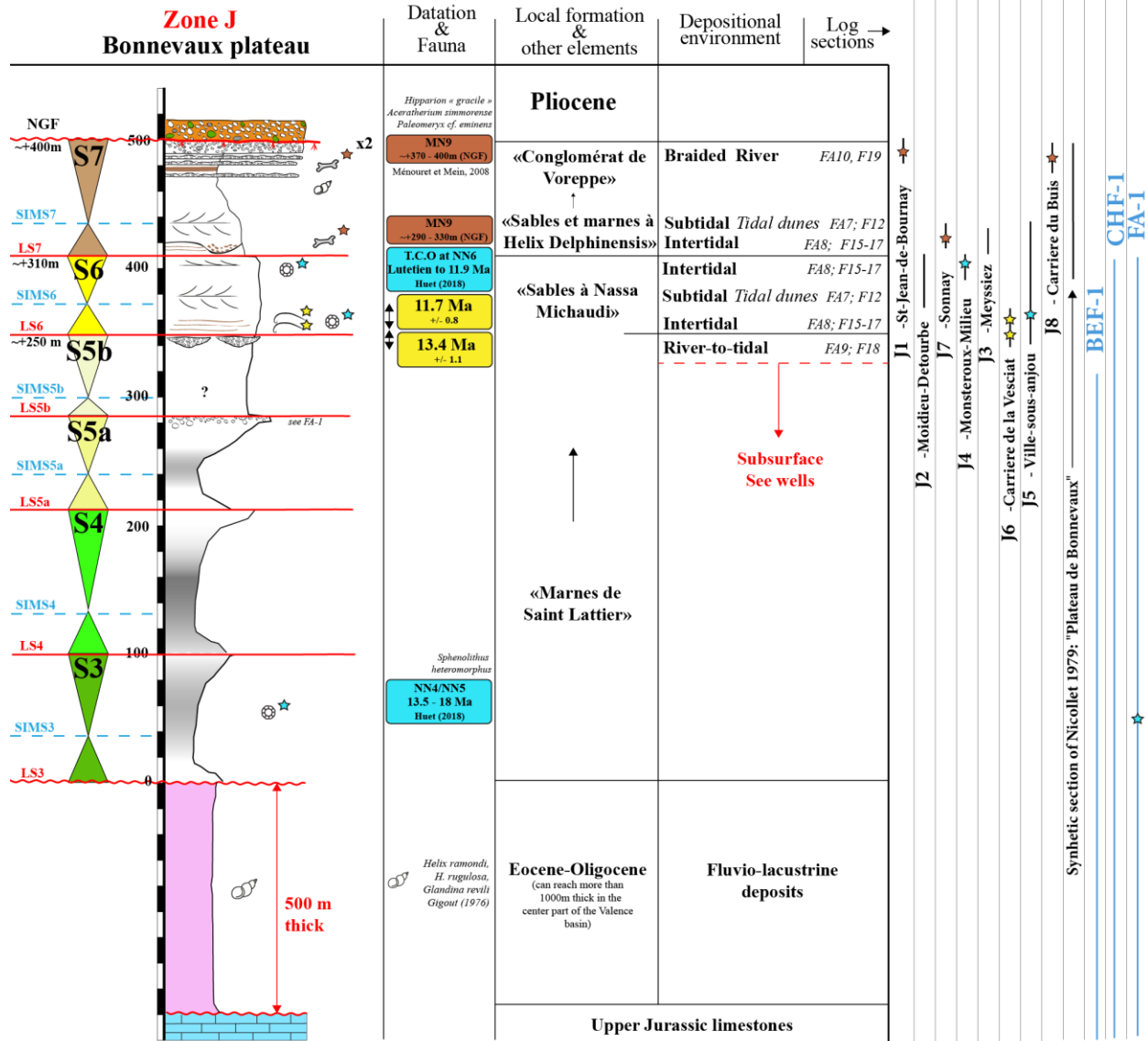


Figure 110: Coupe sédimentologique synthétique de la zone J. Construction de la coupe à partir des points de contrôles qui figurent à droite : Voir Figure 109 pour contexte géographique et Annexe 65 pour points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et interprétations séquentielles. Voir Figure 82 pour légende complète.

une nouvelle tendance à l’approfondissement, correspondant au cortège transgressif de la séquence S7. Il est fort probable que ce niveau plus marin corresponde aux niveaux fossilifères décrits historiquement dans les sables d’Heyrieu par Fontannes (1875) et Depéret (1895) et Demarcq (1962). L’attribution stratigraphique est confirmée par un gisement de vertébrés peu connu situé à Sonnay (J7)*, 3 km au Sud et à la même altitude. Il faut remonter à Guérin & Mein (1971) puis Depéret (1887) pour retrouver une trace de ce gisement. Ce dernier indique que le gisement est intercalé dans des sédiments marins. Guérin & Mein (1971), sur la base des faunes, attribuaient à l’époque un âge Vallésien correspondant aujourd’hui à MN9-10. Il s’agit vraisemblablement de la MN9 (S7) car aucune sédimentation marine n’a été décrite au cours de la MN10 (S8) dans toute la zone d’étude.

La régression de la S7 est contrainte vers le Nord à des distances importantes des points cités précédemment, rendant les corrélations altitudinales basées sur l'horizontalité du pendage trop hasardeuse. Quoiqu'il en soit, d'autres gisements de vertébrés ont été retrouvés et fournissant également un âge MN9 : le gisement de St-Jean-de-Bournay (entre 370 et 413m d'altitude, J1)* et également à la carrière du Buis, à une altitude de 395m NGF (J8)* cité dans la notice de la carte géologique au 1/50000 du BRGM « La côte St-André » (n°747, Monjuvent *et al.*, 1980). Ce dernier gisement a probablement poussé à l'erreur Nicolet (1979), dans sa proposition de coupe synthétique du plateau de Bonnevaux. En effet, c'est à partir de ce point que cette auteure place la base du Pliocène continental. En effet, P. Tassy y a identifié une dent de Mastodonte pouvant correspondre à *Anancus arvernensis* (Pliocène) ou à *Tetralophodon longirostris* (Miocène sup., MN9 et MN12, Mein, 1990). Or, toujours d'après cette notice, cette dent a été identifiée dans les sables côtiers/lagunaires à *Nassa Michaudi* qui sont d'âge Miocène supérieur. Mise à part cette confusion d'âge, la coupe de Nicolet (1979) ne change pas ; elle y décrit une sédimentation de plus en plus conglomératique à partir de 385m d'altitude NGF confirmant ainsi le caractère régressif et progradant de cette partie de la succession.

Séquence 8 et Pliocène – ~9.5Ma – ? Ma: Entre cette dernière unité sablo-conglomératique (sommet à 420m NGF) et la base des conglomérats pliocènes du Glaise de Chambaran (base à 430m NGF), la coupe de Nicolet (1979) indique, qu'au-dessus de ces conglomérats, une transition brutale marquée par l'occurrence d'un horizon sableux pourrait correspondre à la S8. Des analyses complémentaires sont à entreprendre pour mieux contraindre la série miocène sommitale de ce secteur bien cela risque d'être fortement affecté par l'érosion messinienne. En effet, au Sud de la zone, le canyon messinien de la Bièvre a été reconnu, tout comme son remplissage pliocène, marin puis continental (Cave, 2011). Le canyon messinien se poursuit d'ailleurs beaucoup plus au nord-est, puisque (Huet 2018) à retrouvé du Pliocène marin jusqu'au Lac de Paladru dans le sondage PA-1.

4.4. Secteur K : Le Plateau de Chambaran :

Ce secteur correspond à la continuité du plateau de Bonnevaux, décrit précédemment, vers le Sud et vers l'Est (Figure 109). Ils sont séparés par la vallée de la Bièvre et il est limité au Sud par la vallée de l'Isère. Le plateau lui-même est incisé par la Galaure et l'Herbasse et quelques-uns de leurs affluents, lesquels permettent de dégager des affleurements de molasse. C'est la plus large zone couverte par le Miocène.

La succession miocène du Plateau de Chambaran (K) a fait l'objet de nombreuses études depuis les travaux de Fontannes (1878, 1879, 1881). On peut surtout citer les travaux de Latreille (1969), Mortaz-Djallili (1977), Mortaz-Djallili et Perriaux (1979), Monjuvent *et al.* (1980) ou ceux plus récent de Kwasniewski *et al.* (2014).

* Figure 109 pour contexte géographique. Figure 110 pour contexte stratigraphique. Annexe 65 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

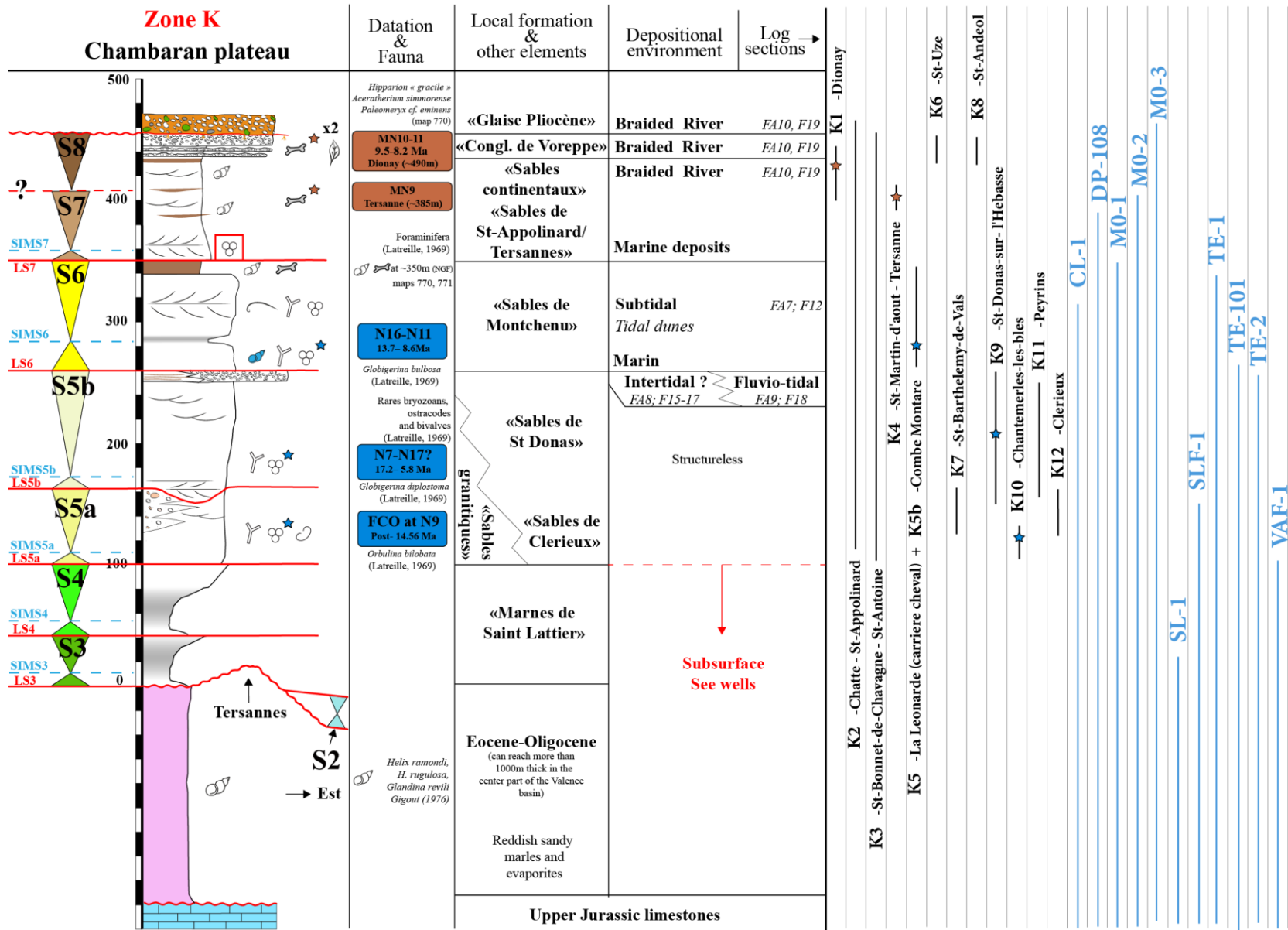


Figure 111: Coupe sédimentologique synthétique de la zone K. Construction de la coupe à partir des points de contrôles qui figurent à droite : Voir Figure 109 pour contexte géographique et Annexe 69 pour points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et interprétations séquentielles. Voir Figure 82 pour légende complète.

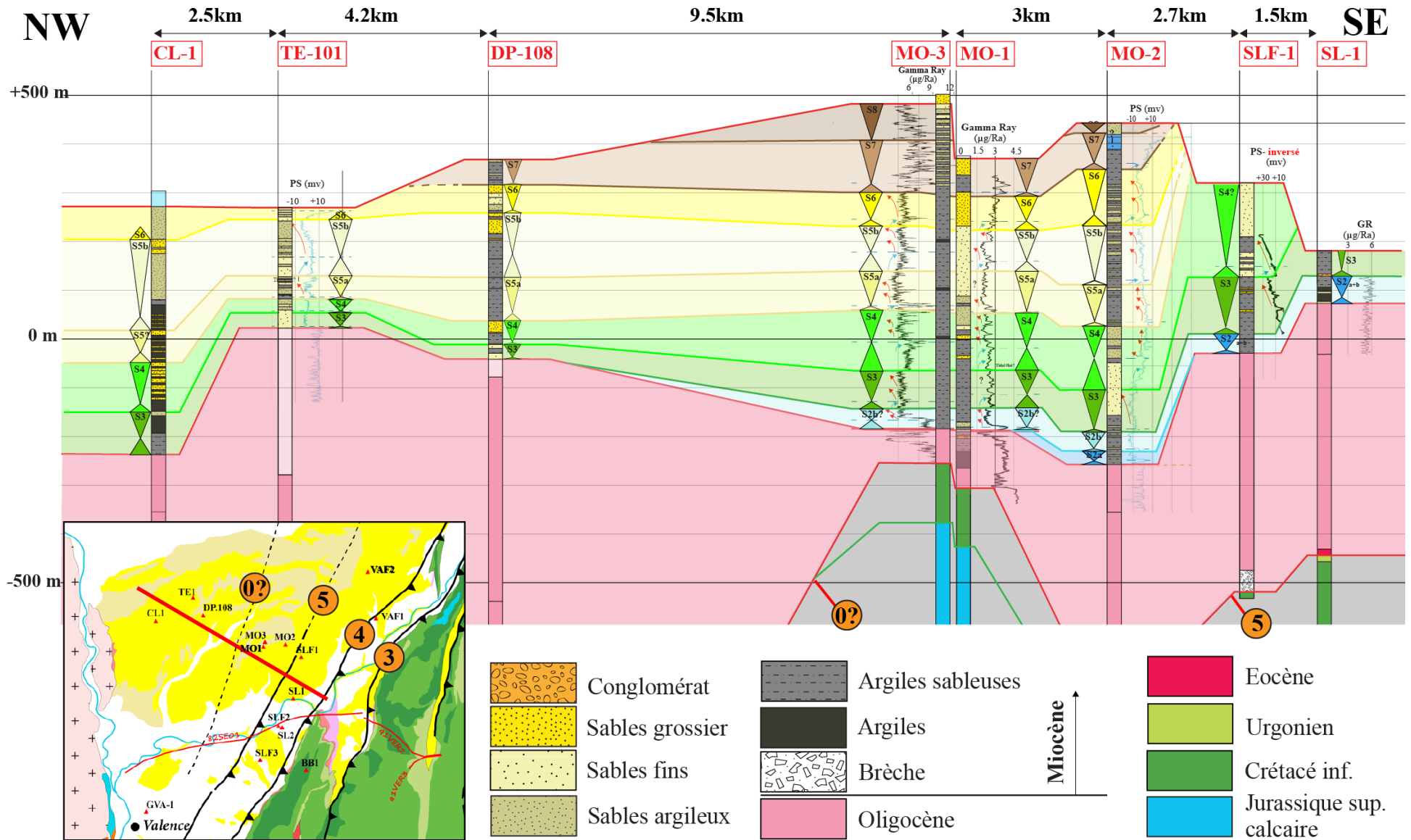


Figure 112: Transect SE-NW du Miocène du plateau de Chambaran (zone K), entre les puits SL-1 et CL-1. Les corrélations sont proposées à partir des découpages séquentiels résultant de l'étude des diagraphies.

Séquence 2 et 3 – Burdigalien supérieur– Langhien – ~17.8 Ma ?– 15? Ma: Seul le découpage séquentiel issu de l'étude des diagraphies permet d'identifier la présence très probable de la S2 à l'Est de la zone (MO-1, MO-2, MO-3, SL-1, SLF-1, SLF-2, SLF-3, VAF-1 ; Figure 112)*. Idem pour la séquence S3, qui elle, a été identifiée dans tous les puits. Les âges sont proposés par corrélation régionale.

Les séquences 2 et 3 sont représentées par les Marnes de Saint Lattier. Cette unité a été décrite pour la première fois par Demarcq (1962) quasi exclusivement à partir des données de sub-surface dans les puits listés ci-dessus. Ces marnes affleuraient très ponctuellement dans la Vallée de l'Isère (Latreille, 1969) avant l'enneigement du barrage de Pizançon (à Romans-sur-Isère ; Rubino, comm. pers). C'est donc presque uniquement à partir des données de forages que ces deux séquences seront analysées.

Dans le puits SL-1*, la base du Miocène montre la succession suivante : (i) un fin niveau sableux à la base, (ii) 50 mètres d'argiles sableuses, et (iii) un niveau conglomératique fossilifère de 4 mètres d'épaisseur. Ce niveau fossilifère affleure à la base de la coupe de Beauvoir (31, annexe 18). Il s'agit en fait de débris d'huîtres de grande taille. Ces dimensions anormales de coquilles d'huîtres sont typiques du cortège transgressif au-dessus de la LS3 dans le Royans (voir secteur G) permettant ainsi une corrélation. Dans le puits SL-1*, par encadrement stratigraphique, la séquence sous-jacente correspond donc à la S2. Par extrapolation avec les puits voisins et d'après les signatures diagraphiques, la S2 est donc très probablement présente dans les puits SLF-1, SLF-2, SLF-3 et peut-être également SL-2.

Partout ailleurs, c'est-à-dire vers l'W-NW, la sédimentation miocène débute probablement avec la S3. Il s'agit d'une sédimentation essentiellement marneuse, vraisemblablement de la partie inférieure des marnes de « St-Lattier ». L'épaisseur de la séquence varie entre 50 et 150 m d'épaisseur (à l'Est : VAF-1)*. Les puits de Tersannes constituent une exception : en effet, la séquence est peu épaisse et est constituée par un sable grossier (TE101, TE-1, TE-2)*. Cette tendance a également été observée dans le puits de Beurepaire (BEF-1)* qui est situé à environ 12 km au Nord. Dans ce puits, la S3 est aussi peu épaisse et caractérisée par des sables grossiers, ce qui indique très probablement une proximité au littoral. De plus, la base du Miocène est située entre 20 et 30m d'altitude (NGF), tandis que dans les puits voisins, cette même base est plus basse en altitude : -42m NGF pour DP-108* à l'Est, et -240m NGF pour CL-1* à l'Ouest. Il s'agit là probablement d'une preuve de l'existence d'un haut topographique au Miocène, ayant limité l'extension de la mer langhienne.

Dans ce contexte, les dépôts de sables grossiers sur ces points hauts pourraient correspondre à des interfluviaux. Les points bas résulteraient alors d'incisions localisées, résultat de la chute du niveau marin du Burdigalien terminal tel que Besson *et al.* (2005) le décrit dans le bassin molassique Rhodanien au sud. Cette dernière hypothèse est partiellement supportée par les nombreuses petites irrégularités topographiques que Kwasniewski (2010) a observé sur des profils sismiques.

*Figure 109 pour contexte géographique. Figure 111 pour contexte stratigraphique. Annexe 69 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

Séquence 4 – Langhien supérieur – ~15 Ma ?– 14? Ma: Le découpage séquentiel issu de l'étude des diagraphies permet d'identifier la présence de la S4 dans tous les puits (Figure 112). Les âges sont proposés par corrélation régionale.

Dans la majeure partie des cas (puits CL-1, DP-108, MO-1)*, cette séquence débute par une sédimentation marneuse : il s'agit de la partie supérieure des « marnes de St-Lattier ». La signature diagraphique, ainsi que la lithologie évoluant vers des sables, traduisent une tendance à la régression (CR). Par corrélation altitudinale, ces sables correspondent probablement à la base des sables de St Donat tels qu'ils sont décrits par Demarcq (1962, 1970) ou Latreille (1969) et qui affleurent dans les talwegs de l'Herbasse et de ces affluents (Figure 113). Ces sables se sont déposés dans un environnement de dépôts de type shoreface (Rubino, comm. pers).



Figure 113: La base des Sables de St Donat au Sud de la Localité, probable cortège régressif de la S4.

Séquence 5a-b – Langhien supérieur ? - Serravalien inférieur? – ~14 Ma ?– 12? Ma: le découpage séquentiel issu de l'étude des diagraphies permet d'identifier la présence de la S5 dans tous les puits. *Orbulina bilobata* (N9-N23) trouvé à Chantemerles-les-Blés (K10)* indique un âge postérieur à 14.56 Ma, ce qui permet une attribution syn- ou post-S5. Les âges sont proposés par corrélation régionale.

Dans la plupart des puits, cette séquence correspond à des sables argileux. A l'affleurement, il s'agit de l'essentiel des sables de St-Donat d'origine alpine, qui affleurent assez largement dans

*Figure 109 pour contexte géographique. Figure 111 pour contexte stratigraphique. Annexe 69 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

tout le Sud du Plateau de Chambaran (notamment dans la vallée de l'Herbasse), et des sables granitiques de Clérieux et St Barthélemy de Vals pour les zones en bordure du Massif Central (Latreille, 1962, 1969). D'après cet auteur, il s'agit d'une ceinture sableuse monotone à stratification confuse et très peu fossilifère. Toujours d'après Latreille (1969), on retrouve cette unité entre 180 et 280m NGF dans le plateau de Chambaran occidental. Ils y affleurent notamment aux points K6, K7, K9 et K10(*). La meilleure coupe sédimentologique des sables de St-Donat est située dans la localité éponyme, à proximité du cimetière situé au Nord de la ville (K9, à 220m NGF)*. La base de la formation sableuse n'est pas visible, mais l'évolution verticale des faciès sur 35m, montre que l'on passe de sables de *shoreface* à HCS (10m, ~FA3), passant à des grès de plage (~FA4) et se terminant par des grès à stratifications obliques 3D d'abord tidal (~FA8, « Sand Flat » ?) puis plutôt dominé par les influences fluviales (Kwasniewski, 2010 ; Kwasniewski *et al.*, 2014). Cette succession indique une tendance progradante de ces sables.

C'est à Chantemerle-les-Blés (K10, à 225m NGF)*, qu'une coupe d'une dizaine de mètres affleure. Lesueur *et al.* (1990) décrit également une tendance régressive (CR) à travers 7.5 mètres de sables subtidaux (~FA7) surmontés par 2.5m de dépôts de plage (~FA4). Une microfaune y a également été décrite par Latreille (1969). Essentiellement composée de foraminifères benthiques indiquant un environnement très littoral, c'est dans ces dépôts côtiers sommitaux qu'*Orbulina bilobata* (N9-N23) a été trouvée.

La pétrographie des sables granitiques de St Barthélemy de Vals observée à Chantemerle-les-Blés (K10)* indiquant des apports depuis le Massif Central à l'Ouest (Figure 109), ainsi que les structures sédimentaires d'origine tidales, indiquent un contexte estuarien qui drainent un réseau hydrographique dans le Massif Central à l'Ouest (Lesueur *et al.*, 1991). Toujours en bordure du Massif Central, plus au sud, à Clérieux (K12)*, des structures similaires ont été retrouvées (Figure 114). Un spectaculaire affleurement montre une intercalation entre des sables d'origine alpine et des sables granitiques centraliens. D'après Kwasniewski (2010), on y observe une barre tidale longitudinale (~FA7) à la base qui passe verticalement à des sables qui montrent des structures diagnostiques du déferlement (~FA4). Cet ensemble est incisé par un large chenal qui pourrait correspondre à la limite de séquence de la S5b.

Séquence 6 – Serravalien supérieur ? – ~12 Ma ?– 10.8? Ma: Le découpage séquentiel issu de l'étude des diagraphies permet d'identifier la présence de la S6 dans tous les puits (Figure 112). A l'appui, c'est à la Combe Montaire (K5b)* que Latreille (1969) y décrit *Globigerina bulbosa* (Langhian à Tortonian, N11 à N16) et *Globigerina diplostoma* (Burdigalian sup. à Tortonian, N7 to N17) donnent un assemblage N16-N11 (Boudagher-Fadel, 2015) correspondant un âge compris entre 13.7 Ma et 8.6 Ma, ce qui est cohérent avec les âges proposés par corrélation régionale.

Dans la plupart des puits, cette séquence débute par une sédimentation fine matérialisant le cortège

*Figure 109 pour contexte géographique. Figure 111 pour contexte stratigraphique. Annexe 69 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

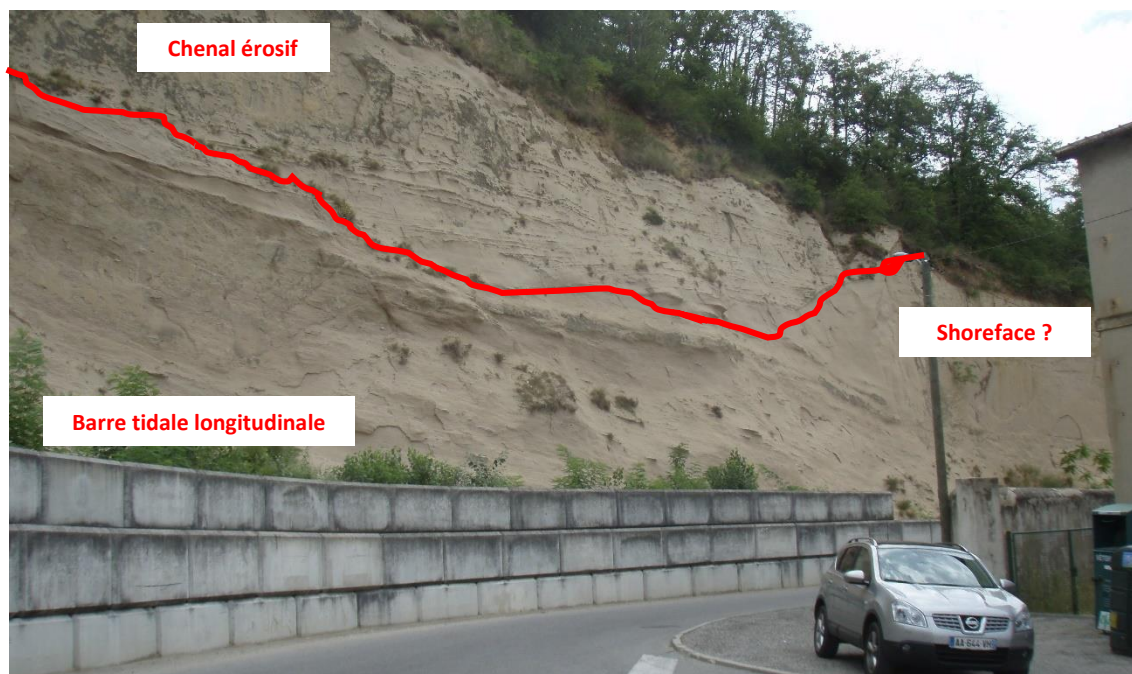


Figure 114: Affleurement de Clérieux montrant une grande barre tidale longitudinale dans les sables granitiques à la base, surmontée par les sables alpins de St Donat à laminations planes et recoupés par un chenal très érosif (Vallée incisée en base de S5b ?)

transgressif qui n'est jamais très épais. Intervient alors le cortège régressif (CR) qui se démarque de toute la succession miocène de ce secteur (notamment dans le Plateau de Chambaran occidental) par la grande richesse en débris de coquilles (lamellibranches, polypiers, bryozoaires, échinodermes). Il s'agit de la ceinture fossilifère située entre 280 et 340m d'altitude NGF que Demarcq (1962, 1970) appelle « sables de Montchenu » (équivalent de l'unité 2 de Depéret, 1896). Ces sables affleurent en surface aux points K4, K5 et K5b(*). Ils sont souvent beaucoup plus grossiers que les sables sous-jacents de St Donat et renferment une microfaune essentiellement composée de foraminifères benthiques et d'ostracodes indiquant un environnement très littoral (l'auteur a tout de même découvert la présence des formes planctoniques citées plus haut). Les sables de la carrière « Cheval » (K5*, à 310-330m d'altitude ; Figure 115)* sont constitués d'une alternance entre dunes tidales transverses et barres tidales longitudinales (Kwasniwski, 2010 ; Rubino, comm. pers). A première vue, ce type de corps sédimentaire traduit un CT. Or, à la même altitude, le puits DP-108, à 1km au Nord-Ouest, montre une signature diagraphique qui tend à la régression (Figure 112). Dans ce contexte, les dunes tidales (~FA7, F11 – « Large scale tidal dunes ») pourrait s'être déposées en contexte de « Bayhead delta » (embouchure d'un delta) à l'image des barres tidales de la Gironde (Allen & Posamentier, 1993, 1994), ou encore des barres tidales de la formation des « Sego sandstones » dans les Book Cliffs (Aschoff *et al.*, 2018).

*Figure 109 pour contexte géographique. Figure 111 pour contexte stratigraphique. Annexe 69 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.



Figure 115: Dune tidale longitudinale à la base de la carrière Cheval dans le cortège régressif de la S6.

Le CR est finalement couronné par une sédimentation continentale. En effet, la notice de la feuille de Serrières (770) indique des argiles d'eau douce au sommet du ravin de la Vermeille (~350m NGF, K4)*. Or, il ne peut que s'agir du sommet du CR de la S6 car la sédimentation marine reprend entre 350 et 370m NGF. Cette dernière ne peut donc être que le cortège transgressif de la S7 (voir paragraphe ci-après).

Séquence 7 – Tortonien inférieur – ~10.8 Ma ?– 9.5? Ma : Le découpage séquentiel issu de l'étude des diagraphies permet d'identifier la présence de la séquence S7 dans les puits de Montmirail (MO-1, MO-2 et MO-3, Figure 112)* et le puits de Montchenu (DP108)*. Le cortège régressif est daté par la présence de gisement de vertébrés à Tersannes (K4, Guerin & Mein, 1971)*. Les âges sont proposés par corrélation régionale.

Le caractère transgressif de la base de cette séquence est marin. Il est connu depuis longtemps et correspond aux sables à *Nassa Michaudi* (Fontannes, 1878) ou à l'unité 3 de Depéret (Depéret, 1896, 1897). En effet, entre St-Martin-d'Aout et Tersannes (entre 350-370m NGF, K4)*, Demarcq (1962, 1970) signale lui aussi la présence des sables à « *Nassa michaudi* » riche en gastéropodes, lamellibranches et polypiers. La sédimentation marine est confirmée par Rubino (comm. pers.), qui a observé des dunes tidales à drapages argileux (~FA7 subtidal) dans ces affleurements. A St-Martin-d'Aout, Latreille (1969) décrit même un niveau calcaire interstratifié dans des argiles ayant livré des foraminifères planctoniques. Ce niveau indique probablement la surface d'inondation maximale. La sédimentation marine s'achève par des sables plus fins, argileux, livrant des foraminifères à caractère saumâtre (Latreille, 1969). Cette sédimentation laisse rapidement place à des dépôts continentaux, correspondant aux sables à *Helix Delphinesis* (comme dans la zone précédente). Ceux-ci sont toujours constitués par des sables à festons dans lesquels s'intercalent quelques niveaux de conglomérats. C'est dans des niveaux sablo-marneux continentaux que se trouve le gisement de vertébrés attribué à la biozone MN9 (K4)* cité ci-dessus.

Séquence 8 – Tortonien supérieur ou plus jeune ? – ~9.5 Ma à ? Ma : Le découpage séquentiel issu de l'étude des diagraphies permet d'identifier la présence de la séquence S8 dans les puits de Montmirail (MO-2* et MO-3*, Figure 112). Le gisement de vertébrés de Dionay (K1)* apparaît

*Figure 109 pour contexte géographique. Figure 111 pour contexte stratigraphique. Annexe 69 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

dans cette séquence avec une attribution biozonale à la MN10* (9-9.5Ma) d'après Mein (1999), ou 9–10Ma d'après Lazzari et al. (2010) (voir K1* pour discussion).

Dans le plateau occidental, à St-Andéol (K8)*, Mandier (1988) décrit une sédimentation fluviale conglomératique d'âge miocène à 430m d'altitude NGF qu'il a qualifiée de « Cailloutis de St Andéol ». Antérieurement connue comme la Formation de Chambaran, l'origine et l'âge de cette unité faisait débat: (i) une altérite du Miocène pour Lory (1863), (ii) la formation de Lens-Lestang d'âge pliocène pour Ballésio (1972), (iii) du Quaternaire (Viret, 1954; Bravard & Veyret, 1964).

Une ré-attribution Miocène de cette unité est proposée par Clauzon *et al.* (1990). Ce dernier en fait un témoin des niveaux continentaux miocènes pré-messinien les plus élevés qui soient, préservés dans cette zone. L'auteur associe le « Cailloutis de St-Andéol » à la surface d'abandon anté-crise de salinité messinienne. Cette série est donc probablement un équivalent latéral de la partie supérieure de la S8 observés dans les zones F (La Bièvres), H (La-Tour-du-Pin) correspondant aux termes sommitaux des « Conglomérats de Voreppe » (*sensu* Mortaz-Djallili, 1977 ; Mortaz Djallili & Perriaux, 1979 ; Perriaux *et al.*, 1984) ou des « Conglomérats de « Toutes Aures » (Demarcq, 1962).

4.5. Secteur L : Le bassin de Crest

Au Sud de Valence, le bassin de Crest se situe à l'extrémité sud de l'ensemble de la zone d'étude (Figure 116). Pour son étude, nous nous sommes appuyés sur l'étude du sondage de Montoisson au centre du bassin (BMT-1, détails en Annexe 82, localisation en Figure 116). Nous avons également pu proposer une révision du cadre stratigraphique à partir de datations Strontium de niveaux situés à la base du Miocène. Ces données sont implémentées dans les coupes sédimentologiques issues de Lesueur *et al.* (1990) et Rubino *et al.* (1990). La thèse de Jeannolin (1985) a également été particulièrement utile. Cette dernière succède aux travaux de Fontannes (1881), actualisés ensuite par Demarcq (1959, 1962, 1970).

Séquence 2a (~0-20m) – Burdigalien supérieur – ~ 17.8? – 17.5 Ma: La base de cette séquence est suggérée par l'âge obtenu à la base de la séquence sus-jacente (17.52 +/- 0.225Ma). Par corrélation régionale, il s'agit de la S2a (~18Ma). Cette attribution est appuyée par l'assemblage faunique (*Chlamys praescabrisuculus*) dans la molasse de base (Depéret, 1895; Demarcq, 1959, 1962, 1970; Gaston, 1959).

La transgression s'effectue sur un substratum oligocène très probablement incisé (Figure 118). Ce substratum oligocène correspond à des calcaires lacustres perforés par les lithophages, ou à des marnes. Le cortège transgressif de la S2a débute par un calcaire lumachellic (molasse de Fort-

*Figure 109 pour contexte géographique. Figure 111 pour contexte stratigraphique. Annexe 69 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

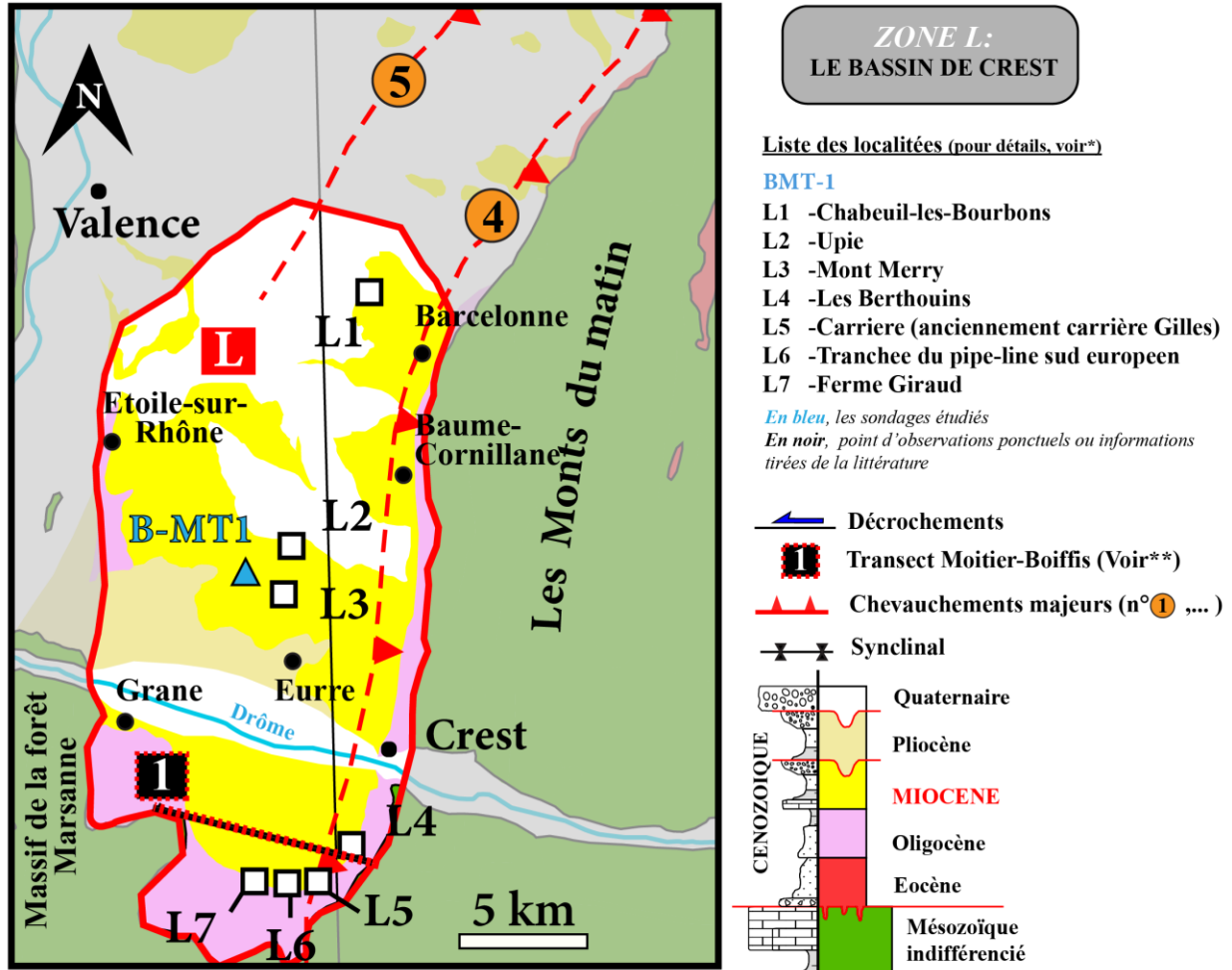


Figure 116: Contexte géographique et géologique de la zone L et présentation des points de contrôles.*voir Annexe 82. **voir Figure 118.

les-Coquilles, L6)*. Celui-ci est peu épais (quelques mètres) et absent sur les points hauts (Jeannolin, 1985). La surface d'inondation maximale est ensuite matérialisée par les marnes de la Grenette (30-40m) antérieurement définies comme les « Marnes de Grand Champ » Gaston (1959). Cette unité est également discontinue spatialement, due à la présence de hauts topographiques (Autichamp par exemple, Jeannolin, 1985 ; Lesueur *et al.* 1990). C'est dans ces marnes (L7)* que Demarcq *et al.* (1989) propose une « grade-datation » (basée sur les stades évolutifs des foraminifères) à 17.4 +/- 0.15 Ma. Il applique cette méthode sur *Globigerinoides trilobus*. Nous signalons tout de même que l'utilisation de cette technique est très controversée sur ce taxon. En effet, à partir de séquençage génétique, André *et al.* (2013) prouvent que les disparités morphologiques de ce taxon ne sont pas dues à des stades évolutifs mais à des différences de conditions de vie et de régime alimentaire. Néanmoins, Demarcq *et al.* (1989) signale la présence conjointe de *G. Sicanus* (marqueur de la biozone N8, correspondant au Burdigalien supérieur dans

*Figure 116 pour contexte géographique. Figure 117 pour contexte stratigraphique. Annexe 82 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

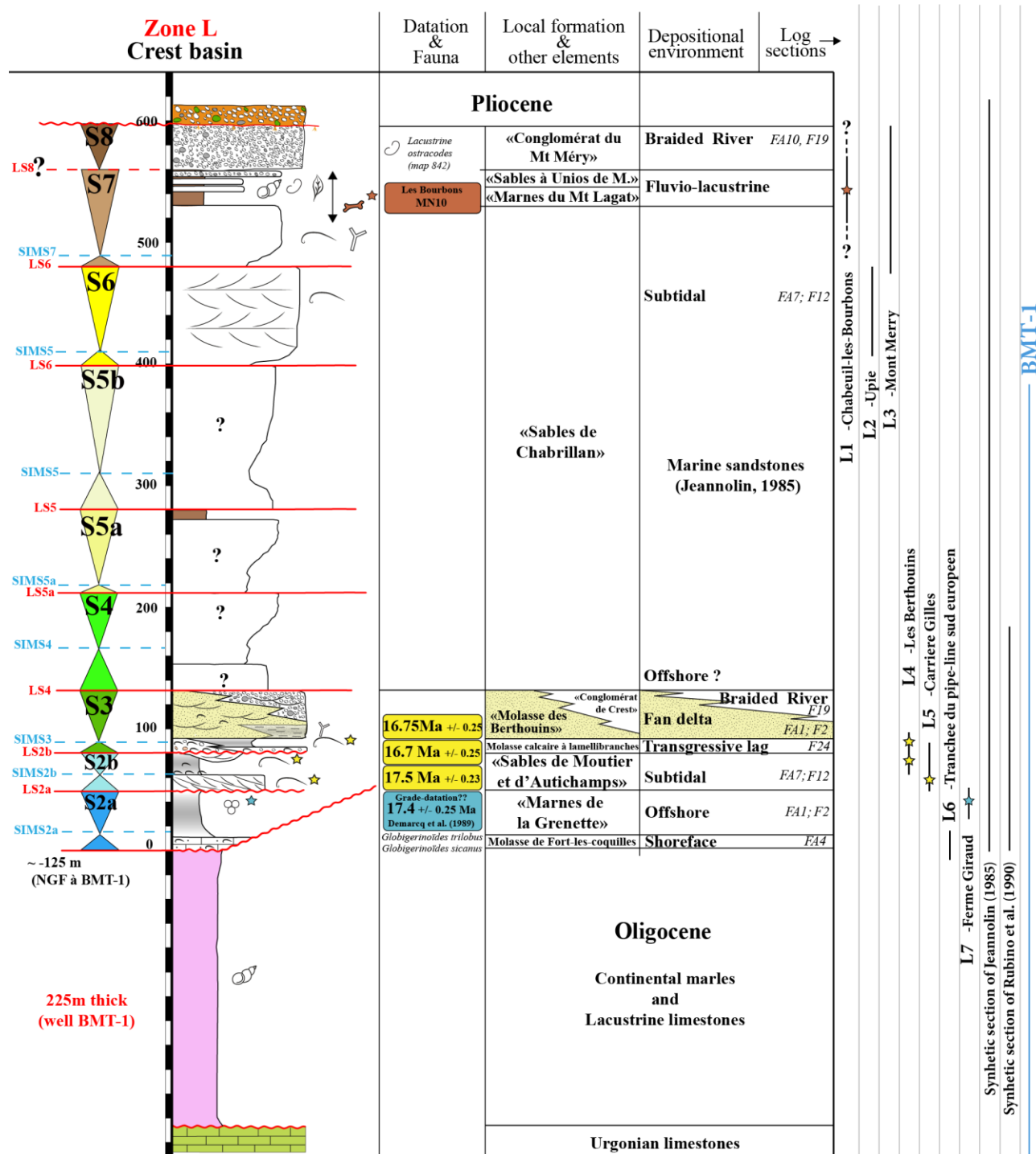


Figure 117: Coupe sédimentologique synthétique de la zone L. Construction de la coupe à partir des points de contrôles qui figurent à droite : Voir Figure 19 pour contexte géographique et Annexe 82 pour points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et interprétations séquentielles. Voir Figure 82 pour légende complète.

l'échelle de Boudagher Fadel., 2015) dans le même niveau, permettant d'appuyer la robustesse de cet âge. Rubino *et al.* (1990) signale que, par endroits, ces marnes s'enrichissent en sables vers le haut, témoignant ainsi d'une tendance régressive (CR).

A Crest (Figure 118), on retrouve toujours les deux cortèges de dépôts de la séquence, notamment les carbonates bioclastiques (« molasse de Fort-les-coquilles »), directement transgressif sur le mésozoïque par l'intermédiaire d'un conglomérat à galets verdis, particulièrement visibles sous la tour de Crest (Rubino, comm. pers). En longeant vers le Nord-Nord-Est la bordure Ouest des Monts-du-Matin jusqu'à la Baume-Cornillane (Figure 106), le conglomérat de base transgressif est verticalisé et devient plus argileux. Il est toujours surmonté de marnes silteuses équivalentes des « Marnes de la Grenette, (Demarcq, 1959, et Chenevoy et al., 1977) qui progradent pendant le cortège régressif de cette séquence. Toujours vers le Nord, jusqu'à Barcelonne (Figure 106), le Burdigalien s'amincit jusqu'à disparaître (Demarcq, 1959).

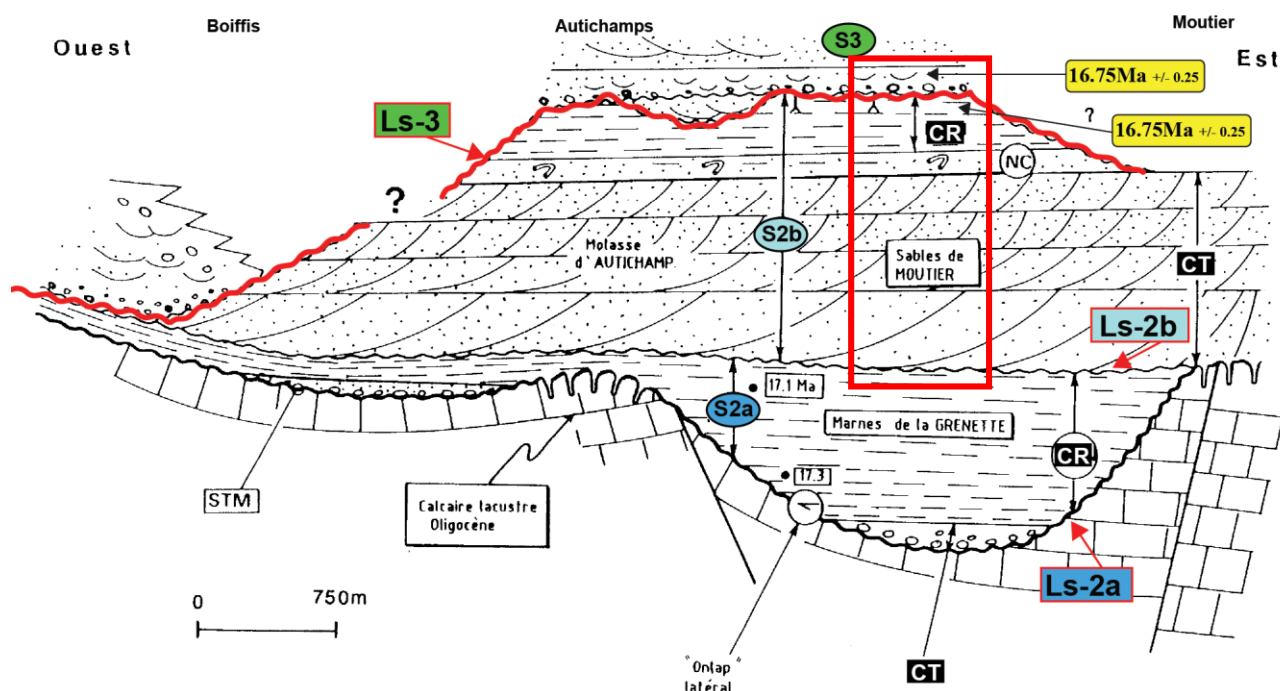


Figure 118: Transect Est-Ouest du bassin de Crest, entre Moutier et les Boiffis (voir Figure 116 pour le tracé exact, modifié de Lesueur *et al.*, 1990). L'encadré rouge correspond à la position stratigraphique de la photographie présentée en Figure 119.

Séquence 2b (~10-30m) – Burdigalien supérieur – Burdigalien terminal – 17.5 Ma – 16.7 Ma:

La base de cette séquence a fourni un âge Strontium de 17.52 +/- 0.225 Ma dans une nouvelle carrière en position équivalente à la Carrière Gilles aujourd'hui disparue (L5)*, au-dessus d'un niveau condensé ferrugineux (Figure 119). Les dépôts sommitaux ont fourni un âge Strontium de 16.7 +/- 0.25 Ma aux Berthouins (L4)*.

*Figure 116 pour contexte géographique. Figure 117 pour contexte stratigraphique. Annexe 82 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

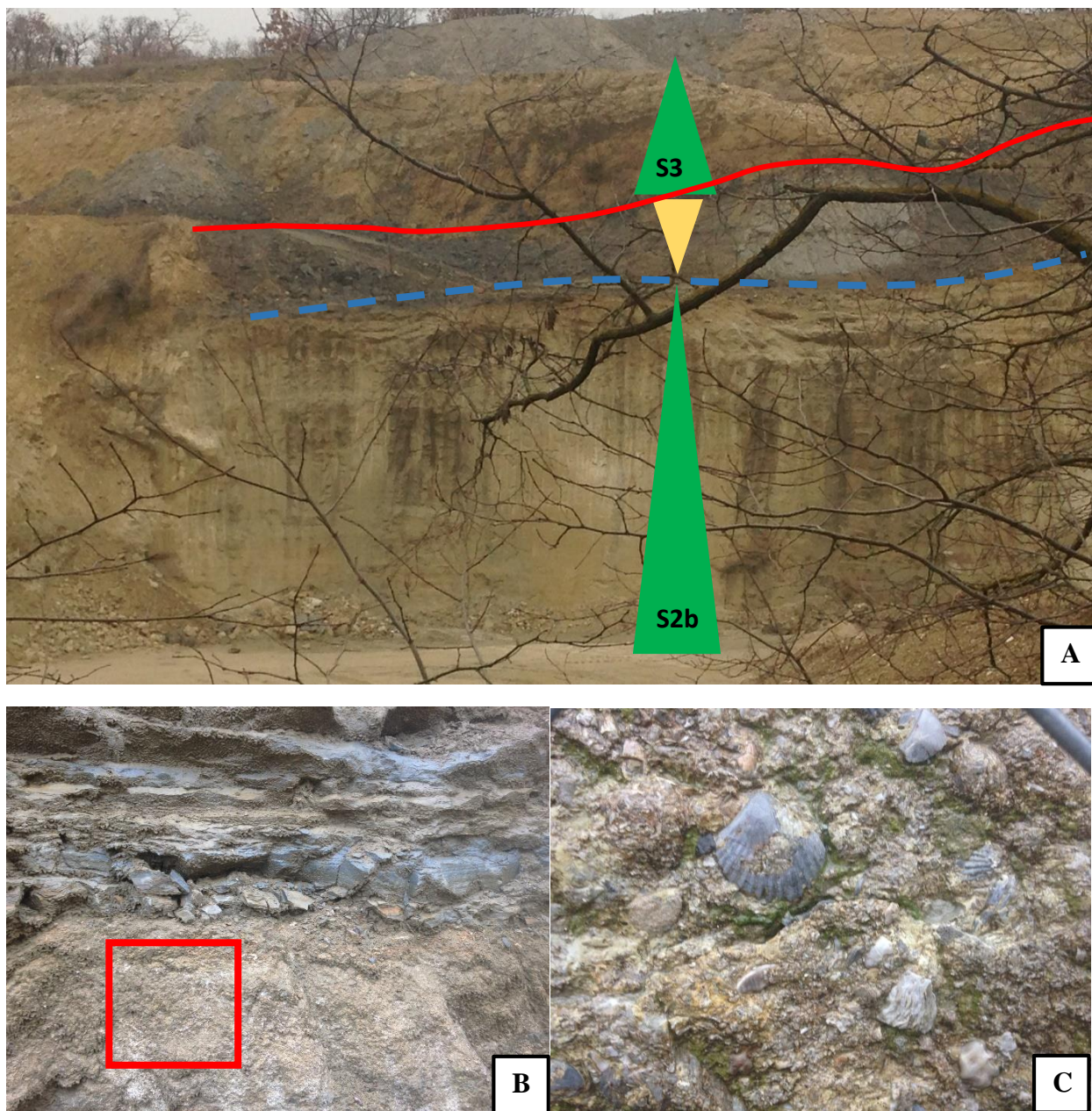


Figure 119: La S2b et la S3 dans la carrière au Sud de Crest (L5)* en position équivalente à la Carrière Gilles. Contexte stratigraphique du front de taille en Figure 118. (A) Front de taille montrant à la base les dunes tidales (~FA7) de la séquence S2b (datation Strontium à la base à 17.525 +/- 0.225 Ma) surmontées par le niveau de condensation et les argiles du CR de S2b, et au sommet la base érosive de la séquence langhienne S3. (B) Base du cortège transgressif de la séquence S2b. Zoom sur le niveau de condensation bioclastique (C) qui a fourni la datation Strontium.

*Figure 116 pour contexte géographique. Figure 117 pour contexte stratigraphique. Annexe 82 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

La base de cette séquence affleure également sur la bordure Sud du bassin. Il s'agit de la formation des « Sables de Moutier » qui équivalent latéralement aux sables d'Autichamps comme le suggérait déjà Demarcq (1959). D'après Lesueur *et al.* (1990), une surface érosive les sépare de la séquence sous-jacente. Le cortège transgressif est représenté par des sables moyens à grossiers subtidaux (FA7) de 10 à 30 mètres d'épaisseurs toujours visibles dans la nouvelle carrière (L5*, Figure 119) et interprétés (comme dans la carrière Gilles) comme des dunes tidales transverses migrant globalement vers le Sud (Lesueur *et al.*, 1990). Localement, ceux-ci se déposent directement sur le substratum oligocène, indiquant encore une fois la présence de points-hauts. Surmontant cette unité, un niveau très bioclastique, carbonaté, bioturbé et ferruginisé de 0.5m est interprété comme un niveau de condensation (Lesueur *et al.* 1990, Rubino *et al.*, 1990) : il s'agit de la probable matérialisation de la SIM de la S2b. C'est le long de la D538 que la suite de la succession est visible (L4)*. Il s'agit de marnes et de sables toujours fossilifères qui ont fourni l'âge cité plus haut, de 16.7 Ma +/-0.25. Cette unité argileuse de quelques mètres est surmontée par un paléosol, suggérant le sommet du CR lors de la phase d'émersion associée à la limite de séquence. Ceci va dans le sens des anciennes observations dans la carrière Gilles (L5) : sous la limite de séquence suivante, les restes d'un paléosol s'exprimant sous la forme de glaebules carbonatés ont été décrits (Rubino *et al.*, 1990; Lesueur *et al.*, 1991).

Séquence 3 (~50m) – Burdigalien terminal - Langhien – 16.7 – ~15 ? Ma: 1 âge Strontium au-dessus de la limite de séquence permet de proposer un âge pour la transgression à 16.7 +/- 0.25 Ma. L'âge du toit de la séquence est proposé par corrélation régionale.

Surmontant une surface érosive nette correspondant à la limite de séquence de la S3 (L4*, L5*, Figure 119), le cortège transgressif est représenté par la « molasse calcaire à lamellibranches » (de quelques mètres d'épaisseur) ou Molasse calcareuse de Demarcq (1962, 1970). A l'Ouest du secteur (bordure orientale du massif de la forêt de Marsanne, Figure 116), il s'agit d'une unité conglomératique riche en *Ostrea crassissima*: « le cordon littoral de Grane et d'Abonil » (Jeannolin, 1985). La présence abondante d'*Ostrea crassissima*, aussi appelée « Conglomérat de Grane » (notice carte géologique de Crest, Chenevoy *et al.*, 1977; Jeannolin, 1985); cette formation y est directement transgressive sur les « Marnes de la Grenette » (CR de S2a) (Demarcq, 1962-1970; Chenevoy *et al.*, 1977; Lesueur *et al.* 1991). Cela indique clairement que la transgression langhienne empiète plus loin vers l'Ouest que la transgression burdigalienne. La présence abondante d'*Ostrea Crassissima*, la position stratigraphique de cette unité et sa patine rousse permettent d'établir une corrélation quasi-certaine avec la Molasse Rouse du Royans (Secteur G, CT de la S3).

D'après l'interprétation diagraphique, cette unité conglomératique est visible dans le puits BMT-1* (Figure 120). En effet, à 338m de profondeur apparaît 9 mètres de conglomérats « à éléments siliceux et calcaires », sans plus de précision lithologique. De plus, l'épaisseur totale de la S3 à

*Figure 116 pour contexte géographique. Figure 117 pour contexte stratigraphique. Annexe 82 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

l'affleurement est de 50m (Jeannolin, 1985), ce qui est cohérent avec l'épaisseur de cette séquence dans le découpage séquentiel proposé pour ce puits.

A l'affleurement, sur la bordure Sud, l'unité transgressive de base passe à des marnes marines distales fossilifères (L4)*, correspondant à la surface d'inondation maximale de la S3. Au Sud-Est, cette SIM correspond à un niveau d'argiles grises qui a été décrit lors de l'élargissement de la RD 938 (BRGM (1977)). Ils sont immédiatement surmontés, toujours à l'Est, par des sables bioturbés (Rubino *et al.*, 1990) ; l'absence de sédimentation plus sableuse en bordure Est de la zone, prouve que la S3 transgresse par-dessus les Monts-du-Matin. En revanche, pour évaluer l'ampleur de l'empiètement marin vers l'Est, il faut prendre en compte les observations réalisées dans les secteurs G, E, B, en direction des chaînes subalpines. Ce travail est proposé en synthèse de ce manuscrit.

Le CR est représenté par une unité sableuse : « la molasse des Berthouins » (L4)*. D'après Rubino *et al.* (1990), il s'agit de sables deltaïques progradant vers l'Est (entre Grane et Crest, ce qui indique une source d'apport depuis l'Ouest) constitués de nombreuses séquences granodécroissantes, et passant progressivement vers la bordure Est du bassin à des faciès plus fins pro-deltaïques. Surmontant cette sédimentation fine marine, Jeannolin (1985) indique la présence d'un conglomérat fluviatile (« le conglomérat de Crest ») qui prograde vers l'Ouest et qui marque donc la fin du CR de la S3. Sur la bordure Ouest de la zone, aux alentours de Grane (Figure 116), cette même unité passe selon les auteurs, soit aux « Grès de Grane », soit au cordon littoral de Grane et d'Ambonil » (Jeannolin, 1985). Au Nord-Ouest de la zone, à Etoile sur Rhône (Figure 116), cette unité empiète directement sur l'Oligocène et l'on trouve des galets perforés attestant d'un environnement de dépôt littoral (Jeannolin, 1985). Les galets principalement d'origine centralienne (Jeannolin, 1985) prouve une fois de plus que la bordure Ouest de la mer Miocène correspondait approximativement à l'actuelle bordure du Massif Central.

Séquence 4-5a-b-6 (~200m) – Langhien-Serravalien – ~15- ~10.8 Ma : Aucune contrainte temporelle. Ages proposés par corrélation régionale, entre les âges supposés des transgressions S4 et S7.

Le découpage séquentiel issu de l'étude diagraphique du sondage BMT-1* (Figure 120) permet d'identifier la présence des séquences S4-S5a-S5b. Ces 3 séquences font entre 50 et 80 mètres d'épaisseur chacune. Il s'agit d'une sédimentation essentiellement sableuse et les cortèges transgressifs sont peu épais d'après le découpage séquentiel du puits BMT-1*. A l'affleurement, ces séquences sont difficiles à reconnaître compte tenu d'une dense couverture végétale et de l'absence de coupes sédimentologiques continues. Elles sont regroupées sous le nom de « sables de Chabrillan » (Demarcq, 1959), anciennement appelés « grès à *Terebratulina Calathicus* » *sensu* (Fontannes, 1879, 1881). Cette unité est constituée de grès stériles peu fossilifères qui s'enrichissent de plus en plus en éléments grossiers vers le haut. Seule la séquence S6 permet d'apporter quelques précisions.

*Figure 116 pour contexte géographique. Figure 117 pour contexte stratigraphique. Annexe 82 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

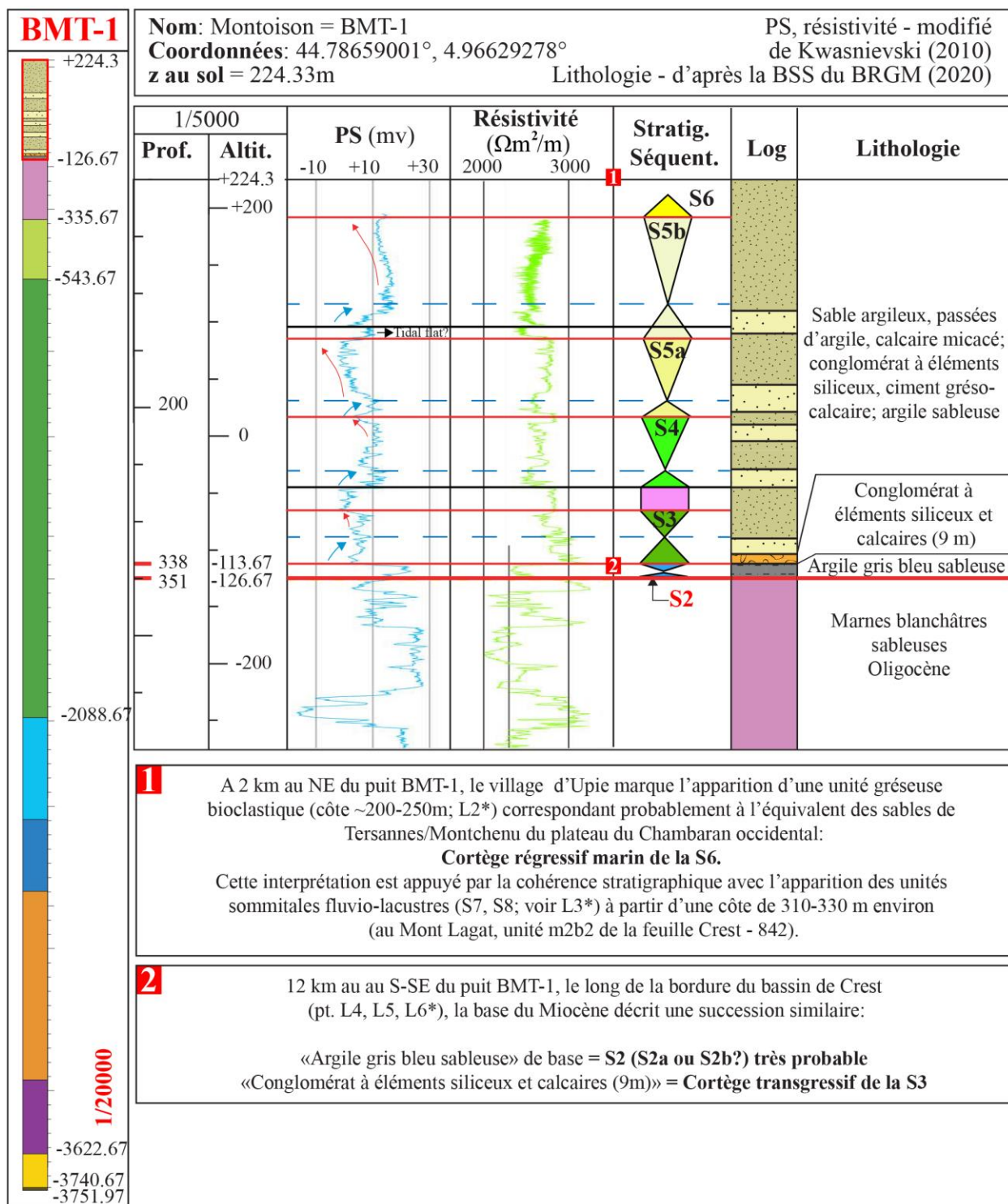


Figure 120: Interprétation séquentielle du sondage BMT-1, à partir des diagraphies.

Le sondage de Montoison (BMT-1*, Figure 120) permet d'identifier la limite de séquence de la S6 à environ 200m d'altitude NGF. La suite de la succession affleure en contre-haut de Montoison, d'abord dans le village d'Upie (L2)* puis sur les flancs du Mont Lagat (L3)* entre Upie (L2)* et Eurre (Figure 116). Dans le village d'Upie d'abord, affleurent de manière discontinue des sables

grossiers bioclastiques. 500m au Sud du Village, à environ 260m d'altitude NGF (L2)*, nous avons observé un complexe de dunes subtidales (FA7) dont les « *foresets* » font 3 mètres de hauteur (Figure 121). Ce niveau matérialise probablement la SIM. Il s'agit très probablement du niveau repère bioclastique de la S6 déjà observé dans les secteurs J et K. Il faudrait probablement de plus amples investigations pour apporter davantage de précisions au découpage séquentiel ici. La suite de la succession affleure non loin de là, sur les flancs du Mont Lagat entre Upie et Eurre (L3)*.



Figure 121: Grande dune tidale bioclastiques (F11, FA7) à Upie (L2)*, probable cortège transgressif de la séquence S6.

Séquence 7 – 8 (~300m) – Tortonien ? – ~10.8 – ~8? Ma : Aucune contrainte temporelle disponible mise à part la présence d'un gisement de vertébré peu connu : celui de Chabeuil-les-Bourbons (L1)* dont la position stratigraphique est peu précise compte tenu de sa position géographique excentrée par rapport aux autres points de contrôle. Ce gisement a tout de même le mérite d'identifier la présence de la S8. Le découpage séquentiel est délicat, et il n'est proposé qu'à partir des coupes fournies par Demarcq (1962, 1970) et Jeannolin (1985).

Au-dessus des sables bioclastiques cités précédemment, Demarcq (1962, 1970) signale :

*Figure 116 pour contexte géographique. Figure 117 pour contexte stratigraphique. Annexe 82 pour les points GPS, les données sédimentologiques, chronostratigraphiques et les interprétations séquentielles.

- d'abord, une unité sableuse marine de 50 mètres qui se démarque des sables sous-jacents par leur lithologie (50m). Par corrélation régionale, nous suggérons donc qu'il pourrait s'agir du dernier cortège transgressif marin Miocène : celui de la S7.
- ces sables passent ensuite à une mince série de marnes qui portent le nom de « marnes du Mont Lagat », dans lesquelles Jeannolin (1965) mentionne des niveaux de lignite, ce qui pourrait correspondre à des dépôts de plaine deltaïque, d'autant que ces marnes sont surmontées par ;
- les « sables à Unio de Montvendre » : ceux-ci renferment des ostracodes lacustres des empreintes végétales et des mollusques d'eau douce (voir point L3 pour références). Ces sables pourraient donc être soit des sables associés à la plaine deltaïque, soit des dépôts de chenaux dans une plaine alluviale prolongeant la progradation de la séquence S7 ;
- Enfin, il y a un enrichissement progressif en galets (Jeannolin, 1985) : il s'agit du « conglomérat du Mont-Miéry ». Celui-ci présente la particularité d'être composé essentiellement de galets calcaires locaux (Jeannolin, 1985). A la différence de la Bresse plus au Nord (secteur I), où la limite de séquence de la S8 ne pouvait être identifiée, les « conglomérats du Mont Mierry » dans la zone traitée ici, peuvent reposer directement sur les « Marnes du Mont Lagat » sans que les « sables à Unio de Montvendre » ne soient présents (Jeannolin, 1965). Ainsi il est possible d'interpréter ce contact brutal comme la base de la séquence S8. A l'appui de cette hypothèse, ces conglomérats dont l'épaisseur est de 50m, montrent une évolution verticale bien décrite par Demarcq (1962, 1970). Celle-ci est typique de celle de la progradation d'un piémont continental, à savoir, des chenaux conglomératiques isolés dans les sables et les argiles à la base, passant vers le haut à des conglomérats totalement amalgamés.

4.6. Synthèse de la stratigraphie du Miocène du Bas-Dauphiné, de la Bresse et du bassin de Crest

La série Miocène du bassin de Crest (zone L) est très similaire à celle du Royans (zone G), autant d'un point de vue succession sédimentaire qu'en épaisseur. Malgré cela, les deux secteurs ne devaient cependant pas communiquer. En effet les Mont-du-Matin existaient déjà et ce, probablement depuis l'Eocène supérieur, et n'ont été transgressés au Nord que pendant l'Helvétien (Giot, 1943). Cet étage, qui n'est plus utilisé aujourd'hui, est l'équivalent du Langien-Serravalien (~ S3-S4-S5). Ceci est aussi validé par le biseau du Burdigalien supérieur, en bordure orientale des Monts-du-Matin, au Nord-Est de la zone de Crest (L) ; ceci n'exclut cependant pas une communication via le Sud du Royans (zone G), ou par le plateau du Chambaran au Nord (zone K).

Toujours dans ces deux mêmes zones (bassin de Crest, zone L et synclinal du Royans, zone G), la **quasi-absence du faciès des « marnes de St-Lattier » fait contraste** avec les sondages du Bas-Dauphiné (zones F, H, J, K) vers le Nord. Ces sondages montrent pourtant que cette formation à dominance marno-argileuse est pourtant très épaisse. Or, dans les secteurs L et G, l'épaisseur de la S3 y est très faible. Cela suggère donc que ces 2 zones correspondaient à des points-hauts qui surplombaient le Bas-Dauphiné, ou bien à des zones plus proximales et moins subsidentes qui bordaient le Bas-Dauphiné.

5. Synthèse de l'étude chrono-stratigraphique de la zone d'étude :

Contraindre l'évolution spatio-temporelle de la déformation et dater les évidences de dépôts syn-tectoniques nécessite par essence un cadre stratigraphique précis. C'est pourquoi ce chapitre s'est voulu complet et particulièrement détaillé.

5.1. Récapitulatif des éléments clés de l'analyse sédimentologique et stratigraphique :

11 séquences de dépôts ont été décrites entre l'Aquitainien supérieur et le Tortonien, toutes probablement d'origine eustatique (Miller *et al.*, 2005 ; Figure 77), à l'exception des séquences S1a et S8 (voir ci-dessous). D'un point de vue sédimentologique et stratigraphique, les points majeurs à retenir sont les suivants :

- (i) **La séquence S1a n'a été identifiée que dans la zone A** : les âges Strontium indiquent une corrélation probable avec la transgression eustatique T2a. Or, celle-ci montre une montée du niveau de la mer de 10 mètres ce qui semble relativement faible. Un autre mécanisme pourrait possiblement s'ajouter ;
- (ii) **La présence de systèmes de Gilbert deltas empilés, entre S4 et S5, dans le synclinal de Voreppe (secteur D)** : ceci semble aller dans le sens d'un contrôle à la fois eustatique et tectonique. Si tel est le cas, alors la limite de séquence de la S3 des secteurs C et D pourrait aller dans le sens d'un contrôle plutôt tectonique. En effet, un questionnement avait été soulevé quant au mécanisme à l'origine de la LS3 dans ces deux zones. Cette dernière incisait les dépôts sous-jacents et deux hypothèses avaient été proposées : (i) une chute du niveau marin ayant engendré des vallées incisées localement (analogie avec le bassin du Sud-est ; Besson *et al.*, 2005) ; (ii) une surface de transgression succédant à la chute du niveau marin de la S2. Dans cette hypothèse, la chute n'entraîne pas d'incisions majeures car elle est compensée par une création d'accommodation d'origine tectonique.
- (iii) **Le Miocène moyen (S4, S5, S6) est caractérisé par des accumulations importantes de sables** dans les secteurs les plus externes (J, K, L), probablement résultat d'une période de quiescence tectonique. A cela s'ajoute que les fluctuations eustatiques sont très peu marquées (Miller *et al.* 2005). Les apports proviennent principalement du paléo-delta de Voreppe et du paléo-delta de La-Tour-du-Pin ;
- (iv) **La transgression eustatique majeure de la S6** : contemporaine à la transgression eustatique T-10b de Miller *et al.* (2005) qui est la plus marquée du Miocène (montée du niveau de la mer de 40m, Figure 80), est caractérisée par la présence de sables parfois très fossilifères au sein des molasses sableuses souvent lithologiquement très monotones ;
- (v) **La Séquence S8 n'est pas marine et la LS8 n'a pas été décrite**. En effet, la S8 est exclusivement continentale, ce qui marque un paradoxe avec la transgression eustatique T-12 de Miller *et al.* (2005). Cela implique qu'un soulèvement régional majeur qui affecte l'ensemble de notre zone d'étude. A l'affleurement, il s'agit

d'une transition qui semble continue avec les dépôts continentaux du cortège régressif de la S7, sauf possiblement dans le bassin de Crest au Sud (zone L).

5.2. La distribution dans l'espace des séquences de dépôts : Mise en évidence d'une organisation spatiale

Le point crucial de cette étude est le suivant : la distribution des séquences de dépôts à l'échelle de l'ensemble de la zone permet de regrouper le Miocène des 12 sous-zones étudiées au cours de ce chapitre, en 4 grands domaines de dépôts distincts (Figure 122):

(i) Le Miocène du « domaine oriental » (Figure 122):

Ce domaine de dépôt concerne les synclinaux de Rumily/Chambéry (zone A) et les synclinaux de Proveyzieux/Lans-en-Vercors (zone B). Situés dans les chaînes subalpines, ces secteurs correspondent aux dépôts miocènes les plus internes de la zone d'étude.

Le domaine oriental des chaînes subalpines se caractérise notamment par la présence du Burdigalien inférieur marin (S1a-b). Le Burdigalien supérieur (S2a-b) y est également très épais (~800m dans la zone de Rumily-Chambéry A). Il est caractérisé par des dépôts marins profonds au Nord (zone A) et des dépôts grossiers deltaïques au Sud (zone B); la S3 (+S4 ?) est en revanche très peu développée (<50m). Le Miocène moyen (S4, S5, S6) n'y est que peu, ou pas du tout exprimé ;

(ii) Le Miocène du « domaine médian » (Figure 122):

Du Nord au Sud, ce domaine de dépôt concerne le synclinal de Novalaise (zone C), le synclinal de Voreppe (D) et les synclinaux de Rencurel/Méaudre (zone E). Ils sont situés en position externe des chaînes subalpines.

Le domaine de dépôt médian se caractérise notamment par l'absence du Burdigalien inférieur (S1a-b). La série débute par le Burdigalien supérieur marin (S2a-b) qui y est épais d'environ 100 à 200m. La S3 y est en revanche bien plus épaisse (~400m, dans la zone C). Les séquences de dépôts S4 et S5 du Miocène moyen ne dépassent pas 150m en épaisseur et sont caractérisés par des dépôts proximaux (deltaïques à continentaux). Le Miocène supérieur (S6, S7, S8) n'y est que peu, ou pas du tout exprimé ;

(iii) Le Miocène du « domaine occidental » (Figure 122) :

Ce domaine de dépôt concerne la région de la Tour-du-Pin (H), la région de la Bièvres (F), le plateau de Bonnevaux (J), le plateau de Chambaran (K), le synclinal du Royans (G), le bassin de Crest (L).

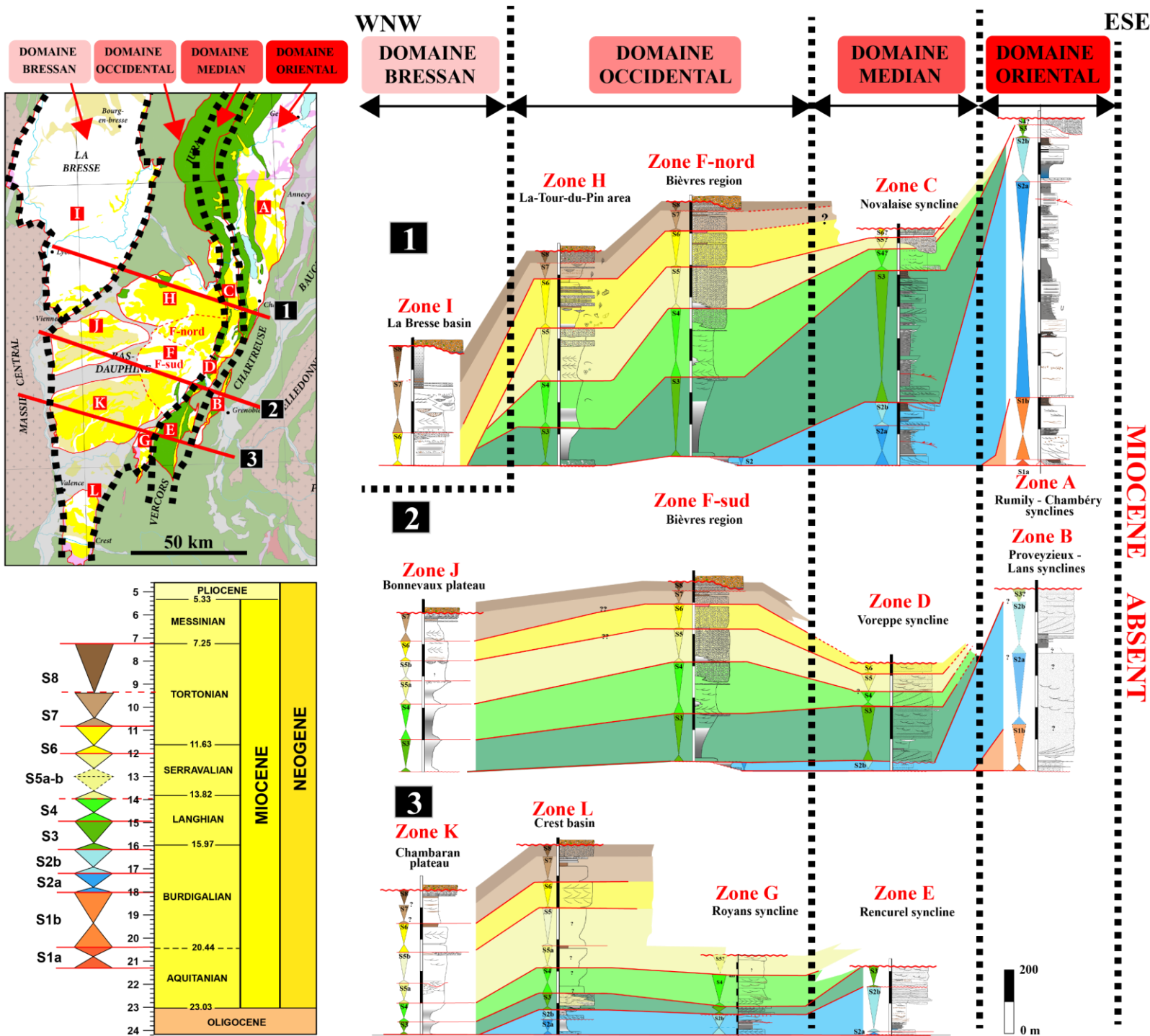


Figure 122: Distribution des séquences de dépôts du Miocène des massifs sub-alpins, du Jura méridional, du Bas-Dauphiné et de la Bresse. Mise en évidence de quatre domaines de dépôts.

Le domaine de dépôt occidental des chaînes subalpines se caractérise notamment par l'absence du Burdigalien inférieur (S1a-b) et la présence discontinue du Burdigalien supérieur (S2a-b). Les séquences de dépôt du Langhien et du Serravalien (S3, S4, S5, S6) y sont en revanche remarquablement exprimées (Figure 122). C'est également dans ce domaine que les séquences du Miocène supérieur (S7 et S8), principalement continentales, sont les plus développées.

(iv) Le cas particulier du Miocène du « domaine Bressan » (Figure 122) :

Ce domaine stratigraphique concerne seulement le bassin de la Bresse (I). Il s'agit d'un cas particulier puisque l'histoire du remplissage Miocène est unique dans toute la zone d'étude.

En effet, le Miocène inférieur (S1 à S3) et le Miocène moyen (S4-S5) y sont absents. Ce n'est qu'au cours de la transgression eustatique majeure de la S6 que cette zone est inondée. Les séquences du Miocène supérieur (S7 et S8), principalement continentales, y sont particulièrement épaisses.

Ainsi, la distribution des séquences de dépôts à l'échelle de l'ensemble de la zone respecte une organisation spatiale, qui semble trop remarquable pour être le fruit du hasard. Les domaines de dépôts oriental et médian correspondent à de longues bandes longitudinales Nord-Sud (Figure 122). Or, cette direction est perpendiculaire à la direction de raccourcissement générale (N110°) liée à la compression alpine (voir chapitre 5). De plus, la Figure 122 montre clairement que les dépôts-centres migrent vers l'Ouest sur la base de l'âge des dépôts de base (de plus en plus jeunes vers l'Ouest) et des variations d'épaisseur des séquences. Les séquences principalement concernées sont les S2 (a-b), S3 et S4.

On note également une tendance générale qui concerne toutes les séquences du Miocène : les épaisseurs des séquences de dépôts sont bien plus importantes au Nord (transect 1) qu'au Sud (transects 2 et 3, Figure 122).

Tous ces éléments indiquent une forte interaction entre la compression alpine et la distribution des dépôts miocènes. Dans la mesure où les séquences de dépôts ont été datées précisément, alors, il est théoriquement maintenant possible de dater l'âge de la déformation. C'est pourquoi, le chapitre suivant traitera des interactions entre la sédimentation (chapitre 4), la distribution spatio-temporelle des séquences de dépôts (chapitre 6) et la tectonique (chapitre 5).

CHAPITRE 7 : La chronologie de la déformation

1. Introduction

L'objectif de ce sous-chapitre est de contraindre dans un cadre temporel les Zones de failles (ZF) décrites dans le chapitre 5. Pour ce faire, nous nous appuyons sur le fait que dans les bassins d'avant-pays, les interactions entre la tectonique et la sédimentation sont particulièrement importantes et que la distribution dans l'espace et dans le temps des dépôts est fortement influencée par la tectonique.

Le cas du Miocène des massifs sub-alpins ne fait pas exception, comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent qui a eu pour objectif de contraindre la distribution des 11 séquences de dépôts du Miocène de la zone d'étude dans un cadre spatio-temporel. La conclusion de ce travail a permis de mettre en évidence 4 domaines de dépôts distincts. Ces quatre domaines sont allongés parallèlement aux structures alpines ce qui suggère une relation directe entre celles-ci et la sédimentation des dépôts miocènes (chapitre 6). Une analyse plus détaillée montre que les domaines sont limités par trois des zones de failles majeures définies au chapitre 5 (Figure 123). Cette concomitance géographique suggère une relation génétique directe. Si tel est le cas, alors il est théoriquement possible de dater l'activité des failles à travers :

- la migration du dépo-centre liée à l'avancée du front alpin ;
- la présence d'évidences de dépôts syn-tectoniques.

C'est en s'appuyant sur ces deux points que ce chapitre propose de dater chacune des ZF.

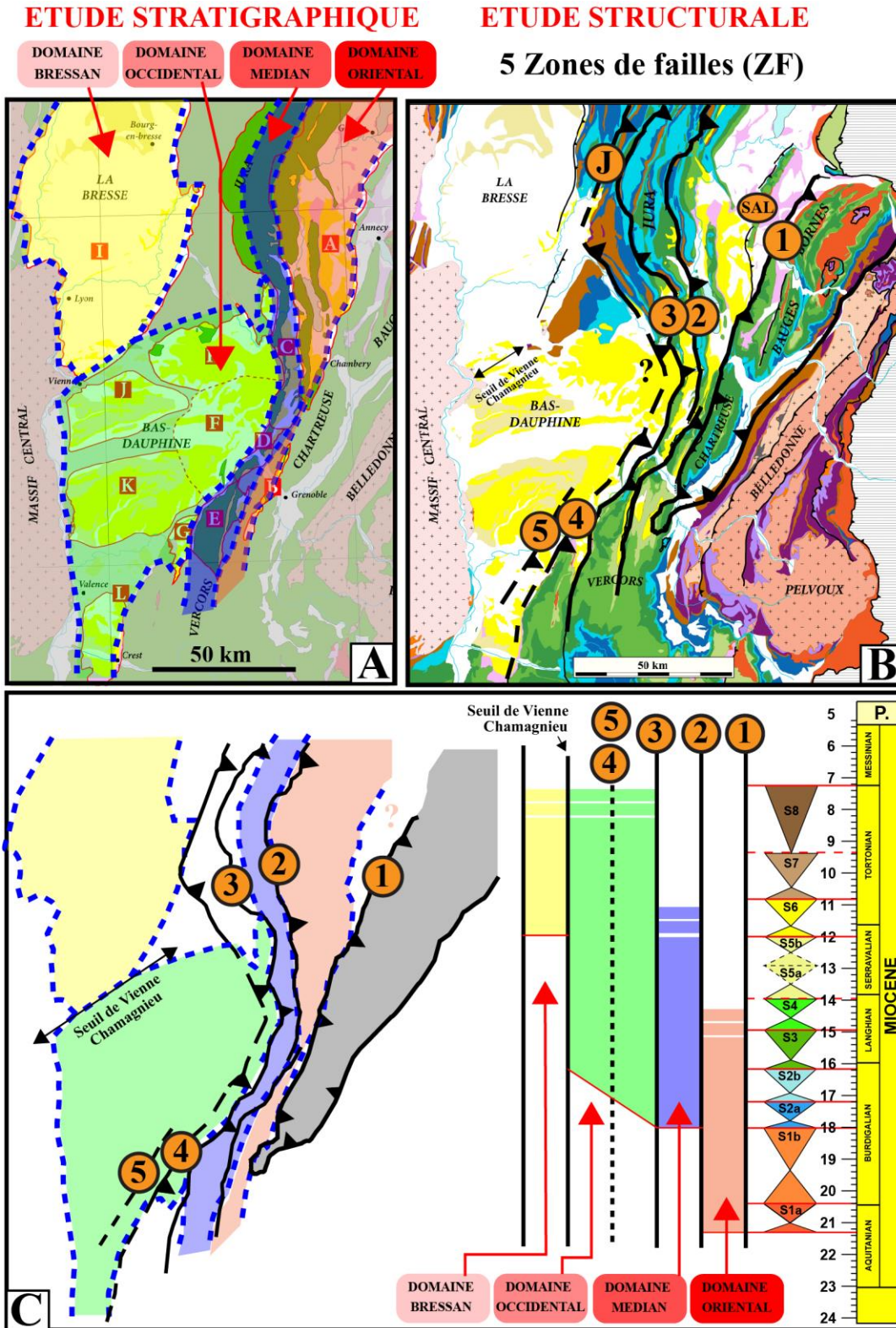


Figure 123: Relation géographique entre les quatre domaines de dépôts miocènes (oriental, médian, occidental, bressan) et les Zones de failles majeures (ZF1 à ZF5). (A) Résultats de l'étude stratigraphique : les 4 domaines de dépôts. D'Est en Ouest, le domaine oriental, médian, occidental et bressan. (B) Résultats de l'étude structurale : les

5 Zones de failles. (C) Les quatre domaines sont allongés parallèlement aux structures alpines : Le domaine oriental se situe entre les ZF1 et 2 ; Le domaine médian se situe entre les ZF2 et 3 ; Le domaine occidental se situe à l'Ouest de la ZF3 ; Le domaine bressan est isolé par le seuil de Vienne-Chamagnieu.

2. Chronologie de la ZF1:

Pour préciser les âges de déformation, les profils sismiques du bassin molassique genevois (88SV01, 88SV03, 88SV06, 88SV07-HR535 ; voir Annexe 4 à Annexe 9 pour les profils vierges) sont primordiaux puisqu'ils permettent d'observer les relations géométriques des dépôts tertiaires avec la ZF1 : le remplissage oligo-Miocène du synclinal de Rumilly montre un éventail sédimentaire remarquable au front de la zone de faille ZF1 (Figure 124), tout comme on peut le voir en Suisse avec la molasse d'eau Douce inférieure (stratigraphiquement équivalent de l'Oligocène observé ci-dessous), ou les épaisseurs au Sud du Bassin sont les plus importantes (Kuhlemann & Kempf, 2002).

On observe :

- à l'ouest du synclinal de Rumilly, l'Oligocène ne dépasse jamais 200m d'épaisseur d'après les cartes géologiques (ceci est également suggéré par les profils sismiques).
- l'analyse couplée des profils sismiques et des puits permet de mettre une évidence une très forte épaisseur à l'Est du synclinal de Rumilly, au mur de la faille SAL : 1700m d'après les puits SV101 (Annexe 3 pour visualiser les données de puits).
- l'analyse des réflecteurs des profils 88SV01, 88SV03, 88SV06, 88SV07-HR535 montre que cette variation se fait progressivement et que la base de l'Oligocène « onlappe » progressivement vers l'Ouest.

La présence de l'éventail sédimentaire combiné aux onlaps vers l'Ouest suggère une migration progressive vers l'Ouest du dépo-centre d'origine tectonique. Pour attribuer cette sédimentation syn-tectonique à l'activité d'une faille, il est important de rappeler ici qu'il y a deux interprétations possible concernant la relation entre la ZF1 et la faille SAL: (i) la ZF1 et la faille SAL se branchent en profondeur comme proposé par Deville et Sassi (2006) et Beck et al. (1998) et constituent toutes les deux la ZF1; (ii) la ZF1 et la faille SAL correspondent à deux accidents distincts comme proposé par Guellec et al. (1990) et Doudoux et al. (1982).

Dans l'interprétation (i), l'éventail sédimentaire serait lié à l'activation de la ZF1 (ZF1 et faille SAL confondues). Dans l'interprétation (ii), l'éventail sédimentaire serait lié à l'activité de la ZF1. La faille SAL serait un accident intervenant postérieurement à l'éventail sédimentaire. L'épaisseur de l'Oligocène entre la ZF1 et la faille SAL qui est à minima de 1838m d'épaisseur d'après le puits SLV2 semble fortement appuyer cette hypothèse puisqu'on retrouve des épaisseurs de même ordre au mur de la faille SAL. Ceci suggère que la faille SAL s'active postérieurement à l'éventail sédimentaire. Une 3^{ème} hypothèse faisant correspondre l'éventail sédimentaire à une activité tectonique en position encore plus orientale peut également être envisagée. Dans cette

interprétation (iii), le chevauchement d'Entrevernes serait potentiellement à l'origine de l'éventail sédimentaire (E, Figure 124). La ZF1 (faille SAL se branchant en profondeur ou non) s'activerait postérieurement à l'éventail sédimentaire.

Pour apporter des éléments de réponses, il convient de tenter de dater l'événement tectonique. Pour cela, il suffit alors de dater la base des réflecteurs divergents et leur sommet pour estimer l'âge de la déformation dans la mesure où l'éventail sédimentaire semble affecter toute la succession.

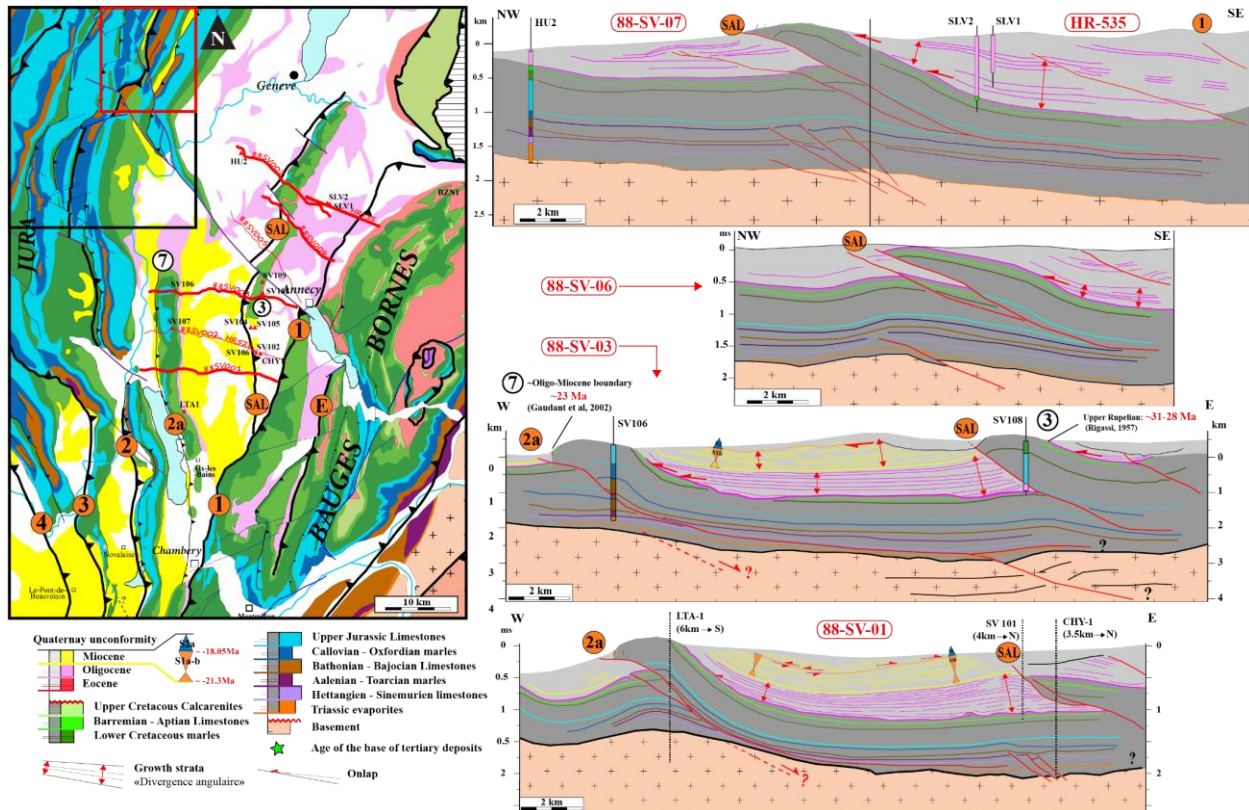


Figure 124: Sédimentation tertiaire syn-tectonique dans le synclinal de Rumilly, au front de la ZF1. Profils sismiques 88SV01, 88SV03, 88SV06, 88SV07-HR535 interprétés à l'aide des puits LTA-1, SV101, CHY-1, SV106, SV108, SLV2, SLV1 et HU2.

Rappel : En contexte de bassin d'avant-pays, les éventails sédimentaires résultent d'une accommodation maximale au front d'un chevauchement actif, ce dernier impliquant une surcharge localisée sur la croûte continentale qui provoque une subsidence de type flexurale. A un temps t , le dépointe (maximum d'accumulation de sédiment) se situe en bordure du front de chevauchement actif. Au cours de la déformation, le front de chevauchement se déplace progressivement vers l'externe au cours du temps, impliquant un déplacement du dépointe dans la même direction.

L'Oligocène affleure assez bien pour avoir fait l'objet de plusieurs études stratigraphiques (Rigassi, 1957; Kazo, 1975; Herb *et al.*, 1984). La Figure 125 synthétise les éléments de datations de la base du Tertiaire entre la bordure Ouest des Bornes et des Bauges, jusqu'au pied du Jura, à l'Ouest. La migration progressive des dépôts vers l'Ouest (observée en sismique grâce aux

« onlaps » de l'Oligocène sur le substratum créacé, Figure 124) était déjà proposée à partir de l'âge de la base du Tertiaire en différents points du bassin molassique genevois, sur la base de données palynologiques. (Gaudant *et al.*, 2002) fournit également plusieurs points de calage biostratigraphique par l'intermédiaire de vertébrés.

Age de la base du Tertiaire du bassin molassique genevois

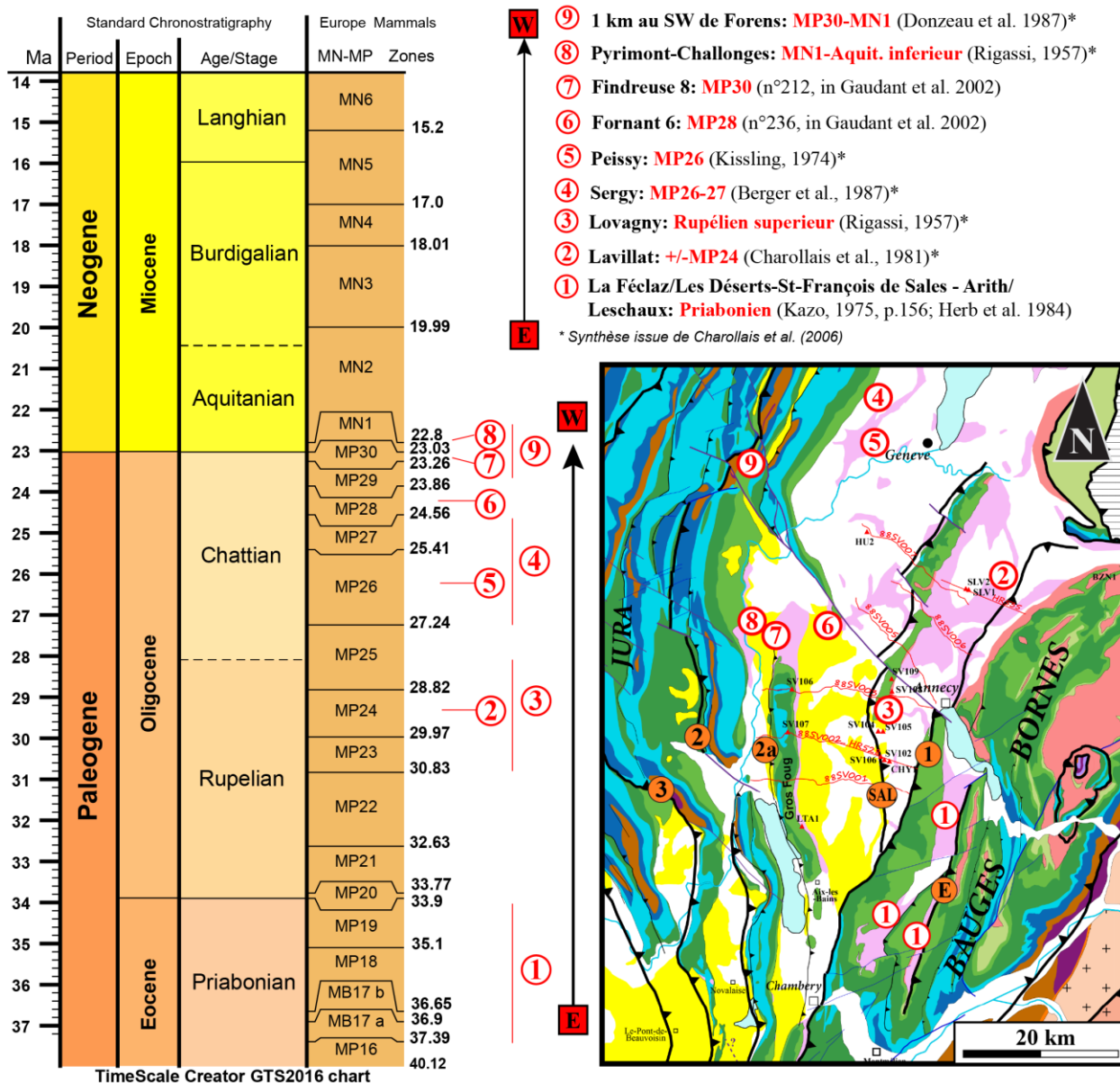


Figure 125: Age des sédiments à la base du Tertiaire dans les Bauges et le bassin molassique genevois (synthèse à partir de Rigassi, 1957; Kissling, 1974; Kazo, 1975; Charollais, 1981; Herb *et al.*, 1984; Berger *et al.*, 1987; Donzeau *et al.*, 1997; Gaudant *et al.*, 2002; Charollais *et al.*, 2006).

A l'Ouest d'Annecy (point n°3, Figure 124), la base du Tertiaire affleure et a été daté par palynologie au rupélien supérieur (~29+/-2Ma). Cet élément de datation se situe à ~1 à 2 km au Sud du tracé du profil 88SV03, et permet de dater la base du Tertiaire entre la faille SAL et ZF1,

au mur de la ZF1. L'éventail sédimentaire concerne l'Oligocène, mais également le Miocène. A partir des données de surface (coupe sédimentologique n°4 ; Figure 126), le Miocène observé dans les profils sismiques (Figure 124) correspond principalement aux dépôts entre la base de la séquence S1a (21.3 +/-0.3Ma) et la base de la séquence S2a (-18.05 +/-0.25 Ma). La limite de séquence de la S2a, par corrélation avec les affleurements de surface, coïncide avec un réflecteur fort.

Ainsi, l'activité tectonique à l'origine de l'éventail sédimentaire s'est produite au minimum entre **29 +/- 2 Ma** et **18.05 +/- 0.25 Ma** (base de la séquence S2a). Ces éléments de datations sont donc à attribuer à l'activité de la ZF1 (hypothèse i) ou ii)). L'interprétation (iii) n'est pas privilégiée ici dans la mesure où dans toute la zone d'étude, les dépôts Miocènes marins n'ont jamais été décrits à l'Est de la ZF1 ce qui suggère que la ZF1 constituait déjà une barrière morphostructural au cours de la S1a (~21,3Ma) en tant que front de chevauchement.

3. Chronologie de la zone de faille n°2

3.1. Les évidences de sédimentation syn-tectonique

Dans un premier temps, plusieurs évidences de sédimentation syntectonique ont été observées lors des levés de coupes sédimentologiques. En particulier, la coupe de Grésy-sur-Aix est très pédagogique en ce sens, puisqu'elle permet d'illustrer clairement trois exemples de sédimentation syntectonique (Figure 126) au sein de la séquence 2a qui y a été daté entre -18.05 +/- 0.25 Ma et -17.2 +/- 0.15 Ma :

(i) une épaisseur anormalement importante de la S2a : ~750m en ~0.85 +/- 0.4Ma

(ii) la présence d'une séismite majeure, affectant une épaisseur de 15 m de sédiments (entre 390 et 405m, Figure 126). Cette séismite est caractérisée par une organisation sédimentaire chaotique, le basculement sur place de la série sédimentaire sur plusieurs mètres d'épaisseur, et la récurrence de niveaux à *slump balls* (Figure 124). Cette séismite remarquable constitue un niveau stratigraphique repère à valeur régionale. En effet, ce même niveau a été retrouvé 20 km au Sud-ouest de la coupe de Grésy-sur-Aix le long de la coupe de Forezan (n°5, voir Annexe 21), dans une position stratigraphique identique. Elle a également été observée à Moye, 15km plus au Nord, bien que le contexte stratigraphique y soit moins bien contraint. La grande qualité de l'affleurement permet d'observer la séismite sur une paroi verticale d'une dizaine de mètres de haut et plusieurs dizaines de mètres de long (chapitre 4, Figure 40).

(iii) la présence d'une discordance angulaire au sein de dépôts platiers tidaux (environnement de dépôt où les pentes sont extrêmement faibles, Figure 126A). La présence de discordances angulaires et de séismites à valeur stratigraphique confirme les travaux de Deville et al. (1994), Beck et al. (1997) et Blanc (1991).

Ces différentes observations suggèrent que la S2a est contemporaine de mouvements tectoniques majeurs.

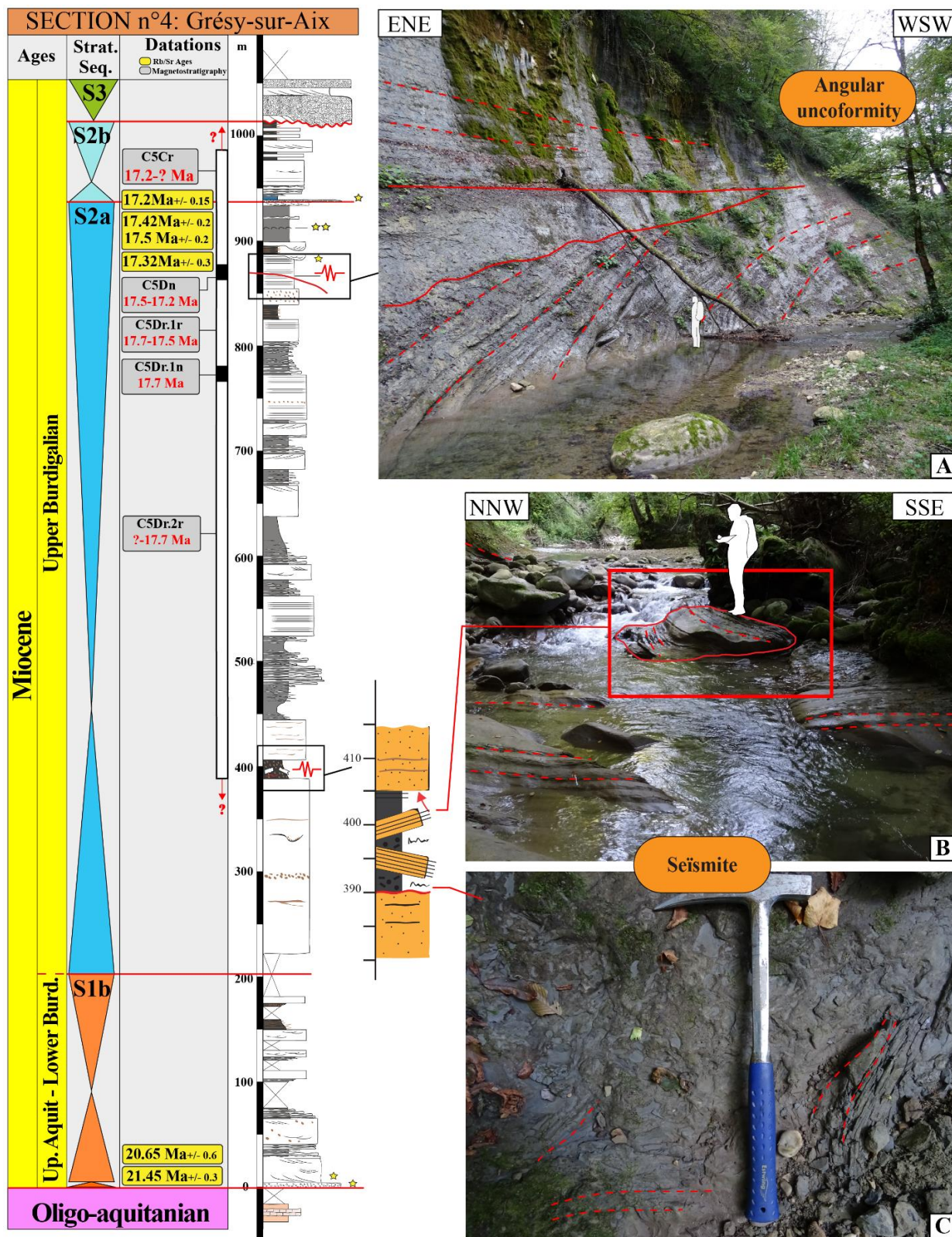


Figure 126: Evidence de dépôts syntectoniques replacés dans leur contexte stratigraphique, à partir de la coupe sédimentologique n°4 de Grésy-sur-Aix (datations Strontium et magnétostratigraphique). (A) Discordance angulaire datée entre 17.5 et 17.2 Ma grâce au chron C5Dn. (B) Séismite datée entre 18 et 17.7 \pm 0.5 Ma (âge de la base de

la séquence S2a à partir de datations Strontium, voir chapitre précédent). Niveau sédimentaire intensément désorganisé. Présence de blocs plurimétriques littéralement basculés sur place (B) et de sédimentation fine à galets d'argile (slumps balls) montrant une organisation chaotique.

3.2. Le déplacement du dépo-centre vers l'Ouest : un événement majeur.

Les coupes de Grésy-sur-Aix et de Forezan (4 et 5, situées de part et d'autre du Gros Foug, Figure 127) ont fait l'objet de datations combinées (Strontium, biostratigraphique et magnétostratigraphique), permettant un affinage de leur calage stratigraphique. Par conséquent, une corrélation robuste entre les deux coupes sédimentologiques a été possible, mettant en évidence une migration brutale du dépo-centre au cours de la S2a (Figure 127). Le trait pointillé rouge replacé dans la partie sommitale de la séquence S2a correspond à la discordance angulaire observée au sein de la coupe sédimentologique de Grésy-sur-Aix (Figure 126A). Celle-ci a été corrélée avec la présence d'un changement brutal de pendage ($25^\circ \Rightarrow 45^\circ$) allant dans le sens d'un onlap vers l'Est, observé à la côte 58m de la coupe sédimentologique de Loisieux (n°13, Figure 127).

Si les variations d'épaisseur des dépôts impliquent de fait une migration vers l'Ouest du dépo-centre, il est possible d'être encore plus précis en estimant des vitesses de sédimentation à l'aide de la magnétostratigraphie. Dans la coupe de Grésy-sur-Aix (n°5, Figure 127), entre la S2a et S2b, nous notons une diminution progressive de la vitesse de sédimentation. Le chron C5Dr.2r entre la côte 400m et 760m de la coupe de Grésy-sur-Aix (n°5) ne permet d'estimer qu'une vitesse minimum puisque le chron sous-jacent n'a pas été identifié : 1.17 mm.an^{-1} (l'épaisseur de la pile sédimentaire concernée/durée du chron total). La limite supérieure du chron C5Dr.2r est ici placée grâce à la présence d'une polarité normale qui repasse rapidement ensuite à une polarité inverse (i.e., chron C5Dr.1r) : il s'agit vraisemblablement du « cryptochron » C5Dr.1n compte tenu des âges Strontium. Ainsi, le chron C5Dr.1r est limité à sa base mais également à son sommet par le chron C5Dn et une vitesse de sédimentation de 0.49 mm.an^{-1} peut ainsi être calculée entre 770 et 870m. Le chron normal C5Dn encadre, et de fait contraint dans le temps, la discordance angulaire de la coupe de Grésy-sur-Aix entre 17.533 et 17.235 Ma (Figure 127A) qui se caractérise par une surface d'érosion dans un environnement intertidal. Dans ce contexte, un calcul de vitesse de sédimentation est délicat puisque la surface correspond à une lacune temporelle. Un retour à des polarités inverses à 895m suggère ensuite l'enregistrement du chron C5Cr. Des polarités inverses ont été retrouvées jusque 985m. L'échantillonnage n'ayant pas couvert la coupe sédimentologique au-delà de 985m, la limite sommitale du chron C5Cr n'ayant pas été identifiée. Seule une estimation de vitesse de sédimentation minimale de 0.17 mm.an^{-1} peut être calculée.

En revanche, c'est ce même chron C5Cr qui a été identifié dans la coupe sédimentologique de Forezan à l'Ouest, et prouve que la S2b y est plus épaisse qu'à l'Est, le long de la coupe de Grésy-sur-Aix (n°5). En effet, ceci est appuyé par : (i) les datations Strontium qui appuient les corrélations, notamment celles en base de cortège transgressif de la S2b; (ii) le niveau repère des

« marnes bleues » (surface d'inondation maximale de la S2b, Figure 127) qui mesure 50m d'épaisseur à Forézan (n°5) contre moins de 10m dans la coupe de Grésy-sur-aix (n°4), vers l'Est.

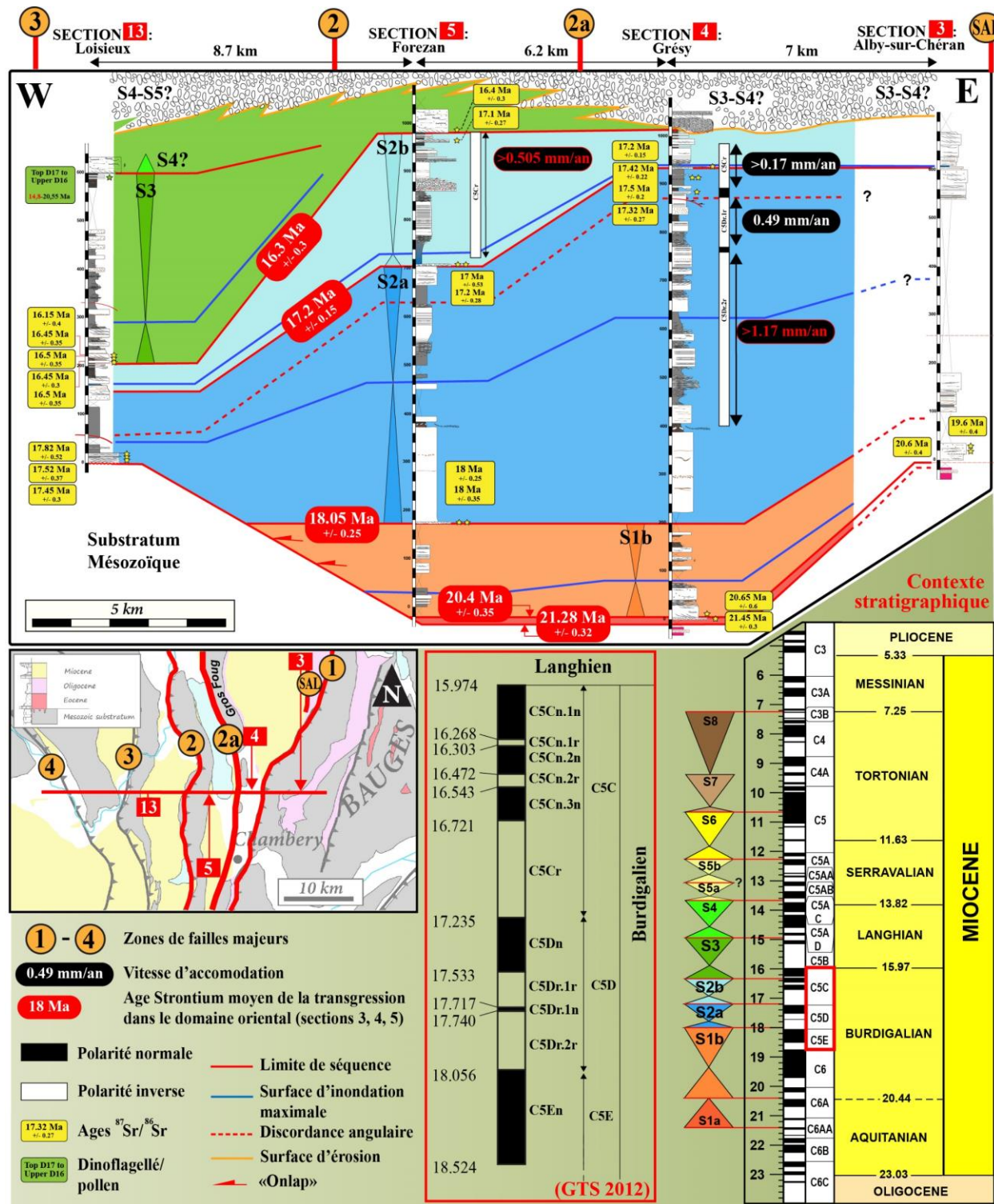


Figure 127: Migration brutale du dépocentre à partir de la séquence de dépôt S2a. Pour la planche de corrélations, les coupes sédimentologiques sont projetées perpendiculairement sur un axe E-W, direction approximative du raccourcissement (voir carte). Carrés rouges = Localisation des coupes sédimentologiques citées dans le texte.

Bien qu'à Forézan (n°5) le chron C5Cr ne soit pas limité à son toit, la vitesse minimale de sédimentation pour ce chron est de 0.505 mm.an^{-1} . Au cours de la S2b, le dépo-centre se situe au niveau de la coupe sédimentologique n°5 (synclinal de Chambéry). Au cours de la S3, le dépo-centre se déplace encore plus à l'Ouest. En effet, le long de la coupe sédimentologique de Loisieux, les S2a et S2b y sont peu épaisses tandis que S3 y est en revanche anormalement épaisse (calage temporel à partir de datations Strontium et datations biostratigraphiques, voir secteur C du chapitre n°4) si l'on compare avec les coupes n°4 et 5 à l'Est. Les variations latérales de faciès sont également très significatives au cours de la séquence S3. A Loisieux (n°13), la S3 est formée d'une accumulation importante de dépôts fins marins distaux tandis que la séquence S3 à l'Est de la ZF2 (coupes n°4 et 5) correspond à une accumulation de dépôts grossiers en position deltaïque proximale, sans jamais de sédimentation marine distale.

L'analyse du déplacement du dépo-centre à travers le transect E-W Alby-sur-Chéran / Loisieux suggère la chronologie suivante : **(i) $18,05 \pm 0,25 \Rightarrow 17,35 \pm 0,15 \text{ Ma}$ (S2a)**: La S2a marque l'accélération brutale de la vitesse de sédimentation. En effet, l'accumulation sédimentaire des séquences S1a et S1b sous-jacentes ne dépassent pas 200m pour un intervalle de temps compris entre 3 et 4Ma tandis que l'accumulation sédimentaire de la S2a est de plus de 700m pour un intervalle de temps d'environ 0,8Ma. Cette accélération brutale suggère donc une subsidence d'origine tectonique, avec la présence d'un dépo-centre au mur du front de chevauchement actif. Ce dernier correspond à la faille SAL dans la mesure où l'apparition brutale du dépo-centre de la séquence de dépôt S2a se situe au mur cette faille. De plus, c'est au cours de cette séquence de dépôt que nous avons observé une seïsmite majeure au sein du cortège transgressif de la séquence S2a et une discordance angulaire datée au chron C5Dn ($17,35 \pm 0,15 \text{ Ma}$, Figure 126A) au sommet du cortège régressif de la S2a (n°5, Figure 127). Cette discordance angulaire marque très probablement un nouvel événement tectonique ; **(ii) $17,35 \pm 0,15 \text{ Ma} \Rightarrow 16,3 \pm 0,3 \text{ Ma}$ (S2b)** : En effet, le dépo-centre migre ensuite vers l'Ouest, au mur de la faille 2a, succédant presque directement à la discordance angulaire du sommet de la séquence S2a sous-jacente. Ces 2 éléments confortent l'hypothèse d'une activité de la faille 2a au cours du chron C5Dn. ; **(iii) $16,3 \pm 0,3 \Rightarrow \sim 15 \text{ Ma}$ (S3)** : Le dépo-centre migre toujours vers l'Ouest et on le retrouve au mur de la ZF2, ce qui suggère l'âge de son activation.

Ces éléments chronologiques nous apportent donc un point important par rapport aux différentes interprétations avancées concernant la relation entre la ZF1 et la faille SAL: (i) la ZF1 et la faille SAL se branchent en profondeur comme proposé par Deville et Sassi (2006) et Beck et al. (1998) ; (ii) la ZF1 et la faille SAL correspondent à deux accidents distincts comme proposé par Guellec et al. (1990) et Doudoux et al. (1982). Or l'activité de la ZF1 a été datée au minimum entre $29 \pm 2 \text{ Ma}$ et $18,05 \pm 0,25 \text{ Ma}$. L'apparition brutale du dépo-centre observé au mur de SAL à partir de la S2a indique ici l'apparition d'un nouvel événement tectonique qui contraint de privilégier l'interprétation (ii). La relation géométrique entre la ZF1 et la faille SAL est équivoque, et la faille SAL serait un accident intervenant postérieurement à l'activité de la ZF1. L'absence de Miocène à l'Est de la ZF1 va parfaitement dans ce sens : au cours de la transgression Miocène, la ZF1 formait une barrière morphostructurale puisqu'il s'agissait du front de chevauchement actif depuis au minimum $29 \pm 2 \text{ Ma}$. Ce n'est ensuite qu'à $-18,05 \pm 0,25 \text{ Ma}$ (séquence S2a) qu'un nouvel

événement tectonique est enregistrée avec l'activation d'Est en Ouest de la faille SAL, puis de la faille 2a et enfin de la ZF2, entre -18,05Ma et 16,3 Ma.

3.3. La ZF2 et les Gilbert-deltas du Pont Demay :

La ZF2 chevauche le synclinal de Voreppe (prolongation vers le Nord du synclinal de Novalaise). et nous permet de contraindre la suite de l'activité de la ZF2. Au mur de la ZF2 (Figure 128A, B), les falaises du Pont Demay sont formées par l'empilement de Gilbert-deltas successifs. Cet empilement implique nécessairement la création continue de pentes deltaïques fortes ainsi que d'accommodation disponible pour la sédimentation, suggérant en retour une forte activité tectonique (Ricketts & Evenchick, 2007). Parmi tous les scénarios tectoniques possibles qu'indique ce dernier auteur, et en tenant compte de l'âge de l'activation de la ZF2 mis en évidence ci-dessus, il s'agit probablement d'une création d'accommodation (et donc de pente) par subsidence flexurale au front d'une faille chevauchante active. Les géométries sédimentaires visibles dans les falaises du Pont Demay ont pu être décrites avec précision notamment à l'aide d'un drone. Par ailleurs, le cadre stratigraphique est bien contraint par les coupes sédimentologiques 20 à 23 (Figure 128A, C, D).

Les falaises du Pont Demay dévoilent deux systèmes principaux de Gilbert deltas progradant vers le Nord (GD) : le GD1 appartenant à la S4 (15-14 Ma) et le GD2 appartenant à la S5 (14-12.7 Ma) (voir Figure 94, chapitre 6; Figure 128C, D). La falaise du Pont Demay sud permet d'observer en détail le GD1 (Figure 128 D, E, F). Celle du Pont Demay nord expose le sommet du GD1, le GD2 et les dépôts sommitaux (Figure 128 D, G, H). La corrélation entre les 2 falaises est permise grâce à la vue en 3D (logiciel VRGS), et en tenant compte d'un pendage d'environ 20° vers l'Est (Figure 128D).

Le Pont Demay sud surmonte la coupe sédimentologique n° 20 de la Pisserotte dont la succession sédimentaire se termine par des dépôts fluviatiles en tresses (stratification générale plane parallèle) de la S3 (Fig. 19C). C'est pourquoi la base de la falaise, qui montre également une stratonomie plane, est attribuée au sommet de la S3. La S4 est marquée par un système de Gilbert deltas (ou GD) polyphasés, totalisant 60 à 70m de hauteur : GD1a (~25m) et GD1b (~40m) (Figure 128E). Le GD1b marque une tendance nette à l'augmentation de l'angularité des foresets vers le haut de la coupe, qui marque la progradation progressive des topsets du GD. Sur un plan perpendiculaire (Figure 128F), les foresets de GD4 correspondent à une stratification plane confirmant ainsi la progradation d'un corps sédimentaire 2D vers le Nord. Les dépôts de topsets montrent un potentiel éventail sédimentaire est observé (flèche rouge, Figure 128F). Cette probable divergence, ainsi que l'empilement de GD1a et GD1b, révèlent qu'au cours de la S4, la ZF2 était active.

Le GD2 de la S5 en revanche marque la progradation d'un Gilbert delta de plus petite taille (20 m). Contrairement au GD1, la transition foresets/topsets du GD2 est assez brutale. Le GD2 correspondant au dernier Gilbert delta de la succession observée au Pont Demay, soulignant une tendance générale à la diminution d'accommodation (topsets de Gilbert deltas surmontés par des dépôts fluviatiles en tresse). Ceci est confirmée par l'occurrence de barres d'embouchures (position distale d'un delta ; foresets inclinés faiblement progradant vers le Nord, également et de

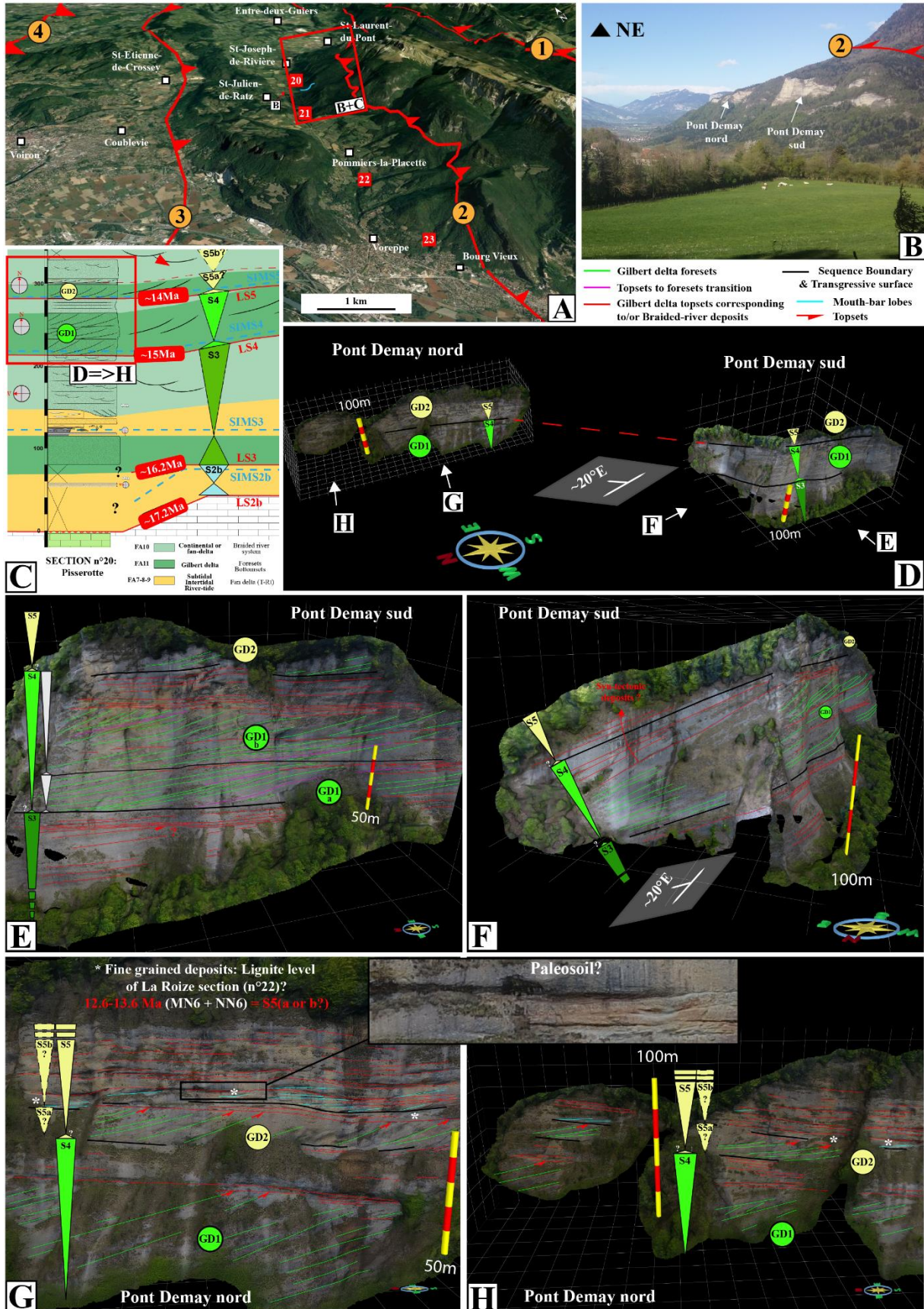


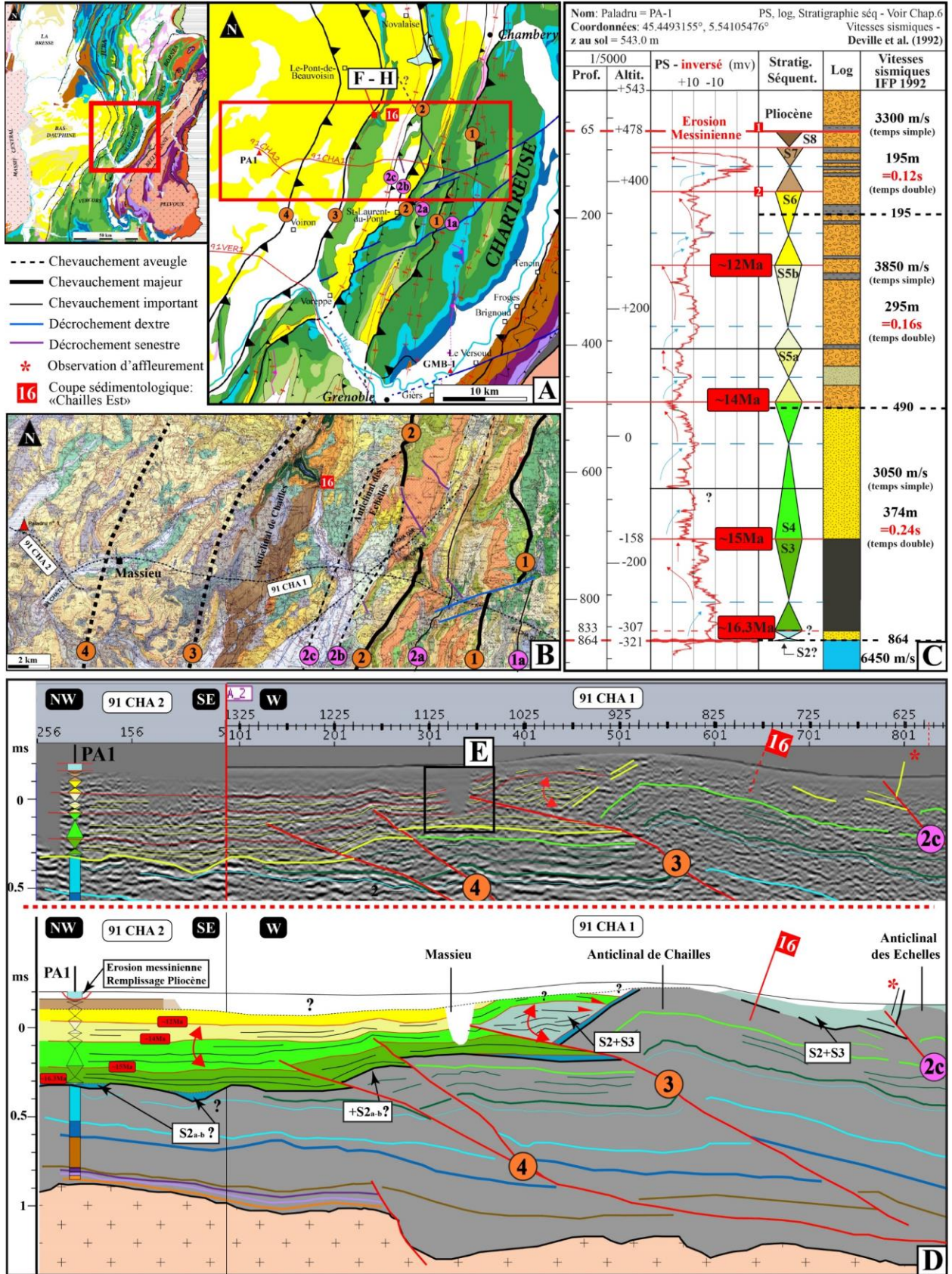
Figure 128: Les Gilbert-deltas du Pont Demay en 3D (logiciel VRGS). GD= Gilbert delta. (A) Situation géographique des falaises du Pont Demay. Carrés rouges = Coupes sédimentologiques citées dans le texte. Cercles oranges= Zones de failles majeures (ZF) de de la zone d'étude. (B) Les Gilbert deltas du Pont Demay aux alentours de Saint-Julien-de-Ratz, vue vers le Nord. (C) Contexte stratigraphique. Les Gilbert deltas du Pont Demay appartiennent aux séquences de dépôts 4 (GD1) et 5(GD2). (D) Disposition dans l'espace et corrélation entre le Pont Demay sud et nord. A prendre en compte : le pendage d'environ 20° vers le Nord. Les encadrés en blancs correspondent aux points de vue ci-après. (E) Pont Demay Sud (voir F, pour le plan perpendiculaire): la séquence 4 est marquée par un système de GD polyphasés progradant vers le Nord : GD1a et GD1b. La S4 se termine avec des dépôts proximaux (dépôts fluviatiles en topsets du GD1) surmontés par le GD2, marquant l'amorce d'une nouvelle séquence de dépôt. (F) Plan perpendiculaire par rapport au point de vue (E) : les foresets de GD4 correspondent à une stratification plane, témoignant d'une progradation pure en 2D vers le Nord. Les dépôts sommitaux proximaux de topsets du GD1 montrent une discordance angulaire. (G, H) Pont Demay nord : à la base, sommet du GD1 (minimum 30m) se terminant avec des dépôts proximaux de topsets marquant la fin de la progradation du GD1, surmontés par le GD2, marquant l'amorce d'une nouvelle séquence de dépôt. Le GD2 fait au maximum 20m de haut ; il est surmonté brutalement par des dépôts proximaux de topsets marquant la fin de la progradation du GD2. Quelques mètres au-dessus, on retrouve des surfaces inclinées de petite dimension (= barres d'embouchures ?) avant de passer définitivement à une stratification générale plane parallèle (position proximale=fluviate en tresses de type cut-and-fill).

petites tailles) observées à la base d'une unité de 50m de dépôts proximaux très probablement d'origine fluviate (Figure 128G, H).

En conclusion, l'analyse des falaises du Pont-Demay sud (Figure 128 E, F) combinée à la coupe sédimentologique de la Pisserotte (n°20) suggère la chronologie suivante : **(i) 16.2–15 Ma** : la S3 montre une accumulation anormalement épaisse de dépôts fluviatiles en tresses, qui indique une subsidence flexurale au mur de la ZF2. Ceci est en accord avec nos résultats précédents montrant que la ZF2 s'active à la base de la S3 (âge de l'activation : 16.2Ma) ; **(ii) 15–14 Ma** : le GD1_{a-b} de la séquence S4, témoigne d'une création d'accommodation/pente la plus importante avec un minimum de 60m d'épaisseur de dépôts de foresets de Gilbert delta (Figure 128E, F) ; **(iii) 14–12 Ma** : la création d'accommodation/de pente diminue progressivement. En effet, le GD2 est de dimension moindre (20m d'épaisseur). Des probables barres d'embouchures marquent un ultime approfondissement avant de passer définitivement à des dépôts fluviatiles (Figure 128G, H). Ainsi, la S5 enregistre soit la fin de l'activité de la ZF2 en marquant une diminution progressive de la création d'accommodation (peu probable) ou, plus vraisemblablement, l'émersion terminale du système de dépôt, auquel cas la ZF2 pourrait être toujours active après la S5.

4. Chronologie des zones de faille ZF3 et ZF4 :

C'est entre la bordure nord-est du Bas-Dauphiné et le quart nord-ouest de la Chartreuse orientale que nous pouvons contraindre la chronologie des ZF3 et ZF4 à partir de l'étude combinée du profil sismique 91CHA1-2 et du puits PA-1 (Figure 129A, B), complétée par des données de surface (terrain et cartes géologiques au 1/50 000, BRGM). En effet, dans le chapitre précédent, le puits PA-1 a fait l'objet d'un découpage séquentiel solide permettant de calibrer dans le temps la succession miocène épaisse de 799m. Les données des vitesses sismiques (Deville et al., 1992) ont permis de convertir les épaisseurs des séquences de dépôts en vitesses sismiques (Figure 129C).



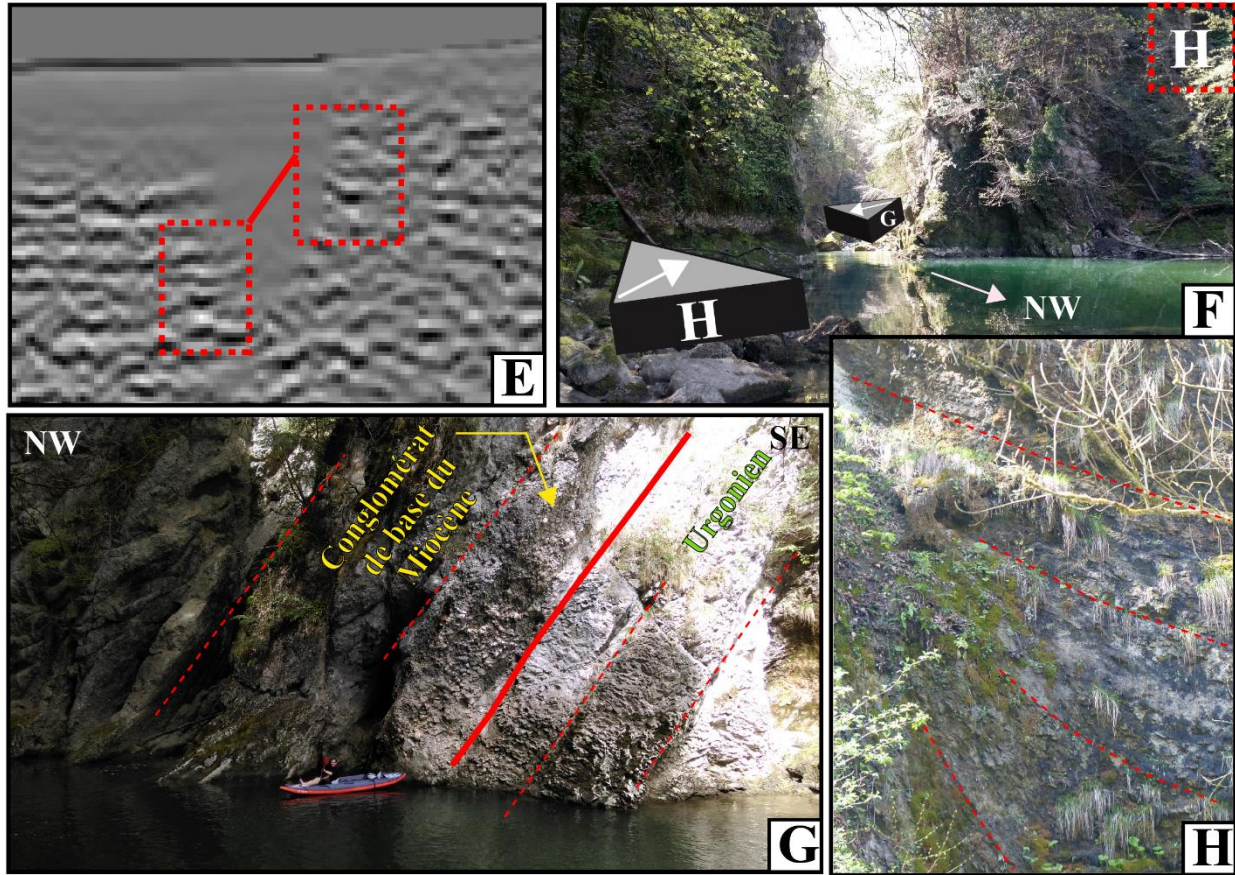


Figure 129: Timing des ZF3 et ZF4 à partir du profil sismique 91CHA1 et 91CHA2 et du découpage séquentiel du puits PA-1. (A) Situation géographique et géologique. (B) Plan en CDP sur carte géologique au 1/50000 modifié de Deville et al. (1992), (C) Découpage séquentiel du puits PA-1 (voir chap. 4) et conversions des épaisseurs en vitesses sismiques (Deville et al., 1992), (D) Zoom sur les réflecteurs miocènes et les ZF3 et ZF4 des profils sismiques 91CHA1 et 91CHA2. Interprétations. (E) Signature sismique identique de part et d'autre de l'artefact de Massieu. Décalage positif induit par la ZF3 (voir D). (F) Les Gorges de Chailles, vue depuis le NW, vers le SE. Retombée de l'anticlinal de Chailles de la ZF3. Voir A pour cadre géographique. La photo G est prise depuis la rive gauche, vers le NE. (G) Contact concordant Urgonien-conglomérat de base Miocène (S2a). (H) Eventail sédimentaire entre 20 et 30m au-dessus du niveau de la rivière. Position stratigraphique probablement S2-S3 d'après le profil sismique (D).

L'imagerie sismique du Miocène entre le puits PA-1 et l'anticlinal de Chailles est assez bonne pour observer un éventail sédimentaire (Figure 129D) au front de la ZF4, entre les séquences de dépôts S4 et S5. Dans la mesure ou au mur et toit de la ZF4, la S3 semble isopaque, alors la base de cet éventail sédimentaire (base de S4) marque l'activation de la ZF4.

Vers l'est, sous la ville de Massieu, on observe un artefact (Figure 129D). Celui-ci coïncide avec l'émergence de la ZF3, rendant difficile l'interprétation des séquences de dépôt. Une corrélation de part et d'autre de l'artefact est proposée à partir d'une signature sismique similaire (Figure 129D, E). Au toit de la ZF3, la base de la S2a est concordante sur l'Urgonien plissé et le remplissage S2(b?)-S3 montre un éventail sédimentaire marquant un épaissement vers l'Ouest que l'on peut attribuer à la formation de la ZF3. En effet, à l'affleurement, les gorges de Chailles (8 km au Nord, Figure 129A, B) permettent d'observer la même tendance : (i) la base du Miocène (S2a – ~17.8Ma) est concordante sur le substratum mésozoïque (Figure 129F, G) sur une épaisseur

d'environ 30m (conglomérat de base puis calcaire marin); **(ii)** la suite de la succession n'affleure pas. Par corrélation régionale (coupe sédimentologique type du secteur C, voir chapitre 6, Figure 90), il s'agit très probablement de l'unité des silts bioturbés (surface d'inondation maximale de la S2a); **(iii)** « en onlap » sur les faciès de base (i) de la S2a (Figure 129F), on observe une unité qui montre un éventail sédimentaire (Figure 129F, H). Bien que l'affleurement soit inaccessible à cause de sa position en hauteur, il s'agit d'une sédimentation qui semble plus compétente (calcaire gréseux ?) par rapport à l'unité des silts bioturbés (ii) marquant ainsi un probable épisode transgressif. La position en hauteur de cet affleurement par rapport aux silts bioturbés suggère également un haut niveau marin : S'agit-il de la séquence S2b ou de la S3 ? Sans contraintes stratigraphiques supplémentaires, nous pouvons donc seulement dire que la ZF3 s'active au minimum, à partir de la S2b (~17.2Ma).

Cette succession sédimentaire observée à Chailles concorde donc bien avec les signatures sismiques observées en sismique, au toit de la ZF3.

En conclusion, **(i) 17.2 ? – 16.3 ? Ma** : la ZF3 s'active entre la S2b et la S3. Son activation est donc probablement sub-synchrone à l'activation de la ZF2, **(ii) 15-12Ma** : la ZF4 semble avoir joué depuis 15 Ma jusqu'à au moins 12Ma (âge des séquences S4 et S5). Les réflecteurs ne permettent en revanche pas d'observer correctement la S6 mais elle semble sceller l'ensemble.

5. Chronologie de la ZF5 :

Pour tenter de contraindre la chronologie de la ZF5 (principalement observée au sud de la zone) mais aussi de comprendre la suite de l'histoire tectono-sédimentaire des chaînes subalpines, il faut étudier les dépôts miocènes du Bas-Dauphiné. En effet, les séquences de dépôts du Miocène moyen et supérieur sont principalement présentes dans le Bas Dauphiné (chapitre 6). Afin de contraindre la distribution des séquences de dépôts à l'échelle de tout le Bas-Dauphiné, nous proposons 3 transects SE-NW à partir des découpages séquentiels des sondages opérés au cours du chapitre précédent (Figure 130).

Pour commencer, les 3 transects prouvent que l'altitude de la base du Miocène est loin d'être constante. En cause : **(i)** les rejets positifs induits par les ZF4 et ZF5 en bordure orientale du Bas-Dauphiné ; **(ii)** la présence du fossé de Valence en bordure occidentale du Bas-Dauphiné, qui présente une accumulation de 1000 à 2000m d'Oligocène (+Eocène localement?) (chapitre 5 ; Figure 61), **(iii)** la présence de hauts fonds topographiques importants (héritage structural) ayant contrôlé la distribution des dépôts miocènes au cours du temps. Dans le transect A, il s'agit de l'île Crémieu. Les gisements de vertébrés karstiques en bordure sud (voir chap. 6, secteur H ; Figure 105) du plateau ont prouvé que l'île Crémieu est restée à l'émersion jusqu'au moins la biozone MN7-8 (12.6-11.2 Ma). Le transect A le confirme. En effet, si l'on prolonge les surfaces stratigraphiques en tenant compte d'un pendage sub-horizontal, seule la S6 marine (12Ma et 10.8 Ma) passe au-dessus de l'île Crémieu. Dans le transect B, il s'agit du haut-fond de Brézins. En effet, si le Mésozoïque est quasiment à 0m d'altitude NGF, cela est probablement dû à la présence

d'une faille normale héritée qui a fait descendre le compartiment à l'Est (chapitre 5 ; Figure 60), formant ainsi un horst centré approximativement sur le puits BR-1.

Pour revenir aux corrélations du Miocène :

Transect A : Les variations d'épaisseur ne sont pas importantes. Notons seulement l'existence d'une pente qui augmente progressivement vers le NW, c'est-à-dire vers l'île Crémieu. C'est probablement la raison pour laquelle le puits CHF-1 suggère des épaisseurs des séquences systématiquement plus faibles. La tentative de corrélation avec le puits BLYES-1 situé dans la Bresse est révélatrice puisqu'elle indique que la S6 est très basse en altitude dans ce puits (chapitre 5; Figure 130). Cette information est primordiale puisque cela a une implication tectonique : un basculement général vers le NW, vraisemblablement postérieur à la S6-S7. Il faut cependant rester prudent puisque le puits BLYES-1 est projeté une grande distance (environ 10km depuis le NE).

Transect B : A l'Est du transect, les épaisseurs des séquences S2a, S2b et S3 sont similaires entre les puits VAF-1 et VAF-2. Cela pourrait suggérer que la ZF5 se soit activée après le dépôt de S2 et de S3. La comparaison des épaisseurs de la S3 avec celles du puits voisin BR-1 est délicate puisqu'il s'agit du haut topographique de Brézins discuté précédemment (Figure 60) qui résulte d'une faille normale d'âge probablement Mésozoïque. Le puits FA-1, en revanche, témoigne probablement d'un point bas topographique puisqu'il montre une épaisseur de S3 d'environ 100m, ce qui est plus important que dans le puits BEF-1 voisin. Les puits VAF-1 et VAF-2 marquent quant à eux la position du probable dépocentre pour la séquence S4, même si la majeure partie de la S4 a été érodée *a posteriori* dans les puits VAF-1 et VAF-2 (Figure 130). Le dépocentre de la S5 (a+b) se situe à l'Ouest de la ZF5 (puits FA-1). Le dépocentre de la S6 semblerait se situer entre les puits FA-1 et BEF-1, bien qu'il faille rester ici prudent car les puits orientaux ne permettent pas de le confirmer.

Transect C : Tout comme le transect précédent, les épaisseurs des séquences S2a, S2b et S3 sont homogènes à l'Est (SLF-1, MO-1, 2 et 3) (Figure 130). Le décalage positif entre les puits SLF-1 et SL-1 est donc probablement intervenu post-dépôt des séquences S2 et S3. Un point haut topographique existait probablement entre les puits de Tersannes (TE-101) et de Montchenu (DP-108) car les séquences S2a et S2b y sont absentes (Figure 130). De même, les séquences S3 et S4 y sont très amincies. A l'Ouest de la ZF5, l'épaisseur de la S4 paraît la plus importante suggérant un probable dépocentre au mur de la ZF5. Pour les séquences suivantes, les faibles variations d'épaisseur paraissent peu significatives pour impliquer la présence d'un réel dépocentre : peut-être un dépocentre de S5 (a+b) au niveau du puits de Montchenu (DP-108). Cela serait assez compatible avec le transect B, et le dépocentre S5 centré sur FA-1.

En conclusion:

(i) Sur la bordure orientale du Bas-Dauphiné, au pied des massifs sub-alpins, les séquences S2a-b et S3 montrent à l'échelle d'un transect, des variations d'épaisseur des dépôts peu importantes malgré le chevauchement de la ZF5. Ceci indique que la ZF5 a probablement joué post S2-S3 ;

(ii) Sur les trois transects reconstitués, la seule variation importante d'épaisseur de dépôt concerne la S4. Le dépocentre se situerait entre la ZF4 et la ZF5 (transect A, puits PA-1 ; transect C, puits

SLF-1 ; transect B : vraisemblablement au niveau des puits VAF-1 et VAF-2 ; Figure 130) et marquerait une subsidence flexurale au mur de la ZF4 active. La Figure 129 confirme cette hypothèse grâce au profil 91CHA1 sur lequel nous avons vu que la S4 et la S5 forment un éventail sédimentaire au mur de la ZF4 ;

(iii) Le long des transects B et C, le dépocentre de la S5a-b est probablement aligné sur un axe entre les puits DP-108 et FA-1, malgré une variation d'épaisseur peu significative. Il semble probable que le dépocentre de la S5 soit contrôlé par la ZF5, d'après le transect B (Figure 130). Néanmoins, cette hypothèse est tout à fait cohérente puisqu'elle s'inscrit dans la continuité logique d'une migration progressive du dépocentre vers l'Ouest (le dépocentre de la S4 étant plus à l'Est, au mur de la ZF4) ;

(iv) Pour les séquences de dépôts sus-jacentes (S6, S7, S8), les variations d'épaisseurs ne sont pas assez significatives pour identifier des dépo-centres ;

(v) Le transect A suggère l'existence d'une phase tectonique de soulèvement régional à l'Est de l'île Crémieu post S6-S7.

(vi) L'épaisseur de la S6 est relativement homogène à l'échelle du Bas Dauphiné, ce qui indique peut-être une phase de quiescence tectonique suite à l'activité des ZF2 à ZF5. Ceci est délicat à prouver puisqu'il faudrait voir des onlaps clairs « scellant » les dépôts syn-tectonique sous-jacent. Le profil 91CHA1-2 (Figure 129) pourrait conforter l'idée puisqu'il s'agit de la séquence S6 qui semble sceller les dépôts syn-tectoniques (la qualité de la sismique ne permettant pas de l'affirmer avec certitude).

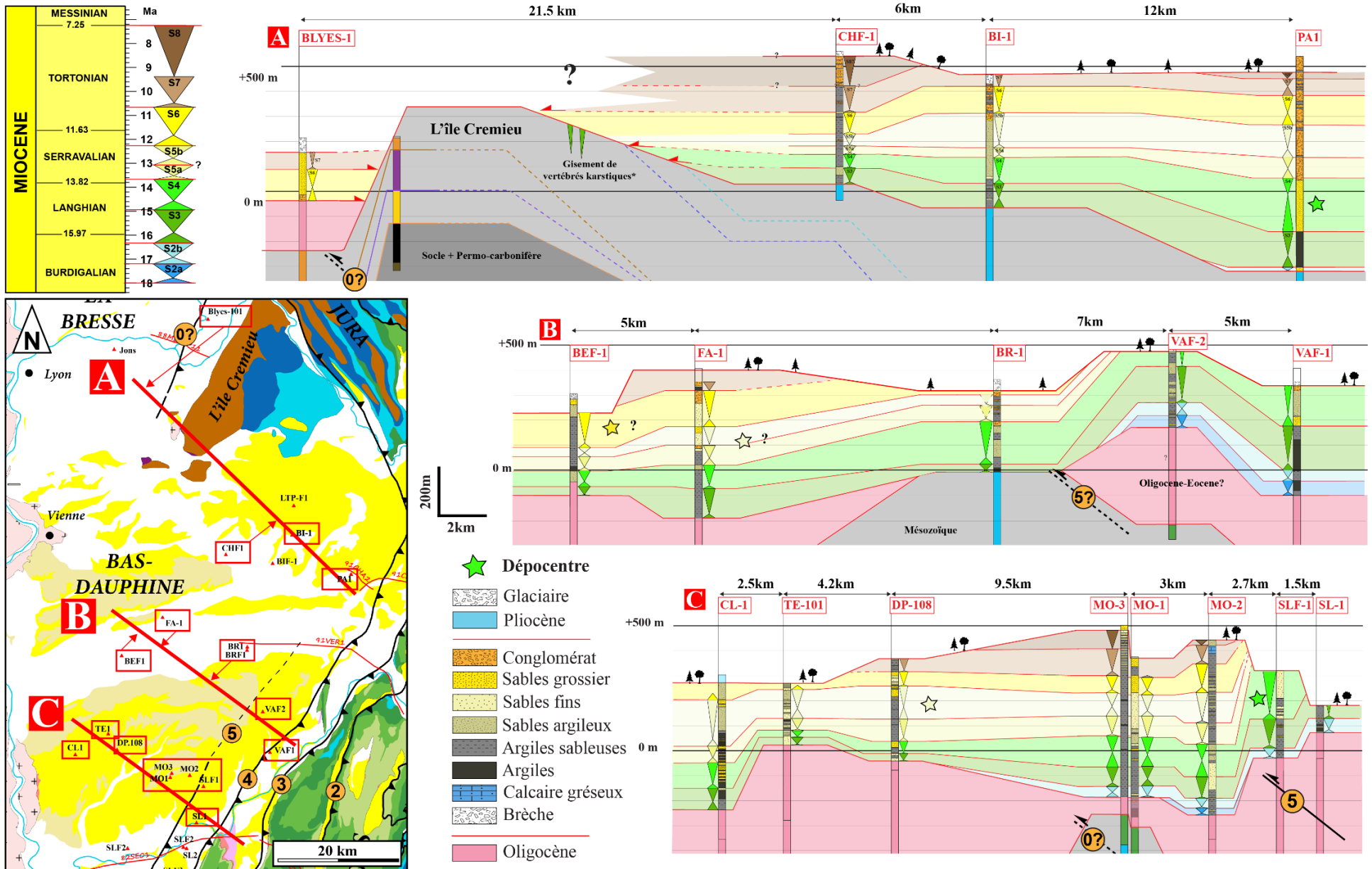


Figure 130: Transects SE-NW (A, B, C) des sondages du Bas-Dauphiné. Les corrélations sont proposées à partir des interprétations séquentielles de chaque puits (voir en annexe).

6. Cas particuliers :

6.1. Apports du profil 82SE01-91VER02 :

Pour clôturer ce sous-chapitre dédié aux interactions entre la tectonique et la sédimentation, une analyse détaillée des dépôts tertiaires visibles sur le profil sismique 82SE01-91ER02 est proposée (Figure 131). Les lignes sont situées entre les bordures occidentale et orientale du Bas-Dauphiné (Figure 131A). Cette analyse est rendue possible grâce à des données de puits qui ont fait l'objet d'un découpage séquentiel (Figure 131B) présenté dans le chapitre 6. L'intégration de ces résultats permet de contraindre dans le temps le remplissage miocène visible le long de cette ligne (Figure 131C).

L'analyse des dépôts oligocènes (et éocènes en base ?) apporte de nouvelles informations. Son épaisseur est contrainte par une projection du puits GVA-1, 6km au Sud du profil étudiée ici (Figure 131A). D'après l'analyse des réflecteurs, le remplissage se subdivise en 3 unités (Fig. 131C) : **(1)** l'unité 1 est marquée par des réflecteurs forts et un éventail sédimentaire ; **(2)** l'unité 2 est marquée par des réflecteurs forts et isopaques ; **(3)** l'unité 3 est marquée par des réflecteurs peu marqués et isopaques. L'analyse du remplissage Eo (?) -Oligocène observé à l'Est du profil permet par ailleurs de retrouver les unités 2 et 3 entre les ZF4 et ZF5, et l'unité 1, 2 et 3 entre les ZF3 et ZF4.

D'après l'analyse des réflecteurs, le Miocène se subdivise en 2 unités séparées par une surface majeure en rouge (Figure 131C). D'après les données de puits (Figure 131B), il s'agit probablement de la limite de séquence S4 : **(i)** l'unité 1 miocène (S2 et S3) marque un éventail sédimentaire qui s'épaissit vers l'Ouest ; **(ii)** l'unité 2 miocène (dépôts post-S3) est marquée par des réflecteurs forts et isopaques ; à noter que la base est érosive sur les dépôts de la S3 (toplaps).

En conclusion, il est possible de proposer la reconstitution suivante pour l'évolution du remplissage depuis l'Oligocène jusqu'au Miocène (Figure 132):

- **(i) Phase extensive :** l'éventail sédimentaire indique une forte subsidence en réponse au jeu normal de la faille qui borde le Massif Central, comme le propose (Deville *et al.*, 1992). Le puits de Claveyson (CL-1) situé plus au Nord en bordure du Massif Central appuie fortement cette hypothèse, puisqu'il montre que l'Eocène (?) est déposé directement sur le socle. L'Eocène est ensuite surmonté par 923m d'Oligocène. Le toit du socle est situé à -1377m NGF. Le puits CL-1 indique donc probablement un compartiment de socle qui serait descendu au cours du remplissage (i.e., graben). Entre la ZF4 et ZF5, le long des Monts-du-Matin, des failles normales et l'unité 1 Eo-Oligocène ont été observées (Figure 131). Ces failles normales résultent donc de la même phase extensive datée de l'Oligocène ;
- **(ii) Période de subsidence passive :** les unités 2 et 3 marquent la fin du jeu normal de la faille bordière du Massif Central, puisque ces unités scellent les dépôts syn-tectoniques sous-jacents. Au niveau de la ZF5, l'unité 1 n'a pas été retrouvée et les unités 2 et 3 y sont

peu épaisses. Il s'agissait vraisemblablement d'une paléo-topographie positive (demi-horst, bloc basculé?) ;

- **(iii) Phase compressive, reprise d'une sédimentation syn-tectonique au Miocène inférieur (S2-S3-... ?= 18–16.5... ?Ma) :** dans le bassin de Valence, S2 et S3 forment un dispositif en éventail qui s'épaissit vers l'Ouest. Or, il a été prouvé précédemment que plus à l'Est, dans le Vercors et la Chartreuse, les ZF2 et ZF3 se sont activées au cours des séquences S2 et S3. Ainsi, l'éventail sédimentaire pourrait (i) indirectement dévoiler la présence d'un bourrelet périphérique (forebulge qui se situerait entre la ZF2 et le bassin de Valence) ou (ii) un soulèvement du point topographique hérité de l'Oligocène (*short-cut*), marquant ainsi le début de l'inversion.

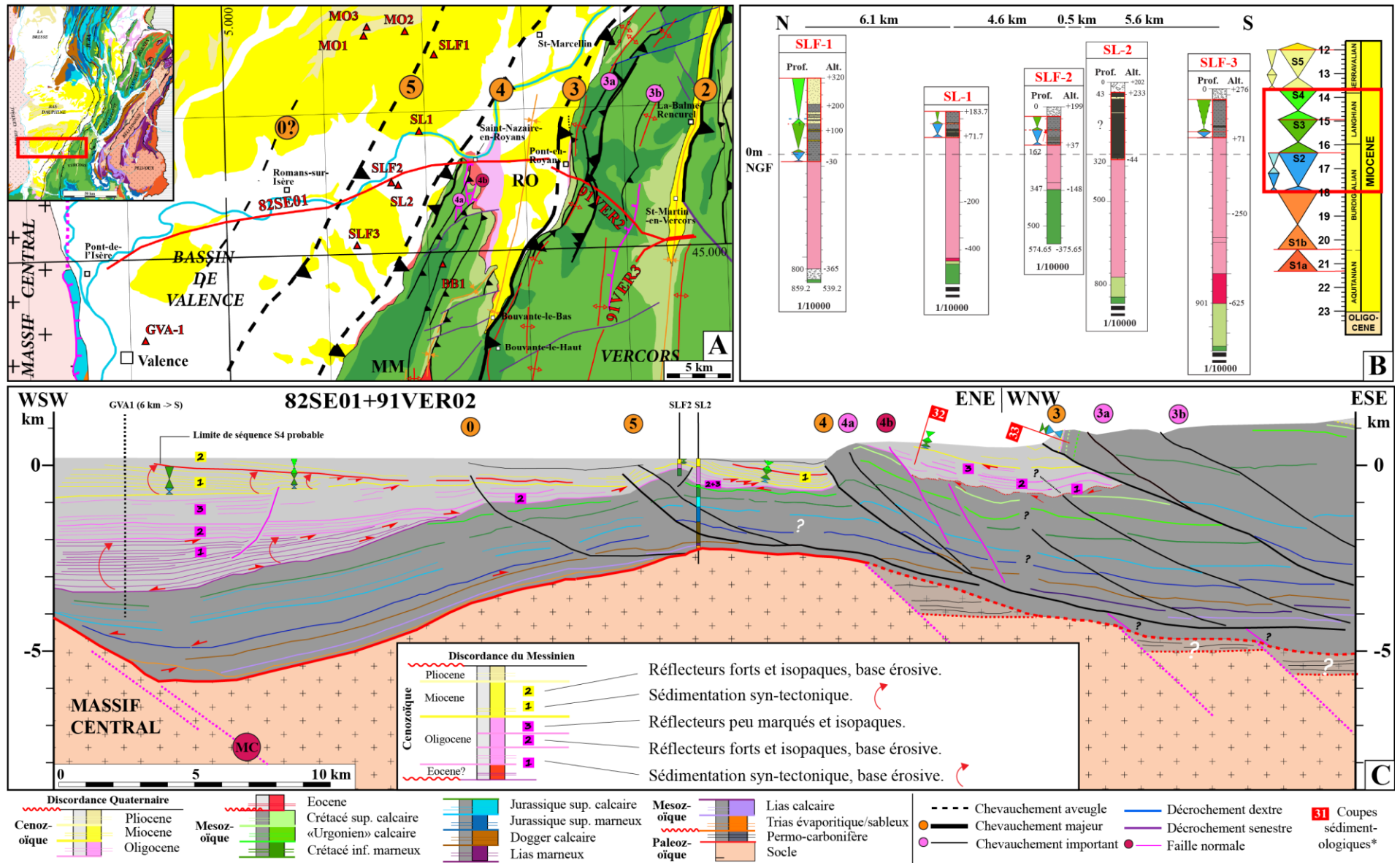


Figure 131: Profil sismique 82SE01-91VER02.(A) Situation géographique et géologique. (B) Transect N-S des puits intégrés à l'analyse. (C) Interprétation. Voir Figure 61 pour voir la ligne sismique interprétée.

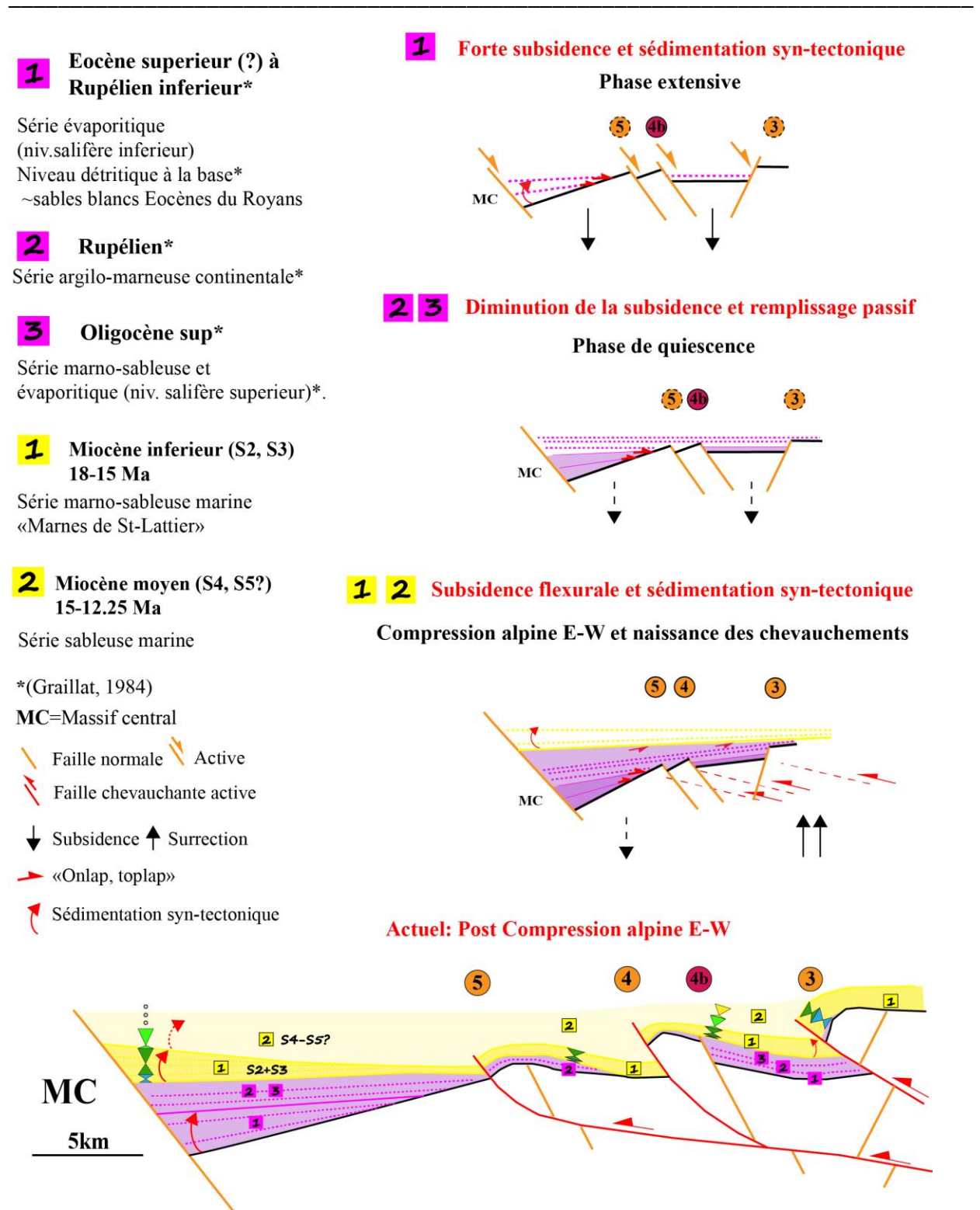


Figure 132: Reconstitution de l'histoire du remplissage tertiaire de la fosse de Valence et du Bas-Dauphiné oriental.

6.2. Le front du Jura :

A la fin du Miocène, la zone d'étude semble enregistrer un évènement tectonique de grande ampleur : le transect A entre les puits du Bas-Dauphiné et de la Bresse (Figure 130) suggère un soulèvement syn- ou post-Tortonien (S6-S7). Ceci coïncide avec un fait que nous avons soulevé lors du développement de la série stratigraphique du bassin de la Bresse (secteur I, chapitre 6, Figure 106). En effet, la S8 y est exclusivement continentale et semble montrer une accumulation sédimentaire importante (200m ; puits CHF-1) qui suggère une subsidence importante. Or, s'il y a une subsidence importante, pourquoi la transgression eustatique T-12 (~S8) de Miller *et al.* (2005) n'envahit pas la zone comme le fait la transgression pourtant moins importante de la séquence S7 sous-jacente ?

La subsidence flexurale au pied du chevauchement du Jura (prolongation vers le Nord de la ZF4 ?), implique l'activité de ce dernier. Ceci semble confirmé par le sondage de Bugey 101 (Dumont, 1983), situé au front du Jura, qui montre que la sédimentation d'âge Serravalien Terminal – Tortonien inférieur (S6-S7) est chevauchée. La phase compressive est assez intense pour impliquer un rejet important. La subsidence élevée au cours de la S8 suggère ainsi que le processus est actif au minimum à partir de la S8 (~ 9,5 Ma), peut-être même déjà au cours du cortège régressif de la S7, le cortège transgressif enregistrant une brève incursion marine tout comme dans le Bas-Dauphiné (cf chapitre 6) ce qui suggère à ce moment la l'absence d'un évènement localisé au front du Jura.

Plus au sud, les profils sismiques au front du Vercors et de la Chartreuse semblent ne pas montrer de chevauchements post-S5-S6. Deville *et al.* (1994) proposent une surrection générale post-Langhienne (~14 Ma), pour expliquer l'altitude actuelle (500-800m) des dépôts marins. Cette surrection pourrait être liée à un rebond isostatique dû à un épaississement crustal récent (Deville *et al.*, 1994). Cet épaississement pourrait être compatible ou sub-synchrone avec l'évènement tectonique mis en évidence ci-avant, à savoir l'activation du front du Jura (ou réactivation s'il s'agit de la prolongation Nord de la ZF4. Cependant, notre étude n'apporte aucune évidence de ré-activation de cette faille au front des massifs subalpins, ce qui semble aller dans le sens d'une absence de relation entre la ZF4 et le front du Jura).

7. Synthèse :

Ce chapitre propose donc d'inscrire dans un cadre temporel les Zones de failles (ZF) qui ont été définies au cours du chapitre 6. Cet objectif a été réalisé à travers la distribution des dépôts miocènes à l'échelle du bassin. En effet, le remplissage miocène avait fait l'objet d'une étude sédimentologique (chapitre 4) et stratigraphique (chapitre 6) détaillée qui suggérait une relation génétique directe avec les ZF. Pour compléter cette étude tectono-stratigraphique, l'analyse des évidences de dépôts syn-tectoniques a permis de contraindre précisément la chronologie de la déformation du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales au cours du Miocène.

Au terme de cette étude multidisciplinaire, la chronologie suivante peut-être proposée (Figure 133) :

Phase 0 : Extension E-W Eocène Supérieur (?)–Oligocène :

La faille Nord-Sud en bordure Est du Massif Central correspondait à une faille normale majeure puisqu'elle est à l'origine du remplissage syn-tectonique du bassin de Valence. Ce dernier est caractérisé par des épaisseurs de plus de 2000m d'Oligocène en bordure Ouest du Bas-Dauphiné, qui diminuent progressivement d'épaisseur vers l'Est. D'autres failles normales Nord-Sud ont été observées dans le Royans, ou elles sont associées à des variations d'épaisseurs brutales. Ainsi, il s'agit d'une phase extensive Est-Ouest, qui coïncide avec le «Rifting Oligocène Ouest européen »

Phase 1 : Compression ESE-WNW - Rupélien supérieur (?) à Miocène Inférieur – 31 (?)–18Ma – Activité de la ZF1:

La ZF1 a probablement été active sur une longue période, entre 29 +/- 2 Ma et 18.05 +/- 0,25 Ma au minimum, d'après les arguments suivants: (i) les évidences de dépôts syn-tectoniques au front de la ZF1 (Figure 124). Ces derniers sont datés indirectement grâce aux âges biostratigraphiques des dépôts oligocènes de la région de Rumilly disponibles dans la littérature (Figure 125); La direction de compression de la phase tectonique à l'origine de la ZF1 est ESE-WNW (chapitre 5). Enfin, l'unité allochtone transportée par la ZF1 est particulièrement affectée par des décrochements dextres NE-SW en Chartreuse, qui lui sont postérieurs (chapitre 5). Au pied de l'Ile Crémieu, Huet (2018) a observé un remplissage oligocène syntectonique (profil 88MEX1, *chapitre 5* ; Figure 63) scellant une structure anticlinale qui se propage approximativement depuis l'Est, ce qui contraste nettement avec les failles normales Nord-Sud du bassin de Valence. Le timing ainsi que les géométries de cette structure pourraient indiquer une compatibilité avec cette phase compressive n°2, et correspondrait à une réponse à grande longueur d'onde.

Phase 2 : Compression E-ESE/W-WNW – S2a à S6 (?) – Burdigalien Supérieur à Serravalien (?) – 18–12 (?) Ma – Naissance successive des failles SAL, ZF2, ZF3, ZF4 et ZF5:

Entre les séquences de dépôts S2a et S3, le dépo-centre migre brutalement vers l'Ouest, depuis le « *domaine oriental* » (entre ZF1 et ZF2) vers le « *domaine médian* » (entre ZF2 et ZF3) (Figure 127), marquant l'activation successive des ZF d'Est en Ouest ;

- (i) **~18,05 +/- 0.25 Ma :** L'activation de la faille SAL est proposée par l'analyse de la coupe n°4 (Grésey-sur-Aix) située au front de la ZF1 qui montre l'apparition brutale d'un dépo-centre au mur de la faille SAL et au cours de la séquence S2a (Figure 126). C'est au sein de cette séquence de dépôt qu'on retrouve un niveau de seïsmite d'extension régionale, ce qui suggère indirectement une activité tectonique importante.
- (ii) **~17.35 +/-0.15 Ma :** L'activation de la faille 2a est datée par une discordance angulaire datée au chron C5Dn, qui, de manière parfaitement logique, est succédé par une migration brutale du dépo-centre vers l'Ouest, au mur de la faille 2a, ce qui conforte l'âge proposé.
- (iii) **~16.3 +/- 0.4 Ma :** L'activation de la ZF2 est datée par la séquence de dépôt S3. En effet, le dépo-centre est maintenant situé au mur de la ZF2.

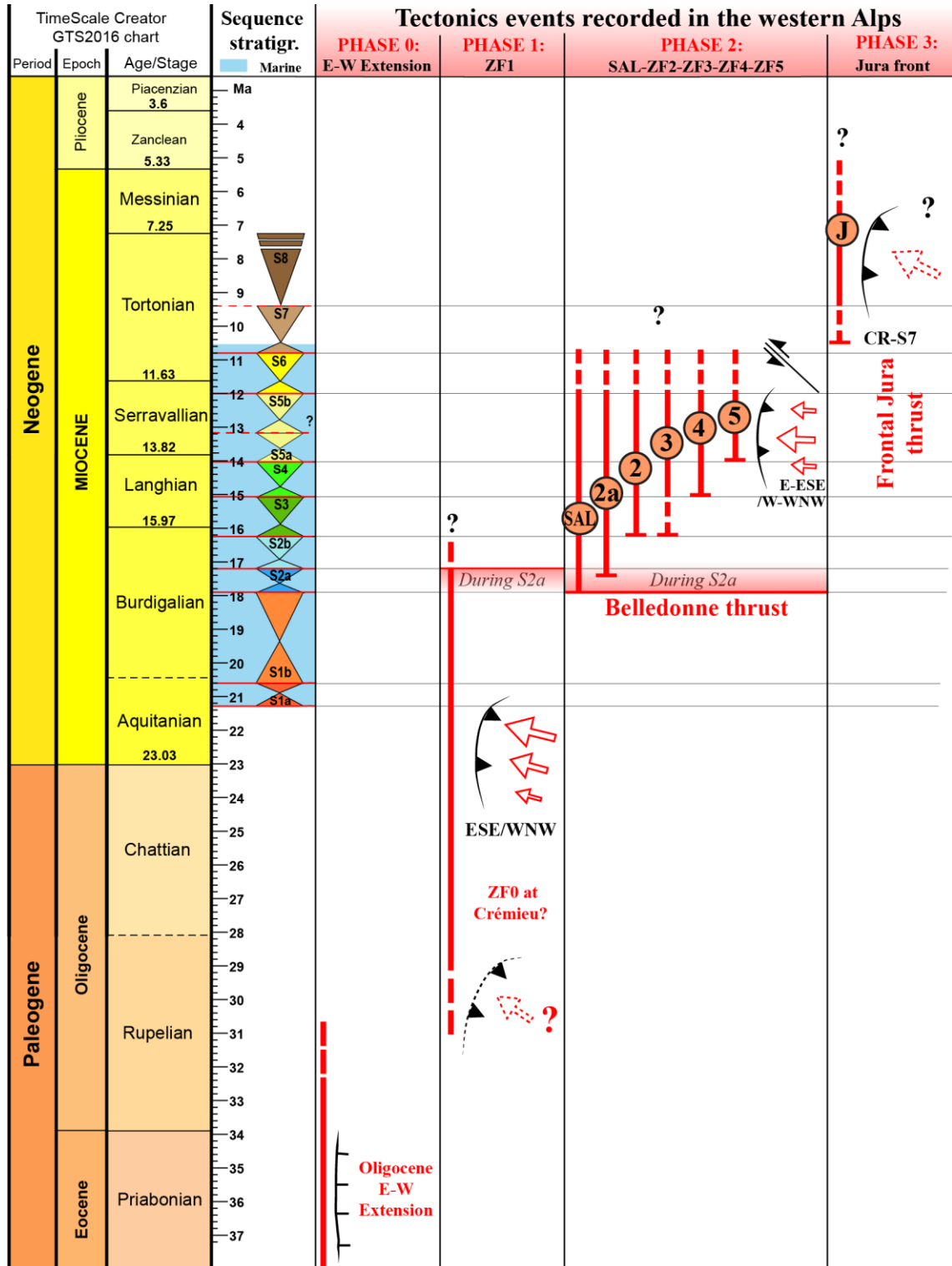


Figure 133: Les phases tectoniques tertiaires de la zone d'étude. Schémas structuraux simplifiés. Flèches= directions de raccourcissement. La taille de la flèche dépend de l'intensité de la déformation.

- (iv) **~17.2-16.3 Ma?** La ZF3 est active au minimum, au cours de la séquence 3. En effet, cette séquence de dépôt scelle l'anticlinal qui se forme au toit de la ZF3. La S2b sous-jacente (17.2-16.3Ma) est peut-être également syn-tectonique.
- (v) **~15Ma +/- 0.15 Ma** : L'activation de la ZF4 est datée par la séquence S4 (qui débute à l'âge cité) d'après l'interprétation des dépôts syn-tectoniques observés le long du profil 91CHA1-2 (Figure 129) et d'après la position du dépo-centre le long des transects du Bas-Dauphiné (Figure 130).
- (vi) **~14Ma +/- 0.15 Ma** : L'activation de la dernière ZF, la ZF5, est datée par la séquence S5 (qui débute à l'âge cité) d'après la position du dépo-centre le long des transects du Bas-Dauphiné (Figure 130).

Cette propagation du front de déformation vers l'Ouest (faille SAL, ZF2 à ZF5) implique un événement brutal. L'étude structurale a prouvé que la ZF2 correspond à l'émergence du chevauchement basal de Belledonne si l'on accepte l'interprétation structurale proposée (chapitre 5). Ainsi, la base de la séquence S2a qui date l'activation de la faille SAL, date indirectement aussi l'activation du chevauchement de Belledonne. Les chevauchements se propagent vers l'Ouest jusque la séquence S5, avec des rejets qui diminuent de plus en plus vers l'Ouest.

- (vii) **~12Ma** : A partir de la séquence S6 et dans les massifs subalpins, il devient difficile de proposer une chronologie solide par manque de critères. Malgré ce manque de visibilité, il est tout de même possible d'énumérer les éléments suivants qui suggèrent une transition vers des mouvements essentiellement verticaux au niveau des massifs subalpins. L'épaisseur sensiblement constante de la S6 dans tout le Bas-Dauphiné ainsi que la séquence S6 semblant sceller les dépôts syntectoniques sous-jacents au front du Vercors et de la Chartreuse (S2 à S5, Figure 129) semblent suggérer un ralentissement/arrêt des mouvements horizontaux. La diminution des rejets d'Est en Ouest des ZF2 à ZF5 (entre S2 et S5) semble appuyer cette hypothèse. Or, au front de la ZF2 en position plus interne, les Gilbert deltas du Pont Demay (Figure 128) datent l'émergence terminale du système de dépôt à partir de la S5, ce qui semble suggérer des mouvements verticaux.

Phase 3 : Activation du front du Jura – Syn-S7 ? - S8 – Tortonien ou post-Tortonien (?) – Post 10.8 Ma :

Les séquences de dépôts terminales S7-S8 enregistrent la naissance du front du Jura, avec de fortes accumulations de la S8 au mur, et le chevauchement de la série mésozoïque sur le Miocène de la séquence S6.

Pour conclure, ce chapitre illustre l'aboutissement de ce travail. En effet, ce chapitre combine l'étude sédimentologique (chapitre 4), l'étude structurale (chapitre 5), l'étude stratigraphique (chapitre 6) afin d'établir le calendrier de la déformation proposé ci-dessus. La synthèse à suivre proposera d'intégrer ces résultats dans un cadre plus général, à travers la proposition de cartes paléogéographiques séquence.

Discussion - Synthèse

Cette synthèse a pour objectif de présenter l'évolution tectono-sédimentaire du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales, depuis l'Oligocène jusqu'au Tortonien, et ce, sous forme de cartes paléogéographiques.

Tout d'abord, nous ferons un rappel des principaux résultats de ce travail de thèse, sur lesquels nous nous appuierons pour la construction des cartes paléogéographiques.

Néanmoins, avant de proposer les cartes paléogéographiques, il a été nécessaire d'intégrer quelques données de la littérature : **(i)** d'un point de vue structural, les taux de raccourcissements indispensables pour estimer les dimensions du bassin anté-déformation ; **(ii)** d'un point de vue sédimentologique, l'intégration de données pétrographiques (« Source to sink ») nous donne aussi des informations concernant l'évolution dans le temps du bassin versant.

Des cartes paléogéographiques seront ensuite proposées. Enfin, une comparaison avec les évolutions paléogéographiques des bassins voisins sera entreprise : le bassin molassique suisse au Nord, et le bassin du Sud-Est au Sud.

1. Récapitulatif des principaux résultats

Ce travail de thèse a d'abord permis d'établir un modèle d'évolution des processus sédimentaires au cours d'une séquence de dépôt d'un bassin d'avant-pays. Ce modèle de dépôt, combiné à l'utilisation de plusieurs méthodes de datations (strontium, biostratigraphie, magnétostratigraphie), nous a permis par la suite de proposer un découpage séquentiel dans l'ensemble de la zone : 11 séquences de dépôts ont été décrites entre l'Aquitaniens supérieur et le Tortonien (S1a à S8, Figure 134).

L'ensemble du secteur étudié a été subdivisée en 12 zones (A à I, Figure 134). Les zones qui présentent un remplissage identique (présence des mêmes séquences de dépôts) ont été regroupées ensemble : 4 domaines ont ainsi pu être identifiés (Figure 134). D'Est en Ouest, on retrouve:

- **Le domaine oriental** qui regroupe la zone A (Rumilly-Chambéry) et la zone B (Lans-en-Vercors-Proveyzieux). C'est dans le domaine de dépôt oriental que la transgression marine du Miocène a lieu. En effet, les séquences de dépôts les plus anciennes y ont été décrites : la transgression de la S1a datée de l'Aquitaniens supérieur (-21.3 +/- 0.3 Ma), et celle de la S1b datée du Burdigalien inférieur (-20.4 +/- 0.35 Ma). On y retrouve également les

séquences de dépôts du Burdigalien supérieur et du Burdigalien terminal-Langien (S2a, S2b, S3) ;

- **Le domaine médian** qui regroupe la zone C (le synclinal de Novalaise), la zone D (le synclinal de Voreppe), la zone E (le synclinal de Rencurel). Dans ce domaine, la transgression s'opère à partir du Burdigalien supérieur avec la séquence de dépôt S2a (-17.95 +/-0.2 Ma). On y retrouve également les séquences S2b, S3, S4 et S5 correspondant à une fourchette d'âge comprises entre la fin du Burdigalien supérieur (-17,3 +/-0.4 Ma pour la transgression de la S2b) et le Serravallien avec la séquence S5 (présence de S6 probable) ;
- **Le domaine occidental** qui regroupe plusieurs zones dans le Bas-Dauphiné : la zone F (la Bièvres), la zone G (le synclinal du Royans), la zone H (la région de la Tour-du-Pin), la zone J (le Plateau de Bonnevaux), la zone K (le plateau de Chambaran) et enfin la zone L (le bassin de Crest). Dans ce domaine, on retrouve toutes les séquences de dépôts depuis la S2a (Burdigalien supérieur : ~18 Ma) et jusqu'à la S8 continentale (Tortonien supérieur ; ~9.5 Ma). Ceci est possible en combinant les données de subsurface (sondages) et les affleurements en surface. Dans ce domaine, il faut noter que les séquences S1a et S1b (Aquitaniens supérieur et burdigalien inférieur) sont absentes, et que le Burdigalien supérieur (S2a et S2b est très discontinu dans l'espace, voire parfois absent) ;
- **Le domaine Bressan** qui correspond seulement à la zone I (La Bresse). En effet, le remplissage sédimentaire y est unique dans toute la zone puisqu'on y retrouve seulement les séquences du sommet du Miocène moyen et du Miocène supérieur (Serravallien – Tortonien) correspondant aux séquences S6 (-11.55 +/- 0.85 Ma, âge de la transgression) à S8 continental (~9.5 Ma).

Ce remplissage particulier est sans aucun doute lié à l'existence d'une topographie haute entre les villes de Vienne et de Chamagnieu. Ce dernier est bien connu aujourd'hui à partir de données de sondages (Enay, 1980 ; Demarcq & Perriaux, 1984 ; Gudefin *et al.* 1980), sous le nom de « seuil de Vienne-Chamagnieu ». Ce seuil, déjà présent au cours du Miocène, jouait le rôle de barrière morpho-structurale d'axe SW-NE se prolongeant vers le SE dans le Massif du Pilat (bordure Est du Massif Central). Il est également très probable que cette barrière ait été présente bien avant le Miocène, puisqu'au cours du Paléozoïque, il s'agissait de la bordure Sud du bassin Houiller de Saint Etienne qui se prolonge à l'Est de Lyon. Le seuil de Vienne-Chamagnieu a possiblement été réactivé pendant le rifting liassique et surtout réactivé entre le Crétacé supérieur et la base du Tertiaire (Enay, 1980).

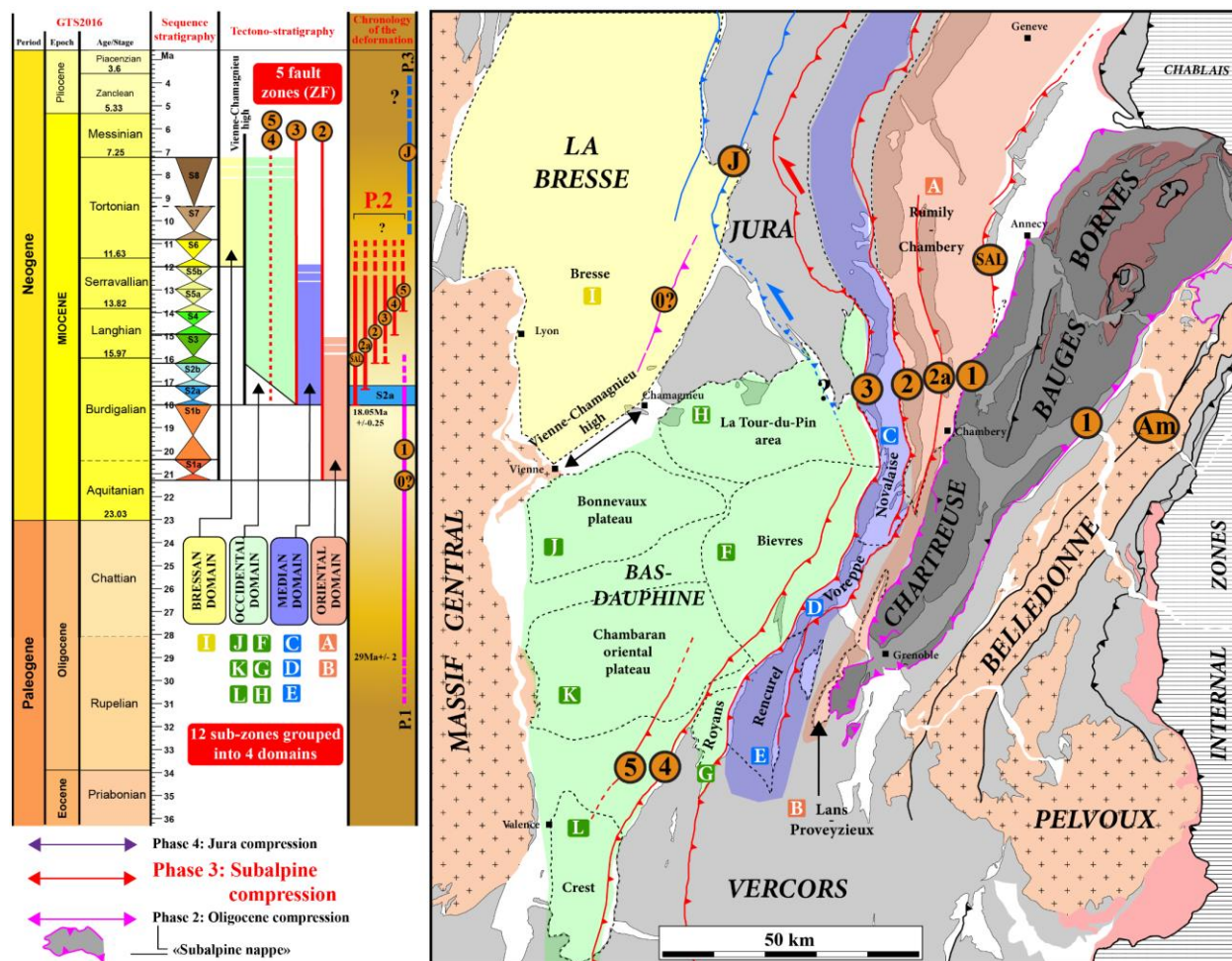


Figure 134: Récapitulatif des principaux résultats de ce travail de thèse. Le découpage séquentiel en 11 séquences de dépôts a permis de mettre en évidence 12 zones, elles-mêmes regroupées en 4 domaines. 5 zones de failles (ZF1-5) ont été identifiées.

En parallèle de l'étude sédimentologique, chronostratigraphique et stratigraphique, l'analyse structurale a mis en évidence 5 zones de failles majeures (ou ZF ; Figure 134). D'Est en Ouest, il s'agit des ZF1 à ZF5. Entre la ZF1 et ZF2, on retrouve également la faille SAL. Les ZF2 à ZF5, ainsi que la faille SAL, sont liées au chevauchement basal du Massif de Belledonne. La direction de compression induite par cette phase tectonique est E-ESE/W-WSW. La ZF1 correspond à un front tectonique antérieur à la naissance de la faille SAL ainsi que des ZF2 à ZF5.

Cette étude structurale couplée à l'étude stratigraphique et chronostratigraphique, met en évidence une relation génétique entre l'histoire du remplissage miocène, et l'histoire tectonique de la zone. En effet, le domaine de dépôt oriental est compris entre la ZF1 et la ZF2 (Figure 134) et le domaine médian est compris entre la ZF2 et la ZF3. C'est ainsi que l'analyse des évidences tectono-sédimentaires a permis de mettre en évidence 4 « phases » tectoniques majeures depuis l'Oligocène, jusqu'au Miocène terminal (Figure 134) :

- **La phase P0 datée entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur** : il s'agit d'une phase extensive qui marque notamment l'histoire du Bas-Dauphiné et correspond très probablement au Rift Ouest Européen Oligocène (Bergerat, 1985).
- **La phase P1 datée entre le Rupélien supérieur (-29 +/- 2 Ma) et le Burdigalien supérieur (-18,05 +/- 0.25 Ma)** : il s'agit d'une phase compressive à l'origine de la ZF1. De fortes accumulations de sédiments Oligo-Miocènes au mur de la ZF1 ont permis de proposer une contrainte d'âge pour l'activation et l'activité de la ZF1 ; Au cours de cette période, des structures compressives sont également enregistrées au front de l'île Crémieu.
- **La phase P2 s'initie à la base du cortège transgressif de la S2a (-18,05 +/-0.25 Ma) et semblent se terminer lors de la séquence 5 (14-12 Ma)** : c'est cette phase tectonique qui est la plus importante dans le cadre de cette étude. Elle correspond à l'activation du chevauchement basal de Belledonne. Cette phase tectonique implique l'avancée rapide du front de chevauchement d'Est en Ouest, entre la faille SAL, la ZF2 jusque la ZF5. Dans les massifs subalpins, les mouvements horizontaux cessent à partir de la S5 avec l'activation de la ZF5 et semble ensuite enregistrer une transition vers des mouvements essentiellement verticaux. Dans cette hypothèse, il est possible d'imaginer la naissance de structures en position interne des massifs subalpins dans une dynamique « *hors sequence* » comme le propose Deville et al. (1994).
- **La phase P3 débute au Tortonien** : Cette phase a provoqué le chevauchement du front du Jura et semble s'initier entre les séquences de dépôt S7 et S8. Elle s'accompagne par une reprise de la subsidence de la Bresse qui culminera au Pliocène (Lienhardt & Lefavrais, 1974).

2. Apports de la littérature :

2.1. Les taux de raccourcissement :

Pour espérer reconstruire une évolution paléogéographique dans le temps, il faut dans l'idéal estimer les dimensions du bassin ante-compression, en quantifiant si possible les taux de raccourcissement pour chaque phase de déformation. Un travail de ré-équilibrage des coupes structurales a été initié au cours de ce travail, mais il est encore à ce stade trop peu mature pour être présenté ici. Nous nous sommes donc appuyés sur les travaux de Philippe *et al.* (1996, 1998), Mugnier *et al.* (1987) et Bellahsen *et al.* (2014) (qui valident les travaux pionniers de Arpin, 1988 ; Arpin *et al.*, 1988 ; Gratier *et al.*, 1989 ; Butler, 1992), et qui semblent adaptés à l'objectif cité (Figure 135), même si nos interprétations structurales peuvent différer de celles de ces auteurs.

Pour être cohérent avec le calendrier de la déformation proposé dans cette étude, seule le raccourcissement induit par la phase de déformation P2 (« phase compressive subalpine ») qui **impacte directement la sédimentation des dépôts miocènes doit être prise en compte**. La phase

P1 à l'origine de la déformation de la ZF1 (ante-Miocène) n'est pas prise en compte. Bellahsen *et al.* (2014) propose des restaurations de coupes structurales à l'échelle de la chaîne des Alpes occidentales. Pour cela, il subdivise la déformation en 3 phases successives et propose un taux de raccourcissement pour chacune d'elles: **(i)** la phase Oligocène-Miocène inférieur appelée « ECM » (« external cristalline massifs ») ayant impliqué le socle à l'Est du Massif de Belledonne (probablement plus ou moins équivalente à la phase P1), **(ii) la phase Miocène inférieur à moyen appelée « Subalpine » ayant impliqué le chevauchement basal de Belledonne et la déformation des chaînes subalpines : c'est le raccourcissement de cette phase tectonique qui nous intéresse directement puisqu'il s'agit de l'équivalent de la phase P2 (Burdigalien supérieur-Serravalien); (iii)** la phase du Serravalien-Pliocène inférieur appelée « Jura » ayant ré-impliqué également le même chevauchement de socle de Belledonne mais cette fois-ci avec une tectonique thin-skinned.

Ainsi, la chronologie que Bellahsen *et al.* (2014) propose est très proche de la nôtre (Figure 135). Toutefois, une différence est à signaler pour le Jura. En effet, selon Bellahsen *et al.* (2014), seul la **(iii)** « Jura phase » affecte le Jura. En effet, nos résultats indiquent une histoire polyphasée pour le Jura. La phase P2 d'abord, avec notamment les ZF2 et 3, a affectée le Jura oriental de manière sub-synchrone avec la déformation des massifs subalpins. En position occidentale, le front du Jura a par la suite été activé, semble-t-il, pendant la phase P3 (équivalent à « Jura phase » *sensu* Bellahsen *et al.* 2014). Cette phase 3 est à l'origine des conclusions formulées par la grande majorité des auteurs invoquent un âge tardi Miocène pour la naissance du Jura. Seuls quelques auteurs, sur la base de critères sédimentologiques notamment, proposent, comme nous le faisons, une déformation du Jura central et oriental initiée plus tôt, au cours du Miocène inférieur (Rangheard *et al.*, 1985, 1990).

C'est pourquoi, la quantité de raccourcissement de notre phase P2 correspond à l'addition des raccourcissements des phases **(ii)** « Subalpine phase » et **(iii)** « Jura phase » (Figure 135 ; Table 5). A titre indicatif, les taux de raccourcissements calculés par Philippe *et al.* (1996, 1998) et de Mugnier *et al.* (1987) sont également présentés (Figure 135).

Si les analogies sont faciles avec nos coupes structurales (B, C, et D, chapitre 5, Figure 69), il semble plus délicat de le faire pour la coupe A (Jura-Belledonne) compte tenu d'une interprétation structurale qui diffère fortement de celle de Bellahsen *et al.* (2014). En effet, nos résultats suggèrent que les Bauges et les Bornes, que Bellahsen *et al.* (2014) associent à la « Subalpine compressive event » (~P.2), ont en fait été plissés au-dessus de la ZF1 lors de la P.1 (équivalent à « Oligocene alpine compressive event » *sensu* Bellahsen *et al.* 2014). Ainsi, il s'agit d'un raccourcissement à ne pas prendre en compte car la ZF1 a été initiée avant le Miocène. C'est pourquoi, pour le calcul du raccourcissement du Jura, nous avons utilisé la valeur de 22km calculée par Philippe *et al.* (1996) entre ZF2 et ZF4 ; et 25.9km calculée par Bellahsen *et al.* (2014) pour la phase Jura.

Ces valeurs de raccourcissements seront donc utilisées pour les reconstructions paléogéographiques présentées ci-dessous.

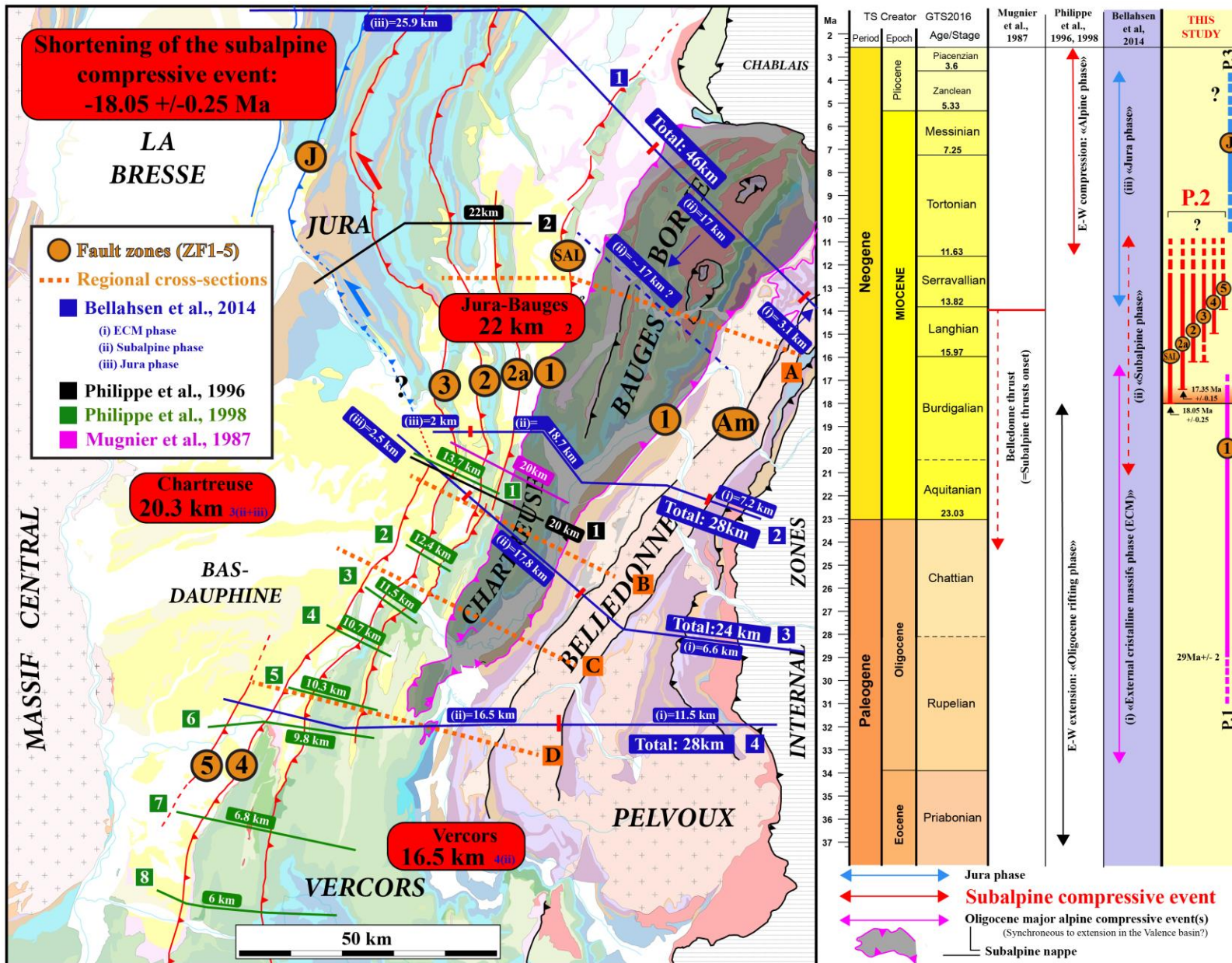


Figure 135: Estimation du raccourcissement induit par « la phase compressive subalpine (P2) » à partir des coupes équilibrées issues de la littérature. Le raccourcissement apparaît dans les cadres rouges avec un code en bas à droite, indiquant le numéro de la coupe (à lire directement sur la carte), ainsi que les références concernées via la couleur. Voir encadré blanc à gauche pour le code couleur et les références. A droite, comparaison entre les âges des phases tectoniques majeures proposées par les différents auteurs. En pointillés orange, traces des coupes régionales proposées au cours de cette étude.

Raccourcissements lors de la phase P2	Entre ZF2 et ZF5	Entre ZF1 et 2
Jura-Bauges (Coupe A)	22km [1] - 25,9km [3]	17km [3]
Chartreuse (Coupe B-C)	13,7km [2]	6,6 km [2, 3]*
Vercors (Coupe D)	9.8-10.3 [2]	6,5km [2, 3]**
* 6.3 km (20,3-13.7km=6.6 : 20,3 km pour ZF1 à ZF5 [3] ; 13.7km pour ZF2 à ZF5 [2])		
** 6,5km(16,5-10km=6,5 km pour ZF1 à ZF2; 16,5 km pour ZF1 à ZF5 [3] ; 13.7km pour ZF2 à ZF5 [2])		
[1] Philippe et al. (1996), [2] Philippe et al. (1998); [3] Bellahsen et al. (2014)		

Table 5: Estimation des taux de raccourcissements des coupes régionales A, B, C et D induits par la phase P2 (« phase compressive subalpine ») entre les ZF1 et 2, et les ZF 2 à 5, à partir des données de la littérature. Les 3 lignes inférieures correspondent à des détails de calculs qui concernent les valeurs avec une asterisque.

2.2. « Source-to-sink »

L'apport de la pétrologie est essentiel pour la reconstitution de l'histoire d'un bassin d'avant-pays. En effet, les variations de compositions minéralogiques au sein d'une succession sédimentaire reflètent fidèlement l'histoire de l'évolution de l'exhumation du bassin versant, à travers les produits d'érosion.

L'étude de Bocquet (1966), dédiée aux faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble est très importante dans cette optique. Ces faciès conglomératiques résultent d'un important système deltaïque miocène axé sur le tracé actuel de la cluse de l'Isère. L'auteur décrit ainsi l'évolution de la composition pétrographique depuis les dépôts du Miocène basal du domaine oriental (synclinal de Proveyzieux, zone B) et d'âge Aquitaniens supérieur (? S1a ~ 21.3 Ma) à Burdigalien inférieur (S1b), jusqu'aux conglomérats de « Toutes-Aures » de la zone F (la Bièvres) situé dans le domaine occidental en aval de la cluse de l'Isère, d'âge Tortonien (S7 à S8, ~9.5 Ma).

La conclusion de cette étude est la suivante :

- 75 à 100% des clastes recensés dans les différentes unités conglomératiques du paléo-delta de Voreppe sont des galets calcaires. Ceux-ci ne proviennent en revanche pas directement des massifs-subalpins puisqu'ils ont été roulés (galets émoussés), impliquant de fait un transport fluvial depuis les zones de drainage plus en amont : il s'agit principalement de l'érosion de la couverture de Belledonne d'après Bocquet (1966) ;
- les éléments exotiques sont représentés par des quartz filoniens (~2%), radiolarites (~1%), granites, microgranites, gneiss, micaschistes et migmatites (~1%), ainsi que des roches

vertes (~1.5%). Selon l'auteur, ces derniers proviennent du massif du Pelvoux (qui était déjà exhumé à l'Eocène, comme le témoigne la pétrologie des grès du Champsaur et des flyshs d'Annot) mais également d'autres sources dans les Alpes internes comme l'indiquent la présence de quartzites triasiques du Verrucano permien, radiolarites, éléments remaniés du Jurassique supérieur d'origine piémontaise, etc) ;

- de rares laves (~0.2%) ont une origine énigmatique, dont la source pourrait correspondre d'après l'auteur aux spilites triasiques (érodées) du Pelvoux.

Tout au long du Miocène, le « Conglomérat de Voreppe » présente ainsi un large spectre pétrographique, mais qui varie très peu. Cette tendance est confirmée par plusieurs études pétrographiques focalisées sur des sables du Miocène du Bas-Dauphiné présentant une association minéralogique typique des sables alpins (épidote-glaucophane-grenat) : Latreille (1969), Mortaz-Djalili (1979), Boquet (1966), Dumont (1983) et Lamiroux (1977). Parmi ces auteurs, Mortaz-Djalili (1979) se démarque en étudiant la pétrographie des sédiments pliocènes et signale que le Pliocène (~5 Ma) est marqué par l'apparition brutale de chlorites, probablement le résultat de la transformation par altération des micas des massifs cristallins externes. Ainsi, d'après l'auteur, ce n'est qu'au Pliocène que la couverture des massifs cristallins externes (dont le massif de Belledonne) a totalement été érodée permettant ainsi de mettre à l'affleurement le socle.

Cette érosion du socle des massifs cristallins externes peut être rapproché d'un épisode d'exhumation à ~0.7mm/an depuis ~8 Ma jusqu'à ~5.5 Ma d'après l'analyse d'âges de traces de fission et U/He sur Apatites et zircons du massif du Pelvoux (Van Der Beek *et al.*, 2010; Beucher *et al.*, 2012). D'autres analyses thermochronologiques suggèrent que cette phase d'exhumation des massifs cristallins externes peut avoir commencé plus tôt, depuis 22-20 Ma (e.g. ; Leloup *et al.*, 2005 (Mont-Blanc); Glotzbach *et al.*, 2011 (Mont-Blanc); Fugenschuh & Schmid, 2003 (Belledonne) ; 18 Ma, Boutoux *et al.*, 2016 (Aiguilles Rouges) ou ~13 Ma (Van der Beek *et al.*, 2010 (Pelvoux)). Une exhumation du Massif du Mont Blanc possiblement dès 20Ma avait aussi été suggéré par Bieg *et al.* (2008) à partir de l'étude du bassin molassique Suisse.

Paléogéographiquement, la bordure Est était donc marquée par la présence de cônes alluviaux, le principal étant celui du paléo-delta de Voreppe. On peut également citer le cône alluvial de La-Tour-du-Pin (« conglomérat de la Tour-du-Pin ») au Nord du Bas-Dauphiné avec spectre minéralogique différent incluant beaucoup plus de matériel de socle d'origine septentrionale (Massif du Mt Blanc), Nicolet (1979). On peut également citer des systèmes plus petits à drainage local, comme ceux formés par les Conglomérats de Chamoux (~séquence 3) ou de l'Epine (~séquence 4,5) dans la région de Chambéry dans lesquels dominent les carbonates d'origine subalpines Perriaux *et al.* (1984).

Il faut aussi mentionner l'importance des apports centraliens tout le long de la vallée du Rhône aux débouchés de paléovallées creusées dans le socle. Ceci inclus les conglomérats et les sables de la région lyonnaise (séquences de dépôts S6 et S7) dans lequel la contribution centralienne est significative, (David, 1963b; a), mais aussi les Sables granitiques de Solaize au sud de Lyon, ceux de Saint Barthélémy de Vals et de Clérieux, Lateille (1969), au Sud-Ouest du plateau du Chambaran. L'importance de ces apports depuis le Massif Central est surtout d'ordre

géodynamique. En effet, une surface d'aplanissement a affecté toute la bordure centralienne du Nord de la vallée du Rhône avant le Miocène (Baulig, 1928; Mandier, 1988; Klein, 1990; Klein et al., 1990). Lorsque survient la transgression du Miocène moyen, celle-ci se fait dans des vallées assez fortement incisées. Il y a donc eu, probablement sous l'effet combiné de la surrection du bourrelet périphérique (forebulge) de la chaîne alpine et des paléo-topographies hérités du rifting Oligocène, une reprise d'érosion qui permet aux apports centraliens de s'interstratifier avec les apports alpins.

Enfin en ce qui concerne la Bresse et le Jura, la situation est plus contrastée. En effet on trouve dans le Tortonien des conglomérats à éléments calcaires témoignant d'apport locaux (Latreille, 1969) présent en subsurface au Nord (forage de Courlans) mais aussi au Sud, en onlap contre la terminaison du Jura (Huet comm. orale). Paradoxalement, les minéraux lourds dans les sables témoignent toujours de la persistance des apports alpins (Latreille, 1969). Si l'on tient compte de l'importance des courants de marées dans les sables tortoniens de Priay par exemple, la présence d'apports alpins au moins au Sud du bassin n'est pas surprenante compte tenu du caractère redistributif des courants de marée.

Néanmoins, (Duplaix et al., 1965) voient aussi des minéraux provenant des Vosgiennes et / ou Forêt Noire depuis le Nord. Cela concerne notamment le Nord de la Bresse et du Jura. Sittler (1972) le confirme dans le Jura suisse. En effet, les aires de drainage de ce secteur, ainsi que leur évolution temporelle, se caractérisent par la contribution des sources Nord dans cette partie du bassin (Chauve et al., 1988; Dèzes et al., 2004; Kuhlemann, 2007).

3. Evolution paléogéographique :

Les paragraphes ci-dessus proposent une reconstitution de l'histoire géologique depuis l'Oligocène jusqu'au Tortonien, dernière séquence de dépôt décrite. L'Oligocène est également inclus dans la mesure où, pour comprendre la distribution des dépôts miocènes, il est indispensable de comprendre le substratum sur lequel transgresse la mer Miocène. Une analyse faciologique et cartographique des variations d'épaisseur de l'Oligocène permettra de proposer un paysage ante-transgression miocène.

3.1. Oligocène / Aquitanien inférieur (UMM) : -33Ma à -21Ma :

Au cours de l'Oligocène, la sédimentation dans notre zone d'étude correspond essentiellement à une sédimentation continentale. Le remplissage oligocène du Bas-Dauphiné et de la Bresse est en revanche le témoin d'une histoire tectonique complexe, qui ne sera pas abordée ici en détail. La Figure 136 propose une carte (de reconstruction) des isopaques de l'Oligocène, permettant d'avoir une première idée de la localisation des points hauts topographiques au cours de l'Oligocène, dans la région étudiée. Cette carte a été construite à partir des données de puits, des profils sismiques et des données de surface, disponibles en cartes géologiques au 1/50 000 (BRGM).

La bordure ouest du Bas-Dauphiné correspond à un demi-graben du rift Ouest Européen comme le suggère le profil 82SE01 ainsi que les données de sondages, avec des épaisseurs pouvant atteindre 2000 m au pied de la faille normale en bordure du Massif Central. Le puits CL-1 contient

une source d'informations importante puisqu'on y retrouve de l'Eocène en contact direct sur le socle, surmonté par 923 m d'Oligocène, suggérant de fait l' « abaissement/subsidence » du compartiment Est. Cette disposition est liée à un épisode d'extension liée au « Rift Ouest Européen Oligocène » qui a été maintes fois décrit à l'échelle de l'Europe (Debelmas, 1974; Hirn, 1980; Curial, 1986; Bergerat, 1987; Ziegler, 1988, 1990, 1994; Bergerat *et al.*, 1990; Sissingh, 2003; Prodehl & Haak, 2006).

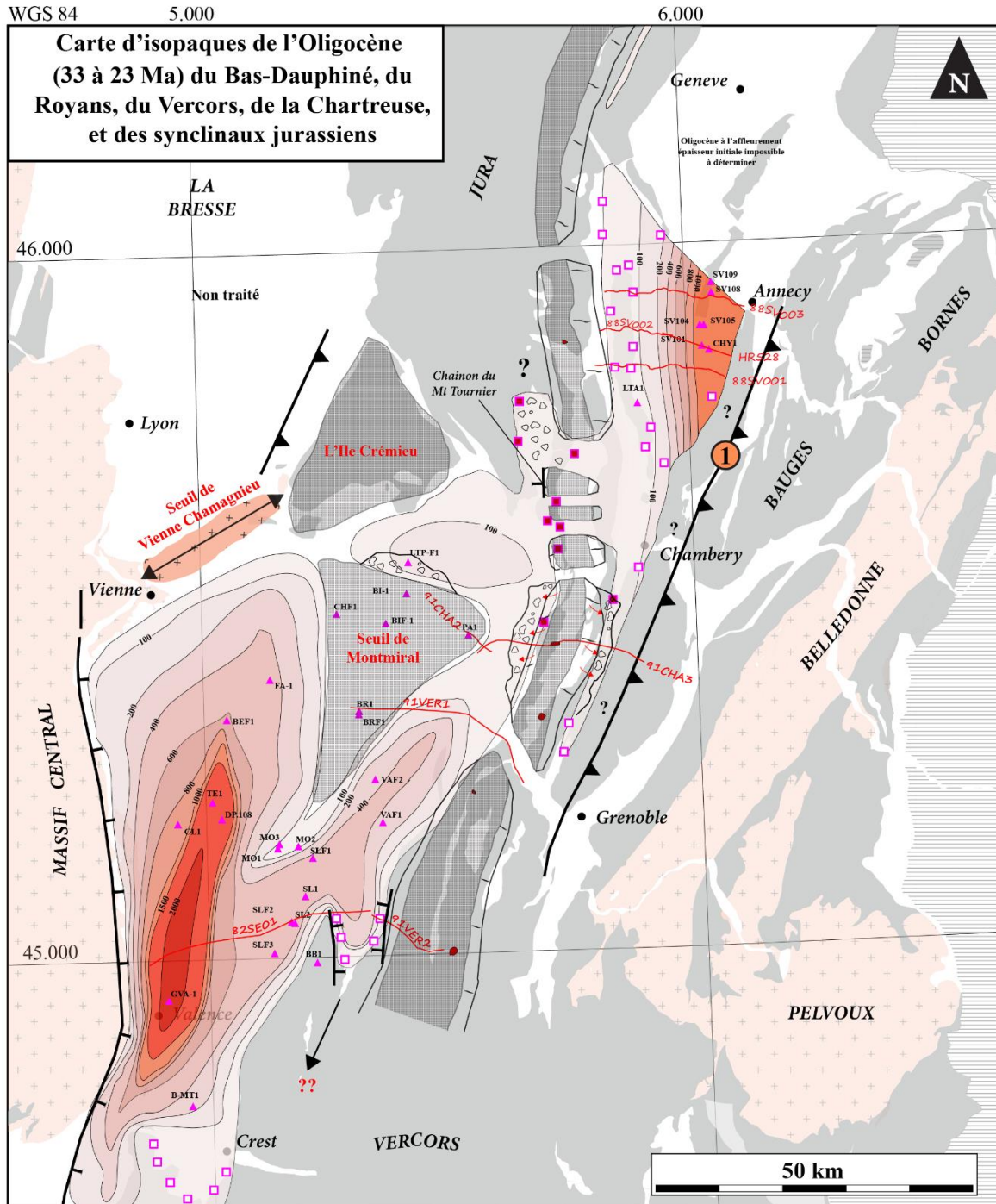
De façon surprenante, à 80 km au Nord, au pied de l'île Crémieu, Huet (2018) a observé au SE de la Bresse, un remplissage tertiaire, qui contrairement à tout ce qui est décrit dans la littérature (Rocher *et al.*, 2004), n'est pas bordé par des failles normales : les dépôts oligocènes scellent une structure anticlinale, faisant ainsi contraste avec la structuration dans le bassin de Valence. L'imbrication entre l'extension généralisée à l'Oligocène et cette phase compressive n'est pas encore bien cernée et cette question fait actuellement l'objet d'une étude en cours.

Bien que présentant des accumulations moins importantes, une seconde zone subsidente liée à l'extension oligocène existe en bordure orientale du Bas-Dauphiné (Figure 136). Celle-ci est d'orientation NNE-SSW, et s'étend de la Clue de l'Isère au Nord où elle est recoupée par le profil sismique (91 VER -1, Figure 136), jusqu'à l'Ouest des Monts du Matin où elle est recoupée par le profil sismique 82SE01 (Figure 136). Un diverticule pénètre dans le Royans. Dans cette zone le bassin Oligocène est clairement limité par des failles visibles sur la sismique, qui ont été recoupées, déformées et transportées (« *shortcut* ») lors des raccourcissements miocènes d'après nos observations et celles de Kwaniessky (2010). Un examen attentif du profil Nord 91VER-1 (chapitre 5, Figure 60) suggère aussi une inversion de failles normales, même si la subsidence Oligocène est dans cette partie du bassin faible. En outre les variations d'épaisseurs de la série Oligocène dans la zone sont aussi clairement associées à des failles puisqu'une variation brutale d'épaisseur est visible entre le mur et le toit de la ZF3 qui fait chevaucher le Vercors à l'Est, sur le Royans (chapitre 5, Figure 61). On peut donc se demander si le Royans ne constituait pas un ancien graben à l'Oligocène (Figure 136).

L'absence d'Oligocène dans les puits BR-1, BRF-1, CHF-1, BI-1, BIF-1, PA-1 (chapitre 7, Figure 130) suggère par ailleurs la présence d'un point haut topographique déjà présent à l'Oligocène correspondant au seuil de Montmiral (Figure 136). La lithologie de l'Oligocène des puits LTPF-1 au Nord et MO-3 au Sud appuie cette hypothèse puisqu'il s'agit de sédimentation grossière (grès grossier à galets pour LTPF-1 et calcaire bréchiq ue remanié pour MO-3), impliquant la proximité d'un relief. Cette sédimentation grossière fait contraste avec la sédimentation généralement argilo-marneuse, à intercalations de calcaires lacustres, qui prédomine dans les autres sondages à l'Ouest du Bas-Dauphiné (Figure 136).

A l'emplacement actuel de la bordure occidentale des massifs sub-alpins (Vercors, Chartreuse,

Figure 136: Carte des isopaques de l'Oligocène du Bas-Dauphiné, du Royans, de la Savoie, du Vercors, de la Chartreuse et des synclinaux du Jura. Les isopaques du Bas Dauphiné ont été reconstruits par B. Huet à partir des données de sondages. Les isopaques du Royans, de la bordure orientale du Bas-Dauphiné et des synclinaux jurassiens ont été reconstruits à partir des données de surfaces (cartes géologiques au 1/50000, BRGM) ainsi que des profils sismiques interprétés dans cette étude.



Points de contrôles

Subsurface

— Profils sismiques

△ Sondages

Cartes géologiques

■ Brèches continentales

□ Argiles/marnes continentales

Isopaques (m)



>2000



1500-2000



1000-1500



800-1000



600-800



400-600



200-400



100-200



0-100



0



Faille normale



Faille chevauchante



Haut-topographique



Karsts Eocènes



Brèche continentale



Mésozoïque



Soile

Géographie actuelle

Figure 136), l'absence d'Oligocène (Figure 136), la présence de paléo-vallées Est-Ouest visibles sur les cartes géologiques, ainsi que la présence de brèches continentales de part et d'autre de ce domaine, indiquent que toute la bordure occidentale des massifs sub-alpins correspondait vraisemblablement à une topographie haute. Or, on sait que : (i) la bordure Est du Royans correspond probablement à une faille normale qui fait abaisser le compartiment Ouest (chapitre 7, Figure 131); (ii) des failles normales ont été suggérées le long de cette même bordure, au Nord, au niveau du chaînon du Mont Tournier (Figure 136, et chapitre 5, Figure 66), faisant aussi abaisser le compartiment ouest. D'après ces éléments, la bordure occidentale des massifs sub-alpins pourrait correspondre à un horst oligocène, ou encore à l'épaulement du rift, ce qui n'a jamais été signalé jusqu'à présent. Au Nord-Est de la zone d'étude (Figure 136), dans la région située entre Chambéry et Annecy, l'Oligocène s'épaissit progressivement mais rapidement vers l'Est, depuis le haut topographique de la bordure occidentale des massifs sub-alpins (Figure 136). L'Oligocène passe de 0-20m (cartes géologiques, vu en affleurement également) à 1500m d'épaisseur au front actuel des Bauges (données de sondages et profils sismiques). Cette accumulation reflète cette fois-ci la création d'un dépointe qui résulterait d'une subsidence flexurale au mur de la ZF1 active depuis -29 +/- 2 Ma.

Ainsi, la mer Miocène aurait hérité du paysage suivant lors de sa transgression : (i) à l'Est de la bordure occidentale des massifs sub-alpins, une subsidence flexurale toujours active au mur de la ZF1 ; (ii) à l'Ouest de la bordure occidentale des massifs sub-alpins, le paysage a probablement été aplani par les dépôts oligocènes bien que marqué de hauts topographiques.

3.2. 21.5 à 18 Ma – L'Aquitanién supérieur (S1a) et le Burdigalien inférieur (S1b) : La transgression Miocène :

La datation de la transgression marine initiale dès l'Aquitanién supérieur dans le domaine oriental (secteur A) au Nord Est (Figure 137) constitue un des résultats majeurs de ce travail. En effet, elle y a été datée par Strontium à **21.3 +/- 0.3 Ma** (séquence de dépôt S1a). Plus au Sud, dans les synclinaux de Lans-Proveyzieux (secteur B), l'âge de la transgression a été daté à **19.5 +/- 0.6 Ma** (séquence de dépôt S1b). Dans la mesure où ce dernier âge n'a pas été obtenu directement sur la surface de transgression (la base du Miocène est toujours masqué par une lacune de 5 à 10m) comme dans la zone A, alors l'absence de la S1a peut s'expliquer de plusieurs manières : (i) la S1a est présente sous forme « condensée » et matérialise la lacune de dépôt au contact Mésozoïque - Miocène, (ii) la S1a a été érodée, dans la mesure où la zone B est dans l'axe de la cluse de l'Isère, qui n'est ni plus, ni moins qu'un vestige du principal paléo-delta Miocène, (iii) non dépôt. La bordure occidentale des massifs sub-alpins à l'Ouest, héritée de l'Oligocène, constituait par ailleurs une barrière morpho-structurale puisqu'aucun dépôt marin daté de la S1a n'y a été trouvé au-delà. On peut résumer la paléogéographie des séquences S1a et S1b de la manière suivante :

S1a : les dépôts marins sont peu épais, et situés entre la ZF1 à l'Est et la barrière morpho-structurale de la bordure occidentale des massifs sub-alpins à l'Ouest qui est à l'émersion (Figure 137). Sédimentologiquement, il s'agit de dépôts sableux très peu profonds (« intertidaux ») ce qui implique un stade peu mature du contexte marin. Le toit de l'Aquitano-Oligocène continental sous-jacent semble même montrer des incursions marines qui précèdent la transgression de la S1a. Ceci

a été observé au cours de ce travail (n°4, zone A, domaine oriental), et également par d'autres auteurs, et ce depuis (Bersier, 1936, 1938). Le long de la bordure ouest de la mer de la S1a, au pied de la barrière morpho-structurale de la bordure occidentale des massifs sub-alpins (Figure 137), un conglomérat bioclastique s'accumule. Ce conglomérat est d'abord dominé par des clastes du Crétacé supérieur, pour finir vers le haut à des clastes du Crétacé inférieur indiquant une érosion progressive des reliefs locaux, étalée dans le temps. En effet, des paléo-courants vers l'Est-Nord Est indiquent une seconde source d'apport : un système fluviatile qui draine les zones émergées à l'Ouest. Plusieurs éléments vont dans ce sens : (i) la présence de vallées incisées E-W (Figure 137). C'est par l'intermédiaire de ces vallées que transitaient les clastes vers la mer à l'Est. (ii) dans le domaine occidental, la carte des isopaques de l'Oligocène a également mis en évidence une zone légèrement subsidente entre l'Île Crémieu et le seuil de Montmiral (Figure 136). Cette zone semble se raccorder bien avec les vallées incisées E-W ce qui implique donc possiblement, la présence d'un système fluviatile.

S1b : La transgression de la S1b marque une sédimentation marine franche avec des dépôts de sables subtidaux principalement (Figure 136). On y retrouve également des dépôts sableux résultant d'environnement de dépôt de plages localement. Les environnements de dépôts les plus distaux sont de types « *open-coast subtidal* ». Ces sables sont grossiers, riches en glauconie et contiennent une faible proportion de clastes exotiques (radiolarites, jaspes entre autres). Ceci suggère la permanence d'une source localisée dans les zones internes alpines. Le dépôt du conglomérat bioclastique le long de la bordure ouest se prolonge, indiquant l'importance de la barrière morpho-structurale de la bordure occidentale des massifs sub-alpins. Les dépôts sont influencés par une subsidence flexurale induite par la formation de la ZF1.

Plus au Sud, dans le Bas-Dauphiné, les séquences S1a et S1b sont également absentes (Figure 136). En revanche, Latreille (1969) signale la présence d'une unité bien démarquée à l'échelle du Bas-Dauphiné, stratigraphiquement située entre l'Oligocène continental et le Miocène marin du Burdigalien supérieur (S2a-b). Par encadrement stratigraphique, il pourrait donc s'agir : soit de dépôts de l'Aquitainien, soit du Burdigalien inférieur. En effet, cette unité se démarque des dépôts oligocènes continentaux sous-jacents avec l'apparition brutale d'une composition pétrographique d'origine alpine. Ceci indique une connexion avec le domaine oriental (Figure 136). Cette unité est particulièrement visible dans le Royans et a été décrite par Giot (1943). Ce dernier signale par ailleurs un autre changement radical, un changement d'ordre faunistique, marquant l'apparition de mollusques saumâtres et d'une sédimentation lagunaire contenant les taxons *Potamides longispira* (Mermier), *Hydrobia Dubuissoni* (Bouillet), *Cyrena convexa* (Brongniart), *C. Mermieri* (Depéret). L'auteur impliquait ainsi une proximité à la mer. En toute logique, ces connexions s'effectuaient donc avec le *domaine oriental* via les vallées incisées E-W que nous avons décrit le long de la barrière morpho-structurale de la bordure occidentale des massifs sub-alpins. Des connexions via la vallée du Rhône, par le bassin de Crest, sont en revanche exclues. En effet, nos analyses y prouvent l'absence du Burdigalien Inférieur (S1a-S1b) marin, et aucune sédimentation lagunaire n'y a par ailleurs été décrite. Ceci est en ligne avec les conclusions de Demarcq et al. (1989) et même de Deperet (1895) qui évoquaient une transgression d'âge Burdigalien supérieur seulement (~S2a) dans cette région.

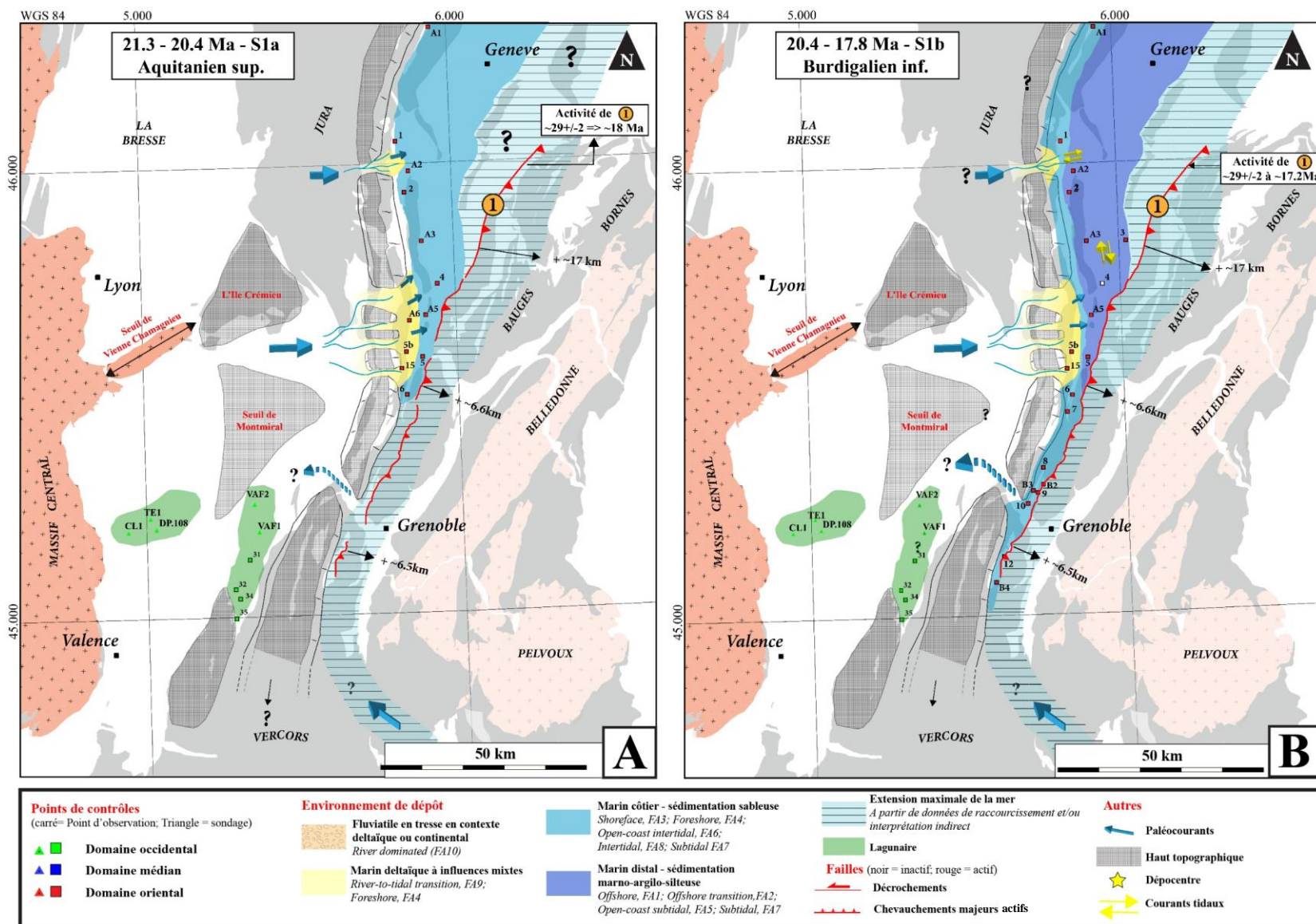


Figure 137: Cartes paléogéographiques des séquences S1a (Aquitainien supérieur) et S1b (Burdigalien inférieur). Les flèches noires, ainsi que la valeur associée, correspondent à l'extension maximale suggérée par le taux de raccourcissement induit par la phase compressive subalpine (Figure 135).

3.3. 18,05 à 16.2 Ma - Burdigalien supérieur (S2a et S2b) – Amorce brutale d'une compression E-W:

Les transgressions du Burdigalien supérieur (S2a et S2b ; Figure 138) sont les plus importantes du Miocène dans cette région puisqu'elles marquent un événement majeur dans l'histoire géologique de notre zone d'étude.

S2a : Cette séquence de dépôt date l'activation du chevauchement basal de Belledonne qui se propage en surface au travers de la faille SAL dans un premier temps. En effet, le dépo-centre très marqué (~650m) de la S2a est situé au mur de cette faille, le long du synclinal de Rumilly situé au Nord Est de la zone d'étude. Une séismite d'extension régionale retrouvée au sein du cortège transgressif de la S2a appuie cette hypothèse. Le long du même domaine de dépôt, vers le Sud-Est, une sédimentation proximale a lieu aux abords de la cluse de l'Isère, notamment marquée par la naissance du « paléo-delta de Voreppe » avec une épaisse unité conglomératique correspondant soit aux conglomérats de « Notre-Dame de l'Osier » (Demarcq, 1962, 1970), soit à la « Formation de Vence ». Plus au Nord cette fois-ci, le Jura enregistre également un événement tectonique du même âge (Ziegler & Dèzes, 2007). L'ensemble du bassin molassique suisse est émergé avec une lacune de 500 000 ans entre 18.3 et 17.8 Ma (Kempf *et al.*, 1999; Garefalakis & Schlunegger, 2019), laquelle coïncide très précisément avec la base de la limite de séquence S2a dans notre zone d'étude.

D'un point de vue paléogéographique, cette phase tectonique participe très probablement à l'inondation pour la première fois de la paléo-topographie héritée de la bordure occidentale des massifs subalpins (qui jouait jusqu'alors le rôle de barrière morphostructurale). En effet, le long de cette paléo-topographie, ainsi que vers l'Ouest, la S2a débute par un fin cortège transgressif (5-10m d'épaisseur) matérialisé par le dépôt des calcaires à *Pecten Paraescabriusculus* riche en bryozoaires et en coraux. Ce cortège transgressif est rapidement surmonté par une sédimentation principalement argilo-marneuse, qui résulte d'environnements distaux (*Offshore, FA1; Offshore transition, FA2; Open-coast subtidal, FA5; Subtidal, FA7*). Cette unité a été identifiée en bordure orientale du Bas-Dauphiné en sondage et marque le début de la formation des marnes de St-Lattier » (Figure 138). Cette unité n'a pas été retrouvée au-delà du seuil de Montmiral, ce qui implique que ce seuil représentait à son tour, une barrière morpho-structurale au cours du Burdigalien supérieur et qui limitait la mer vers l'Ouest.

Dans le bassin de Crest (Sud-Ouest de la zone d'étude), la S2a disparaît vers le Nord, aux environs de Barcelone (Demarcq, 1959 ; Jeannolin, 1985), où elles semblent *onlapper* contre les Monts du Matin. Sous le plateau de Chambaran au Nord, la S2a (et S2b) est complètement absente. Ceci fait écho à l'absence de la S2a vers l'Est, dans le synclinal du Royans. Or, l'étude des puits indique la présence de la séquence S2 au Sud-Est du Bas-Dauphiné tout comme la présence de la S2a dans le Vercors (24, 25, E1, E2, E3, 11). Ainsi, à l'emplacement actuel des Monts-du-Matin, un haut-topographique existait probablement, empêchant le dépôt de la S2a, et impliquant soit : **(i)** une bifurcation de la mer en 2 bras **(ii)** soit le passage uniquement à l'Ouest, entre le haut-topographique et le Massif Central.

Ce haut avait d'ailleurs été mentionné par Giot (1943), qui le décrivait comme une barrière entre les chaînes subalpines *ss* et la vallée du Rhône. D'après nos conclusions de l'étude de l'Oligocène, ce haut est probablement hérité de la phase extensive de l'Oligocène. Enfin nous pouvons exclure un quelconque héritage structural Eocène, car malgré la présence d'altérites épaisses sur toute la bordure Est du bassin, la présence de kaolin résultants de l'altération des granites centraliens et transportés jusqu'ici en fait nécessairement un point bas anté-Oligocène (Dasarathi, 1966).

S2b : Tout comme la séquence S2a, cette séquence débute par un fin cortège transgressif (0.5 à 5m d'épaisseur) matérialisé par le dépôt de calcaires gréseux, toujours riche en *Pecten Paraescabriusculus*. Dans le synclinal de la Pesse au nord (C1), le cortège transgressif de la S2b est très probablement représenté par la base des conglomérats marins de Coïtes (*sensu* Charollais *et al.*, 2006; point C1). Sur ce cortège transgressif se dépose brutalement l'unité des « marnes bleues » au Nord.

La séquence S2b enregistre la suite de la propagation en surface du chevauchement basal de Belledonne. En effet, nous avons observé une migration du dépo-centre vers l'Ouest, entre les séquences S2a et S3 (chapitre 7, Figure 127). Au sommet de la S2a, une discordance angulaire datée au chron CD5Dn (17,35 +/- 0,15 Ma) a été observée. Suite à celle-ci, une migration brutale du dépo-centre s'effectue vers l'Ouest, au mur de la faille 2a. **Ainsi, en surface, le chevauchement de Belledonne implique dans un premier temps l'activation de la faille SAL (18,05 +/- 0,25 Ma), et dans un second temps, celui de la faille 2a (17,35 +/- 0,15 Ma).** Ce timing proposé fait écho à des analyses thermochronologiques récentes qui datent le début de l'exhumation des ECM (« external cristalline massifs » dont fait partie le Massif de Belledonne) à 18Ma +/- 1Ma (Boutoux *et al.*, 2016). Ces derniers suggèrent également que cet événement est synchrone à l'échelle de l'arc alpin occidental et lié à l'initiation d'une rampe sous les ECM.

C'est donc au mur de la faille 2a, dans le synclinal de Chambéry, que le dépo-centre de la S2b est maintenant situé (Figure 138) : l'unité des marnes bleues (dépôts marins distaux) y est épaisse de 50m passant à moins de 5 m vers l'Est et vers l'Ouest, reflétant une subsidence d'origine tectonique au mur de la faille 2a. En effet, vers l'Est d'abord, à Forezan (5) tout particulièrement, on observe l'interstratification progressive de conglomérat au sein d'une sédimentation marine, témoignant de la progradation de systèmes fluviaux. Vers l'Ouest cette fois-ci, le long du « domaine médian » (points de contrôles bleus), l'unité des marnes bleues est présente mais son épaisseur ne dépasse jamais 5 mètres. Les environnements de dépôts marins proximaux sont dominants. Aux abords de la cluse de l'Isère, le « paléo-delta de Voreppe » (« Formation de Vence » sensu Latreille, 1969) est toujours actif.

Vers l'Ouest, dans le Bas-Dauphiné, on retrouve une sédimentation marine distale avec les « marnes de St-Lattier » (à partir des données de sondages). Néanmoins, les sondages BMT-1, MO1, MO3, PA-1 à l'Ouest, montrent une sédimentation au contraire, essentiellement sableuse, indiquant probablement la bordure Ouest de la mer Miocène au cours de la S2b.

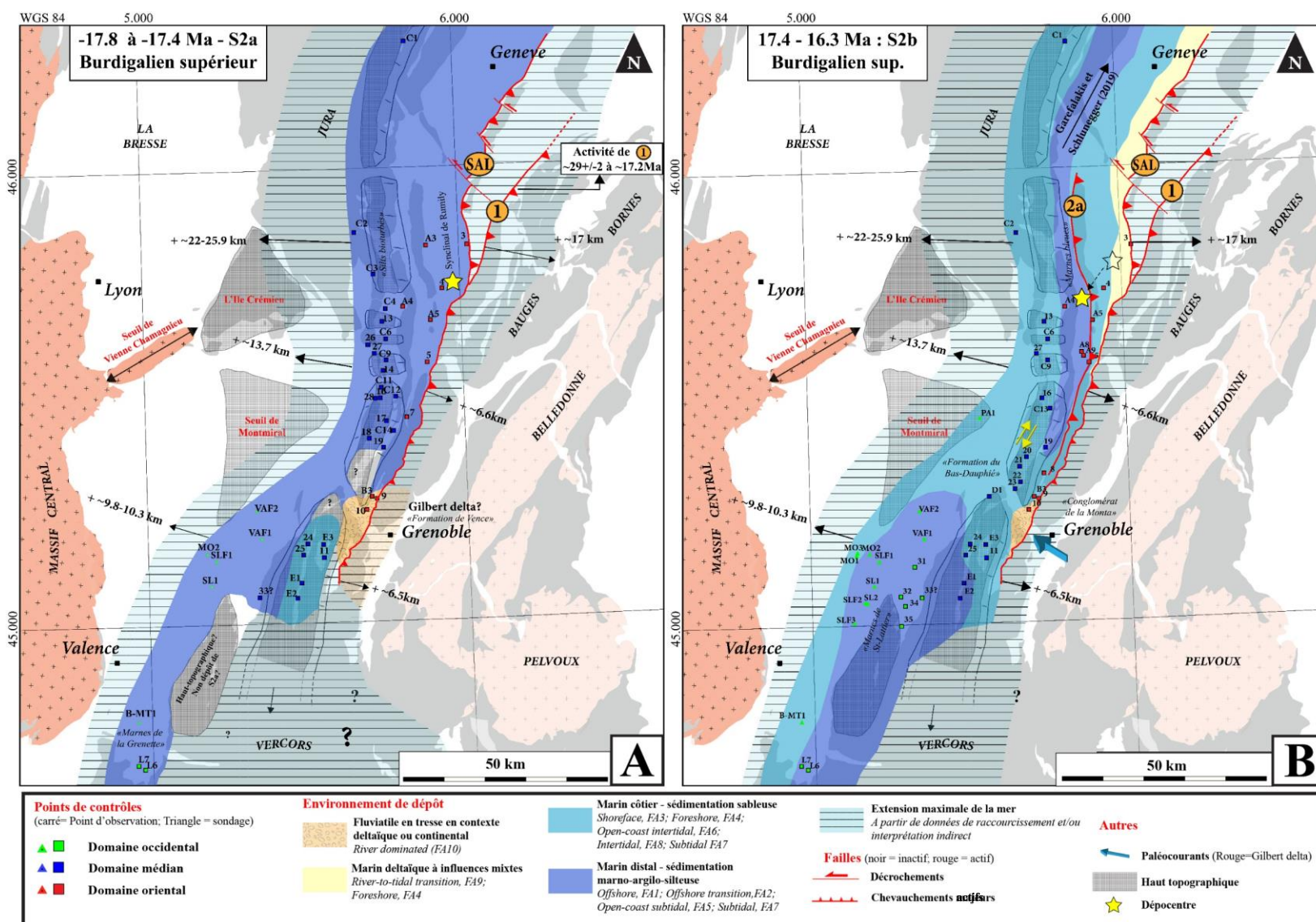


Figure 138: Cartes paléogéographiques des séquences S2a et S2b (Burdigalien supérieur). Les flèches noires, ainsi que la valeur associée, correspondent à l'extension maximale suggérée par le taux de raccourcissement induit par la phase compressive subalpine P2 (Figure 135).

3.4. 16.2 à 13.8 Ma - Langhien (S3 et S4) – Dépôts syn-tectoniques:

La mer inonde maintenant totalement le Bas-Dauphiné (Figure 139).

La séquence S3 enregistre la suite de l'activité de la ZF2. En effet, une accumulation anormalement épaisse de dépôts marins à continentaux de la séquence S3 au mur de la ZF2 associée à une tendance générale à la migration du dépo-centre vers l'Ouest, implique une subsidence d'origine tectonique au mur de la ZF2 (Figure 139). Cette subsidence tectonique explique pourquoi on observe une transition brutale des environnements de dépôt vers l'Est. En effet, on passe de dépôts marins distaux (points C4, 13, C6, 27, C9, Figure 139) à des dépôts deltaïques à l'Est, dans le domaine oriental (points A4, 4, A8, A9, 5 ; Figure 139). Aucun dépôt marin distal de cet âge n'y a été décrit. Ce domaine est alors probablement proche de l'émersion, avec au mieux, des dépôts où les influences fluviales et tidales co-habitent. Les paléo-courants indiquent bien des apports depuis l'Est. Cette transition brutale de faciès reflète donc bien le soulèvement du compartiment à l'Est de la ZF2 (Figure 139).

S3 : A l'Est de la ZF2 seul le cortège transgressif de la séquence S3 montre une sédimentation marine à influence fluviale. Néanmoins, il s'agit de dépôts deltaïques où les influences tidales et fluviales sont mixtes. Dans cette sédimentation sableuse à influences marines sont intercalées des unités conglomératiques indiquant des paléo-courants vers l'Ouest (« conglomérat de Chamoux », *sensu* Lamiroux, 1977). Directement à l'Ouest, dans le domaine médian et le domaine occidental, on passe brutalement à une succession totalement différente : le cortège transgressif est peu épais (5 à 20m), représenté par des sables subtidaux ou des calcaires bioclastiques très riches en huîtres de taille remarquable (pluri-dm), passant ensuite à des dépôts marins distaux bien plus épais. En effet, à l'Ouest, la mer envahit littéralement le Bas-Dauphiné: on retrouve les « marnes de St-Lattier » dans tous les puits, excepté : (i) les puits TE-1 et BEF-1, où la S3 est peu épaisse et surtout, marquée par une sédimentation sableuse grossière, à intercalations de micro-conglomérats, suggérant ainsi des environnements de type fan delta à proximité de la ligne de côte ; (ii) les puits CL-1, LTP-F1, DP-108, GVA-1 et BMT-1, où il s'agit de dépôts marneux à la base, passant progressivement à des sables au sommet de la séquence, témoignent d'une position intermédiaire qu'on suggère d'attribuer à la catégorie des dépôts marins proximaux.

Aux abords de la Clue de l'Isère au Sud, les dépôts conglomératiques du paléo-delta de Voreppe s'étendent jusque dans le Bas-Dauphiné oriental (« Conglomérat de Notre Dame de l'Osier » *sensu* Demarcq, 1962, 1970). Il s'agit de dépôt de type fluviale en tresse, en position deltaïque puisque de rares galets perforés ont été retrouvés, témoin d'influences marines.

S4 : Au cours de la séquence suivante, le dépo-centre est maintenant situé au mur de la ZF4 (étoile jaune, Figure 139 ; voir chapitre 7, Figure 129).

La migration de la mer vers l'Ouest continue. Une sédimentation deltaïque se produit maintenant au Nord-Est de la zone où l'on enregistre des influences marines et fluviales mixtes. En bordure orientale du Jura, dans le synclinal de la Pesse, aucune sédimentation marine n'a été décrite d'âge

contemporain à la séquence S4, marquant ainsi un probable retrait de la mer. Plus au Sud, c'est au mur de la ZF2 que le système de Gilbert delta de Pommier et du Pont Demay (chapitre 7, Figure 128) s'initie, témoignant ainsi d'une création de pente liée au soulèvement du compartiment à l'Est de la ZF2. Une sédimentation essentiellement argileuse visible dans les puits FA-1, BEF-1, TE1, DP108, MO1, MO3 et MO2 correspond aux termes les plus sommitaux de l'unité des marnes de St-Lattier.

Récapitulatif du Miocène inférieur marin :

Au cours des séquences S1a et S1b, la mer était confinée à l'Est de la barrière morpho-structurale de la bordure occidentale des massifs subalpins. Au cours des séquences S2a et S2b, une transition s'est effectuée puisque la mer était présente de part et d'autre de la barrière morpho-structurale. Les séquences S3 et S4 marquent ensuite le retrait définitif de la mer dans le domaine oriental à l'Est. Cette migration brutale de la mer (et des dépocentres) vers l'Ouest, qui s'effectue en l'espace de 3 Ma (durée entre la transgression des séquences S2a et S4), est induite par l'activation de la faille SAL, puis des zones des failles ZF2 (S2), ZF3 (~S3) et enfin ZF4 avec la séquence S4. La chronologie de la ZF3 n'a pas pu être contrainte avec précision bien que le profil sismique 91CHA1-2 prouve son activité, au moins depuis la séquence S3.

Ainsi l'activation du chevauchement basal de Belledonne implique un bouleversement paléo-environnemental avec le retrait de la mer depuis le domaine oriental à l'Est vers le domaine occidental à l'Ouest.

Ce retrait de la mer est pourtant en compétition avec la transgression eustatique globale du langhien inférieur (~ Séquence 3) qui semble être la plus importante depuis le Paléocène (Haq *et al.*, 1987; Bartek *et al.*, 1991; Hardenbol *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 2005). Cette transgression est probablement en partie à l'origine d'une partie significative de l'élargissement du bassin vers l'Ouest, comme cela a pu être démontré ailleurs (dans le domaine méditerranéen, Grasso *et al.*, 1994 ; dans la Paratéthys vers l'Est du bassin périalpin, Sant *et al.*, 2019 ; dans le Sud du bassin Rhodano-Provençal, Besson *et al.*, 2005).

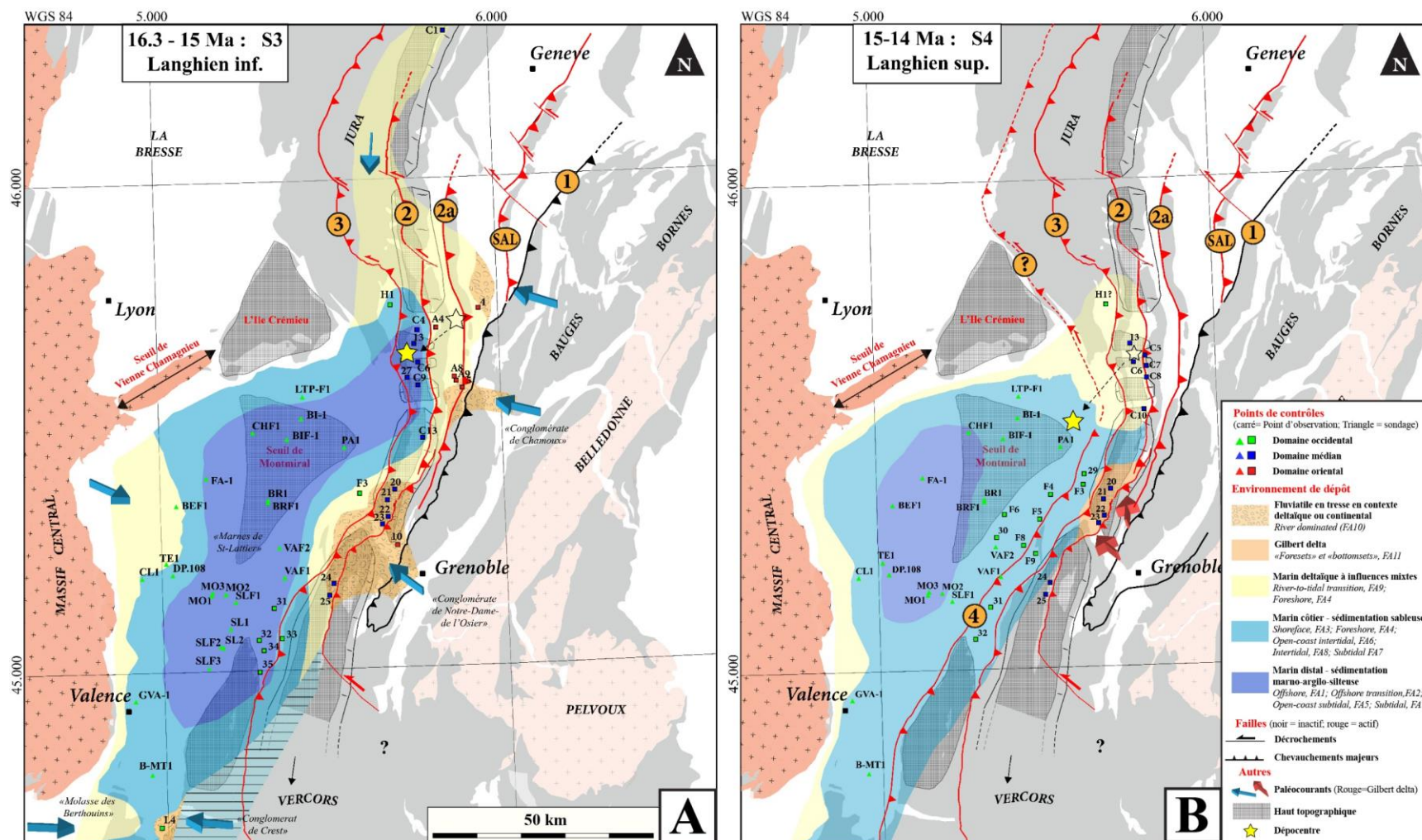


Figure 139: Cartes paléogéographiques des séquences S3 et S4 (Burdigalien terminal à Langhien). Chevauchements en rouge = actifs ; en noir = inactif ?; en pointillés = incertain.

3.5. 14 à 10.8 Ma - Serravalien (S5 et S6) – Transition vers des mouvements verticaux ?

Au cours de cette période, le domaine oriental (à l'Est de la ZF2, Figure 140) est maintenant complètement à l'émergence. Le domaine médian, lui, est encore subsident avec des dépôts continentaux (C5, C7, C8, 22, Figure 140). C'est au cours de la séquence de dépôt S5 que les derniers mouvements horizontaux semblent s'enregistrer avec l'activation de la ZF5 (chapitre 7, Figure 130). Aucune évidence de dépôts syntectoniques n'a été observée pour la S6, qui semble sceller l'ensemble des dépôts syn-tectoniques sous-jacents dans le Bas-Dauphiné; cependant la qualité des réflecteurs ne permet pas de l'affirmer avec certitude. Au Nord de la Clue de l'Isère et au mur de la ZF2, un dernier Gilbert delta s'enregistre (21, 22, Figure 140) à la base de la séquence de dépôt S5, passant ensuite définitivement à des dépôts fluviatiles en tresse. Cette succession suggère (i) une diminution de l'activité tectonique syn-S5, du moins en terme de subsidence du bassin et l'on s'approche peut-être du point d'équilibre tectonique entre subsidence et surrection ; (ii) ou une émergence définitive du système sédimentaire en lien avec une potentielle transition vers des mouvements essentiellement verticaux dans les massifs subalpins. Si tel est le cas, l'activation d'accidents en position plus interne (en « hors séquence ») n'est pas à exclure (Deville et al., 1994).

S5 : Au cours de la séquence S5, la mer est toujours présente dans l'ensemble du Bas-Dauphiné d'après le découpage séquentiel des sondages du Bas-Dauphiné. Il s'agit d'une sédimentation essentiellement sableuse marquant des environnements de dépôt peu profonds. Seul les puits FA-1, BEF-1, TE-1 et DP108 (Figure 140) semble montrer une sédimentation plutôt argilo-marneuse et ainsi, un environnement de dépôt plus distal et probablement plus profond, ce qui semble en accord avec leur localisation au centre du bassin. Le domaine médian à l'Est est caractérisé principalement par d'épaisses unités conglomératiques qui caractérisent des apports depuis les zones émergées (ou en cours d'émergence) à l'Est. En bordure occidentale du Bas-Dauphiné (K7, K10, Figure 140), Latreille (1969) décrit des sables « granitiques » qui témoignent d'apports d'éléments terrigènes depuis le Massif central. Cela implique donc également l'existence d'environnements soumis à des apports fluviatiles en bordure du Massif Central.

S6 : Ecologiquement parlant, la S6 se démarque au sein de l'épaisse série sableuse du Bas-Dauphiné. En effet, cette période a connu un véritable essor écologique (coraux, bivalves, etc..) très probablement liée à la transgression eustatique la plus marquée du Miocène (Miller et al., 2005). Cette transgression importante est probablement une des causes de la transgression du seuil de Vienne Chamagnieu (Figure 140) : en effet, le domaine « Bressan » était à l'émergence de façon permanente depuis le début du Miocène. Au-delà du seuil de Vienne Chamagnieu, la S6 a probablement transgressé encore d'avantage au Nord de la zone d'étude puisque Demarcq (1962, 1970) cite plusieurs références indiquant la présence de faune marine dans la molasse miocène jusqu'à des latitudes équivalentes à Lons-le-Saunier (120 km au Nord de Lyon). Malgré cette transgression eustatique importante, la bordure orientale et Nord orientale du Bas-Dauphiné est caractérisée par la progradation de systèmes fluviatiles : le « conglomérat de Voreppe » en amont de la clue de l'Isère et le conglomérat de la Tour-du-Pin au Nord de la zone. Ceci indique une nouvelle fois que le domaine médian et le domaine oriental marquent à présent un relief.

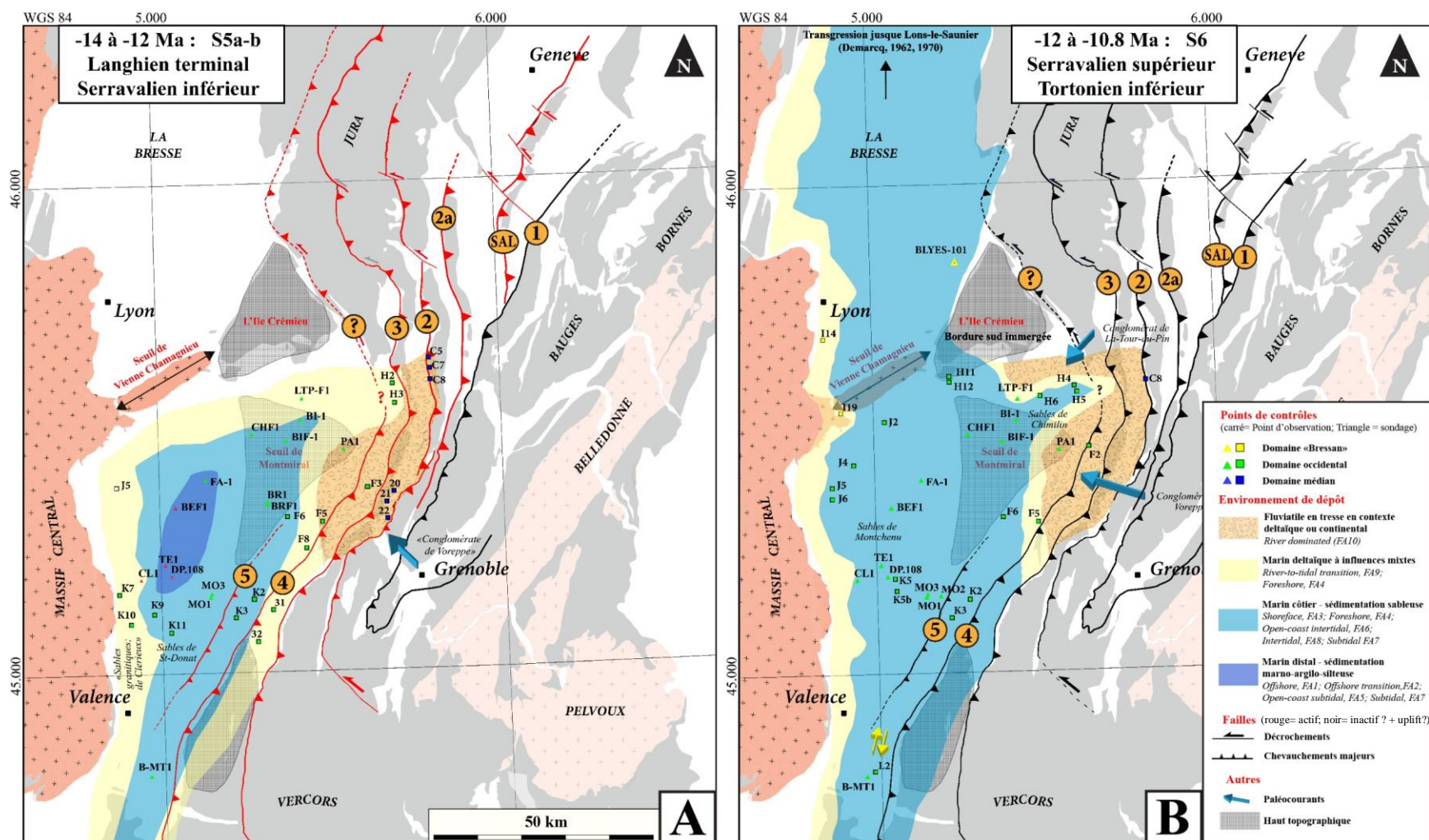


Figure 140: Cartes paléogéographiques des séquences S5a-b (Langhien terminal-Serravalien inférieur) et S6 (Serravalien supérieur/Tortonien inférieur). Aucune évidence de dépôts syn-tectoniques n'a été observée au cours de la S6, ce qui n'exclut pas une potentielle transition vers des mouvements essentiellement verticaux dans les massifs subalpins avec l'activation d'accidents en position plus interne. Chevauchements en rouge = actifs ; en noir = inactif + uplift? ; en pointillés = incertain.

3.6. 10.6 à 7.8 Ma - Tortonien (S7 et S8) – Soulèvement régional et activation du front du Jura

Le cortège transgressif de la S7 marque les derniers dépôts marins miocènes (Figure 141). La mer passe une nouvelle fois au-delà du seuil de Vienne-Chamagnieu (Figure 141). Néanmoins, il faut noter que la transgression eustatique est nettement moins marquée que celle de la S6. En effet, le niveau de la mer monte seulement de 5 à 10 m contre 40 m pour la S6 d'après la charte eustatique de Miller *et al.* (2005). Ainsi, la transgression au-delà du seuil de Vienne-Chamagnieu implique probablement un autre mécanisme : peut-être s'agit-il du déplacement du dépo-centre jusqu'en bordure occidentale du Bas-Dauphiné en réponse à l'apparition de mouvements verticaux suggérés précédemment au cours de la S5-S6 ?

A l'Est de la zone, la séquence de dépôt S7 est marquée par l'avancée des systèmes fluviaux conglomératiques (Figure 141). Aux dépôts marins, succède une sédimentation d'origine continentale ou des gisements de micromammifères prouvent la présence du Tortonien supérieur, équivalent de la S8 d'après la charte eustatique. Or, la limite de séquence avec la LS8 n'a jamais été décrite. De plus, elle est exclusivement continentale malgré la transgression eustatique marquée décrite Miller *et al.* (2005). Dans la masse conglomératique de la S8 du secteur H (La-Tour-du-Pin), il a été décrit la présence de clastes du Burdigalien, ce qui nous fournit une indication temporelle très importante pour la reconstruction de l'histoire tectono-sédimentaire régionale : le Burdigalien est maintenant à l'érosion dans les massifs subalpins.

La carte paléogéographique de la S8 (Figure 141) montre en effet l'avancée des systèmes fluviaux, qui atteignent pratiquement la région lyonnaise (Heyrieu) ce qu'avait bien noté certains auteurs (Demarcq, 1962, 1970; Latreille, 1969; Mortaz-Djalili & Perriaux, 1979). Cette avancée est-elle brutale ou poursuit-elle celle qui a été amorcée au cours de la S7 ? L'avancée des conglomérats se manifeste aussi vers le SW où ils atteignent la vallée du Rhône vers Saint Vallier et le Péage de Roussillon (bordure occidentale du Bas-Dauphiné), où ils vont achever la construction du Piémont rhodanien jusqu'au Messinien anté-crise de salinité messinienne (Clauzon *et al.*, 1990). Cet événement contraste totalement avec la charte eustatique qui indique pourtant une transgression marine très marquée au cours de la S8. Ces éléments confirment indirectement un événement majeur qui touche maintenant l'ensemble de notre zone d'étude : **un soulèvement régional**. Celui-ci était-il pour autant actif depuis la séquence S5 qui avait enregistré la fin des mouvements horizontaux dans les massifs subalpins et une potentielle transition vers des mouvements verticaux ? Ou apparaît-il brutalement entre la S7 et la S8, de manière sub-synchrone avec l'activation du front du Jura ?

En effet, c'est au front du Jura que le puits Bugey-101 (Figure 141) indique une ultime phase de déformation puisque les sédiments marins de la S6 (+S7 ?) sont chevauchés. Ceci est également appuyé par une épaisseur anormalement importante (~200m) d'argiles et de marnes continentales (cortège régressif de la S7 et S8 continentales confondues) le long de la bordure Est de la Bresse, indiquant une subsidence remarquable probablement d'origine tectonique. Cette dernière phase enregistrée (Phase 3) bien connue de la littérature, est à l'origine de l'âge tardi-Miocène proposé pour la datation du soulèvement du Jura à la fin du Miocène.

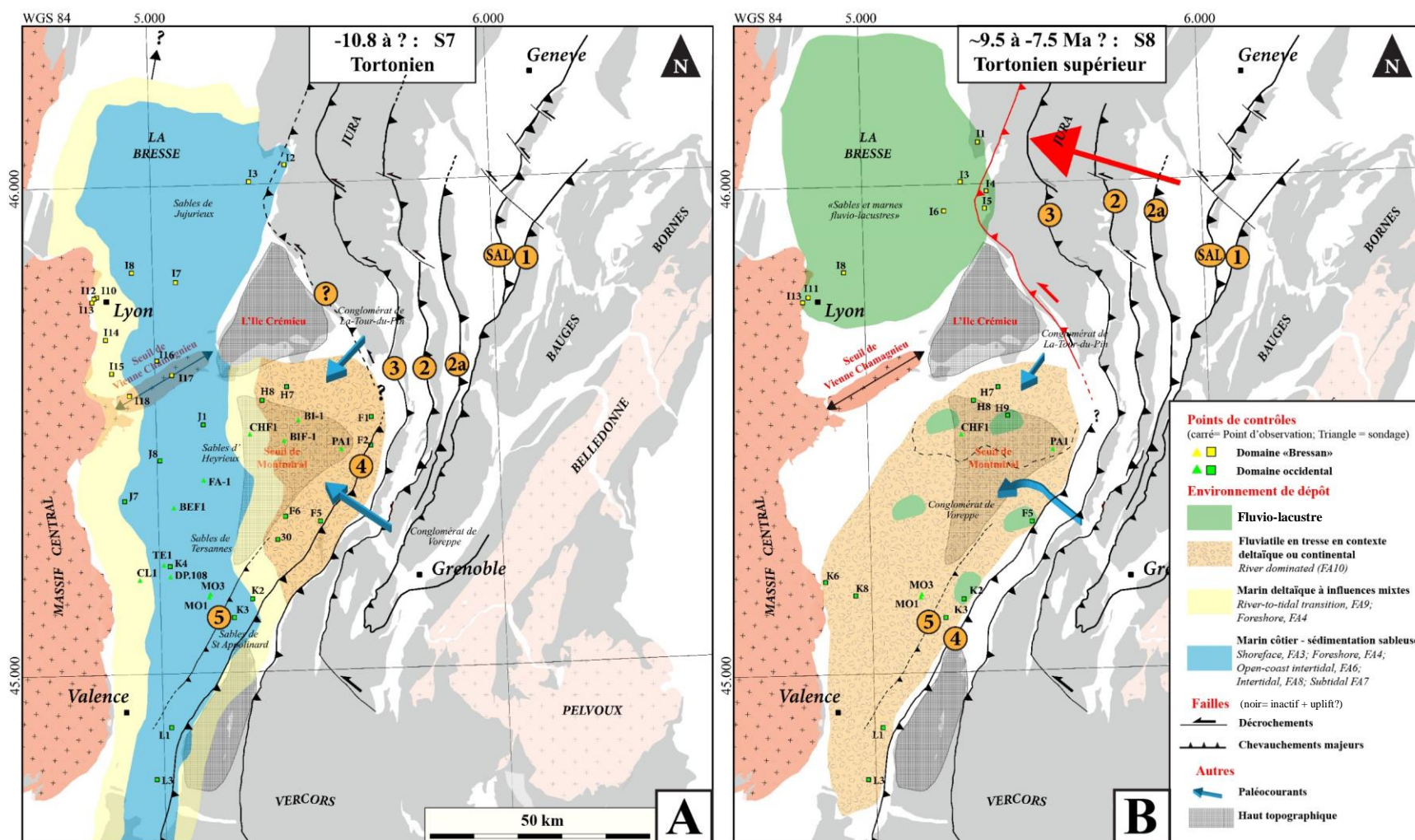


Figure 141: Cartes paléogéographiques des séquences S7 et S8 (Tortonien). Chevauchements en rouge = actifs ; en noir = inactif+uplift ?; en pointillés = incertain.

Ainsi, cette phase de surrection dans les massifs subalpins pourrait faire écho à la surrection post-langhienne des massifs subalpins et avoir impliqué la naissance de structures tectoniques en position interne des massifs subalpins dans une dynamique « hors sequence » comme l'avait été proposé par Deville et al. (1994). Cette surrection pourrait être due à la migration du front de déformation compressif à l'Ouest de la Vallée du Rhône, pour laquelle il existe quelques évidences dans la tectonique récente et actuelle : (i) la dernière phase tectonique répertoriée le long de la marge cévenole du Massif Central est une compression NW-SE qui ré-active les anciennes failles normales oligocènes en failles inverse (Elmi *et al.*, 1996) ; (ii) le séisme du Teil 11/11/2019 a activé une de ces failles inverses (Cornou, 2020) ; cette direction de compression NW-SE est compatible avec celle de la compression horizontale maximale actuelle (N140) mesurée à Bousсенac [World Stress data base, 2016 – wsm 00609 site FR14].

4. Évolution du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales, depuis la Suisse, jusqu'au bassin du sud-Est.

Il est maintenant possible d'inscrire cette chronologie à plus grande échelle. La partie du bassin d'avant-pays que nous étudions se prolonge au Nord avec le bassin molassique suisse (Figure 142) qui communiquait avec la Paratéthis au Nord, et au Sud avec le bassin du Sud-Est (au Nord de la côte méditerranéenne) constitué lui-même de plusieurs sous-bassins : le bassin de Digne à l'Est, et le bassin de Valréas-Carpentras au Nord-Ouest. En position intermédiaire, on trouve le bassin d'Apt-Forcalquier.

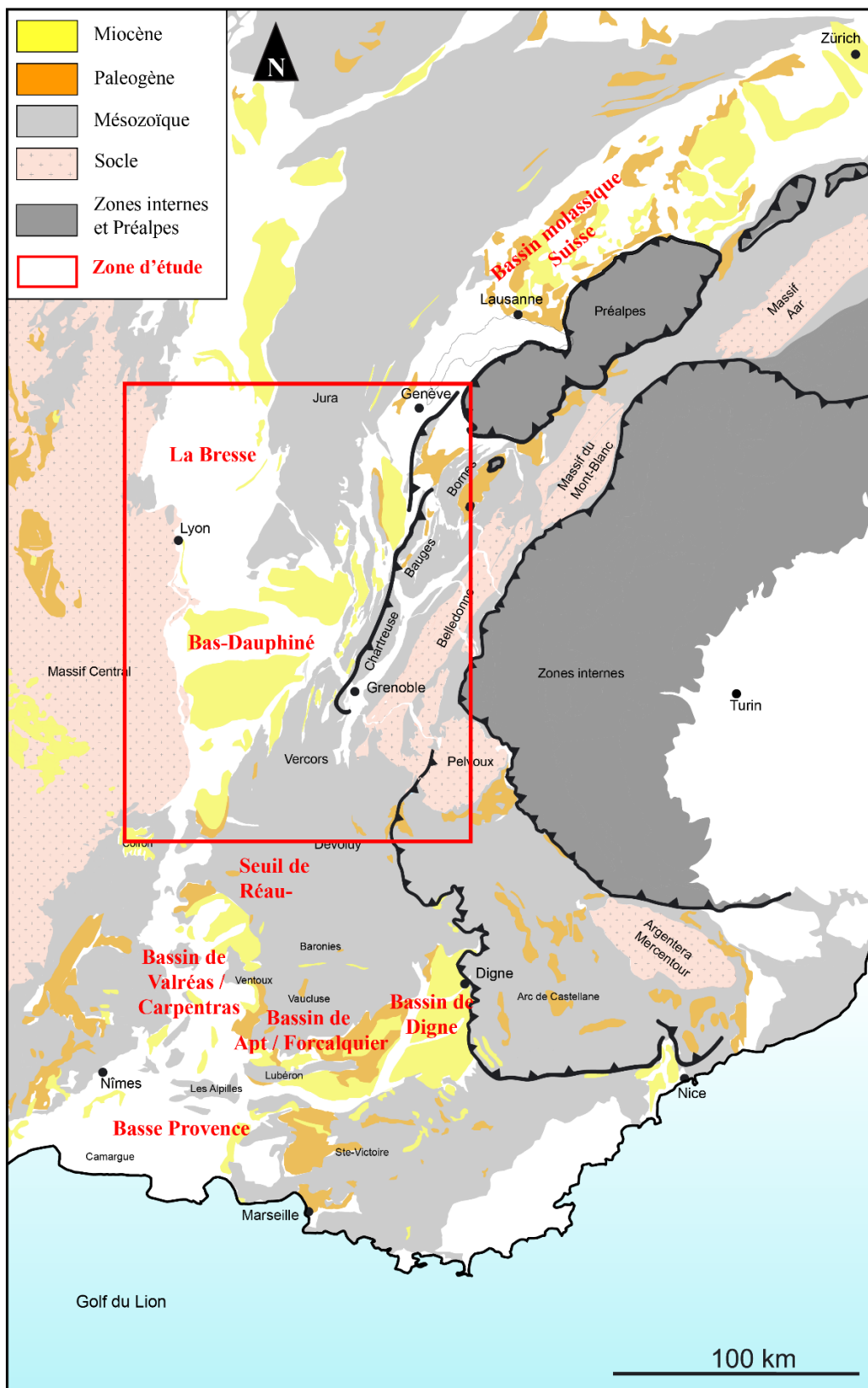


Figure 142: Le bassin d'avant-pays des Alpes occidentales subdivisé en plusieurs bassins. Du Nord au Sud : le bassin molassique suisse, le Bas Dauphiné, le bassin de Valréas Carpentras, le bassin d'Apt/Forcalquier, le bassin de Digne.

4.1. Succession stratigraphique du Miocène inférieur du Bassin molassique suisse :

La succession miocène du bassin molassique suisse a fait l'objet de nombreuses études sédimentologiques et chronostratigraphiques robustes, sur lesquelles on peut s'appuyer pour établir des corrélations stratigraphiques avec le découpage séquentiel proposé dans notre zone d'étude plus au Sud.

4.1.1. *L'Aquitaniens supérieur et le Burdigalien inférieur :*

S1a : L'équivalent de la transgression de l'Aquitaniens supérieur (S1a) ne dépasse pas Lausanne au Nord (Figure 143A, B). C'est à Lausanne que Bersier (1936, 1938) décrit au sommet de la Molasse Grise de Lausanne en Suisse, sous les dépôts marins francs du Burdigalien inférieur transgressif (~S1b, voir ci-dessous), la présence de dépôts marins riches en faune marine s'intercalant au sein d'une sédimentation continentale. Ces niveaux ont été datés récemment à l'Aquitaniens (Berger, 1985; Kempf *et al.*, 1999; Becker *et al.*, 2010) a clairement montré qu'un Aquitaniens marin, bien daté à la fois, par les foraminifères planctoniques (*Gl. Primordius*) et les Micromammifères (*R. Manca*) est présent autour de Lausanne et dans quelques gisements de l'Ouest de la Suisse. Il en concluait donc que la transgression venait depuis la France. En effet, au-delà de Lausanne, aucun dépôt de cet âge n'a été retrouvé ;

On tend donc à privilégier une transgression aquitanienne depuis le Sud car la possibilité d'une transgression d'origine septentrionale depuis le fossé rhénan par le Jura ou la Bresse est aussi à exclure. En effet, l'Aquitaniens semble systématiquement purement lacustre dans le fossé Rhénan (Picot *et al.*, 2008; Roussé *et al.*, 2016) comme dans le Jura Suisse (Becker *et al.*, 2004). Quant à l'aquitaniens au Nord du Jura, il est continental (Becker, 2000; Becker *et al.*, 2004, 2010).

S1b : Hormis ce petit Golfe joignant la France à Lausanne qui est transgressé précocement dès l'Aquitaniens supérieur, la transgression marine est datée au Burdigalien inférieur (Figure 143C, D), équivalent de la séquence de dépôt S1b, dans le reste du bassin molassique Suisse. Les datations des dépôts marins sont maintenant robustes dans l'ensemble du bassin molassique Suisse (Berger, 1985; Schlunegger *et al.*, 1996, 1997a; b, 1998; Kempf *et al.*, 1999; Jost *et al.*, 2016; Schlunegger & Castellort, 2016) notamment à partir d'études magnétostratigraphiques.

En accord avec une transgression d'origine méridionale, les derniers travaux de Garefalakis & Schlunegger (2019a), mentionnent un cours diachronisme de cette transgression burdigalienne du SW vers le NE (Figure 143E).

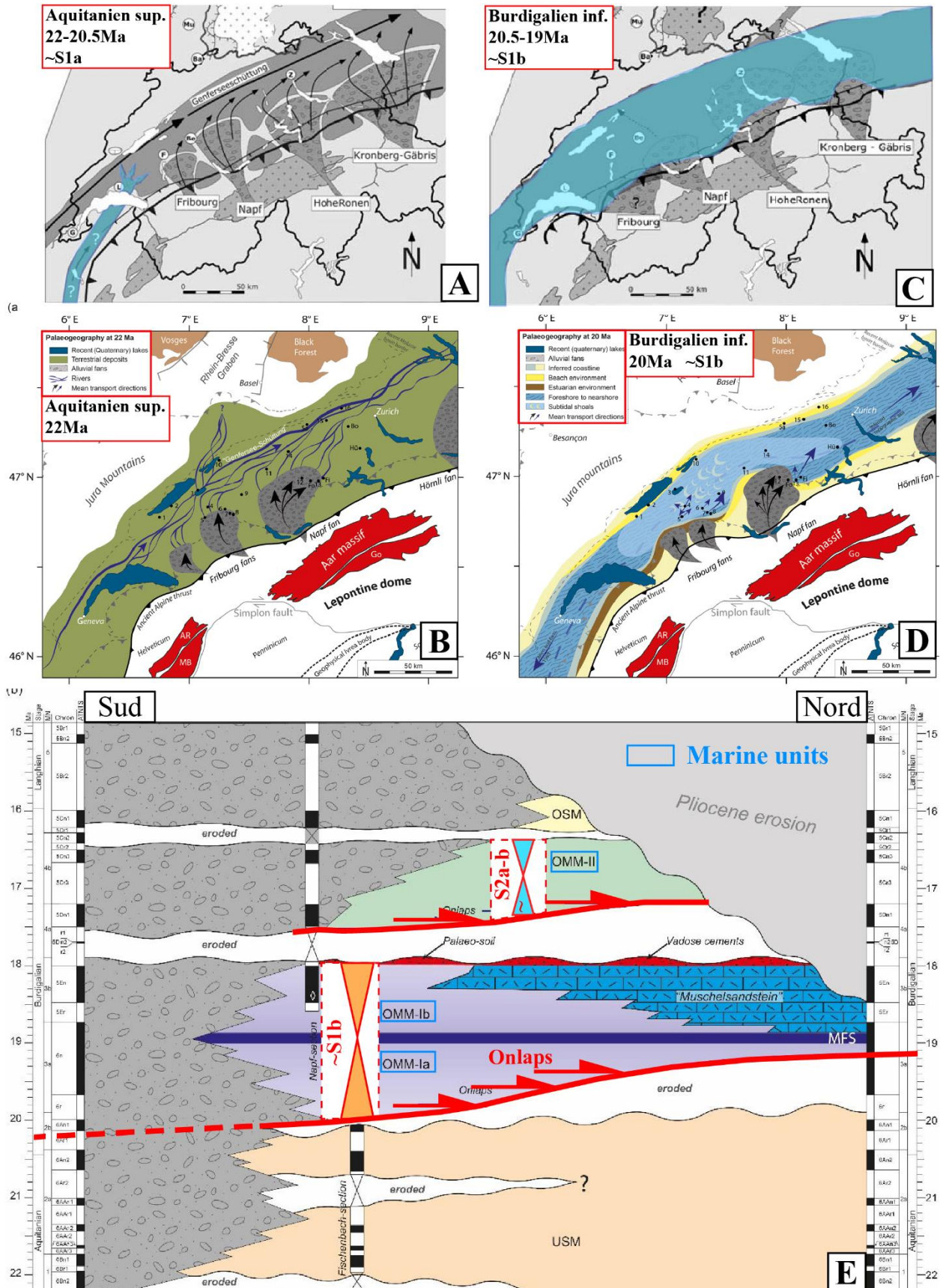


Figure 143: Cartes paléogéographiques du Miocène du bassin molassique suisse. (A) Cartes paléogéographiques de l'Aquitainien supérieur selon Berger et Reichenbacher (2005) et (B) selon Garafelakis et Schlunegger (2019); (C) Cartes paléogéographiques du Burdigalien inférieur selon Berger et Reichenbacher (2005) et (D) selon Garafelakis et Schlunegger (2019) ; (E) Charte tectono-stratigraphique du Miocène du bassin molassique Suisse d'après Garafelakis et Schlunegger (2019).

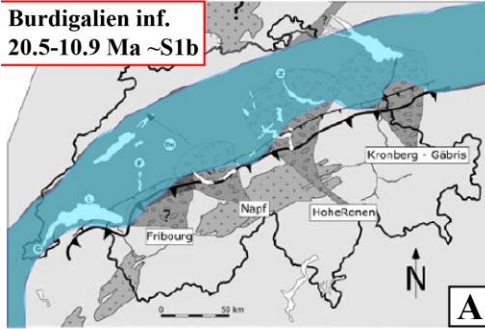
4.1.2. Le Burdigalien supérieur:

La transgression de la S2a marque une différence avec notre série stratigraphique. En effet, un événement tectonique affecte le Jura (Ziegler & Dèzes, 2007), et l'ensemble du bassin molassique suisse est émergé (Kempf *et al.*, 1999; Garafelakis & Schlunegger, 2019) au début du Burdigalien supérieur. Cette transgression se traduit par une lacune de 500 000 ans entre 18.3 et 17.8 Ma (Figure 143E), laquelle coïncide très précisément avec la base de la limite de séquence S2a dans notre zone d'étude. Garafelakis & Schlunegger (2019) attribuent cette lacune à des ajustements istostatiques en lien avec un pulse tectonique lors de la surrection du massif de l'Aar qui a débuté vers 20 Ma (Herwegh *et al.*, 2017). Un autre point semble important à noter : l'inversion de la direction de drainage. Au cours du Burdigalien le sens du drainage est tout d'abord vers le Nord Est, puis s'inverse pour une direction de drainage tendant vers le Sud-Ouest (Garafelakis & Schlunegger, 2019, Berger & Reichenbacher, 2005).

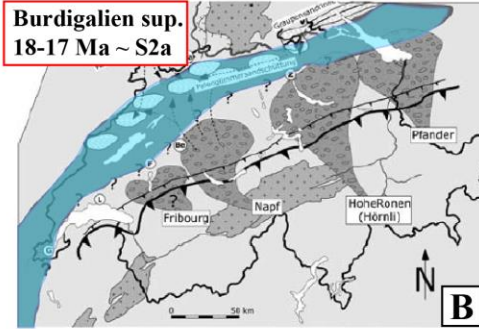
La transgression marine du Burdigalien supérieur, équivalente de la séquence S2a-b semble en revanche bien corrélable avec la stratigraphie de notre zone d'étude (Homewood, 1981; Allen, 1984). En effet, la succession sédimentaire présente des analogies frappantes avec les nôtres. Le cortège transgressif est caractérisé la plupart du temps par des dunes tidales bioclastiques appelées « Coquina Bank », et la surface d'inondation maximale est représentée par les faciès de la base du « Schlier » (Rutsch, 1958) qui ont été, depuis, maintes fois remplacés dans le Burdigalien terminal (Vervloet, 1966; Blow, 1969; Gourinard & Magné, 1987; Rio *et al.*, 1997; Berger *et al.*, 2005). Berger *et al.* (2005) notent toutefois une migration vers le Nord-Ouest de la mer, depuis le Burdigalien inférieur (Figure 144A, B).

C'est en Europe Centrale, au nord du bassin molassique suisse, que Sant *et al.* (2017) datent l'initiation du retrait de la mer vers le Sud, entre 17 et 16.5 Ma à partir d'une étude magnétostratigraphique. Cet âge est par la suite confirmé par Pippèrr & Reichenbacher (2017) à partir d'une étude lithostratigraphique et biostratigraphique sur la base de données de sondages (Figure 144C, D). Selon ces auteurs, cet événement marque une transition entre des modalités de contrôle purement glacio-eustatiques et d'autres plus complexes impliquant la tectonique. Bieg *et al.* (2008) fait cesser les dépôts marins au Langhien, tandis que Garafelakis & Schlunegger (2019) proposent de dater le retrait de la mer du bassin molassique suisse entre 18 et 14 Ma (Figure 144E, F). Fondamentalement, au-dessus de la S2b, ces derniers auteurs ne décrivent plus de sédimentation marine, suggérant là encore plutôt une transgression par le Sud pour les séquences S1 et S2.

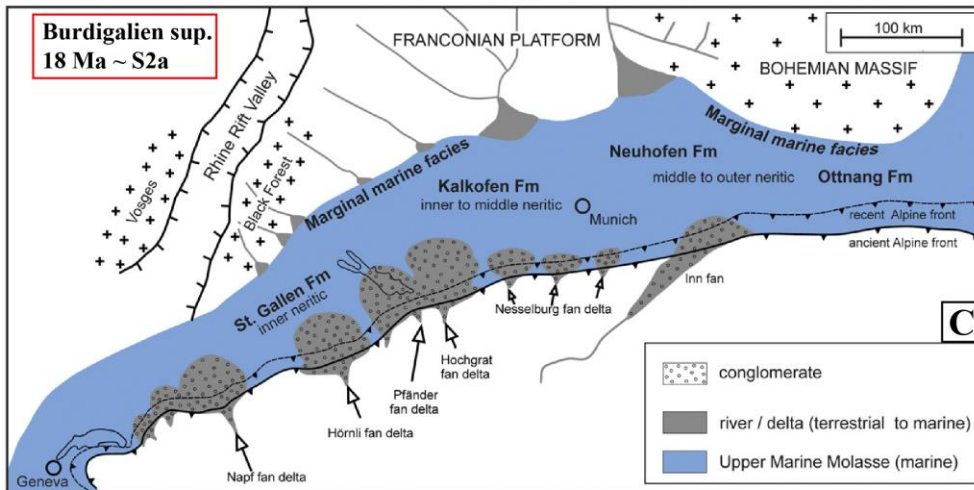
Burdigalien inf.
20.5-10.9 Ma ~S1b



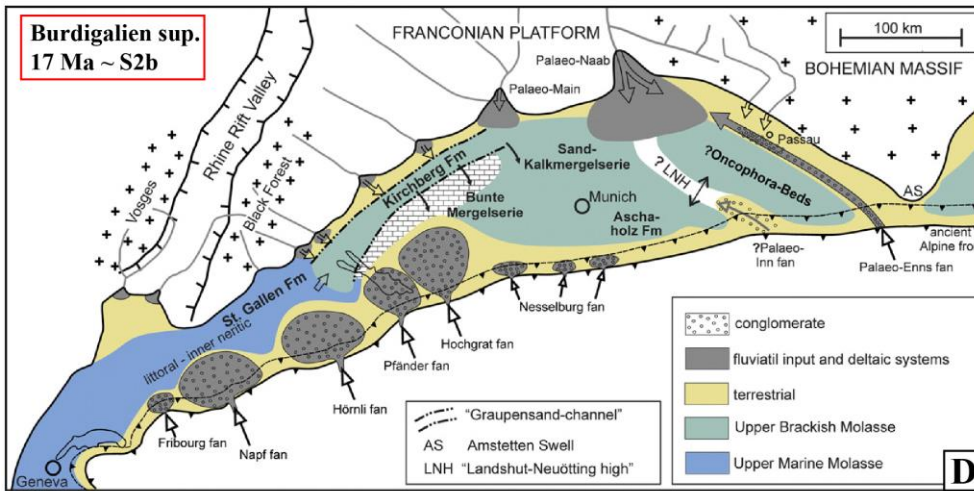
Burdigalien sup.
18-17 Ma ~ S2a



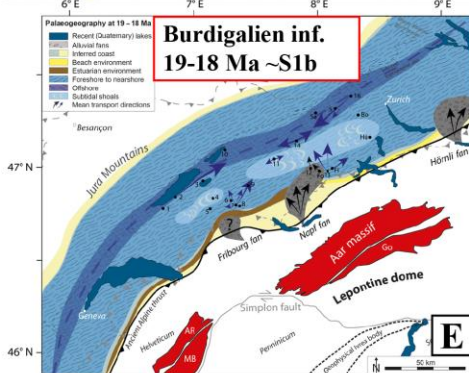
Burdigalien sup.
18 Ma ~ S2a



Burdigalien sup.
17 Ma ~ S2b



Burdigalien inf.
19-18 Ma ~S1b



18-14 Ma

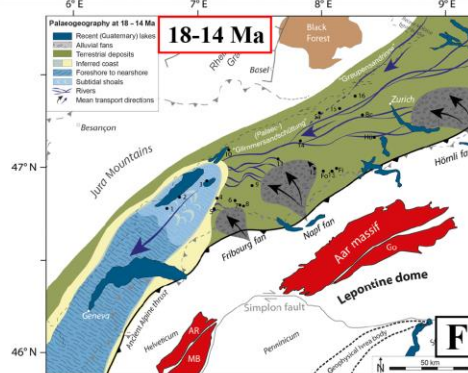


Figure 144: Cartes paléogéographiques du Miocène du bassin molassique suisse. (A, B) Cartes paléogéographiques montrant la transition entre le Burdigalien inférieur ~S1b (A) et le Burdigalien supérieur ~S2a (B) selon Berger et Reichenbacher (2005); (C, D) Carte paléogéographique du Burdigalien supérieur ~S2a (C) et ~S2b (D) selon Pipper & Reichenbacher (2017); (E, F) Cartes paléogéographiques montrant la transition entre le Burdigalien inférieur ~S1b (E) et le Burdigalien supérieur ~S2a (F) initiant un retrait de la mer entre 18 et 14 Ma selon Garafelkis & Schlunegger (2019).

En effet, la transgression marine de la séquence S3, tout comme celle de la séquence S4, du Burdigalien terminal-Langhien inférieur n'a pas transgressé au Nord de notre zone d'étude (Figure 145), comme le confirment les cartes paléogéographiques de Berger & Reichenbacher (2005).

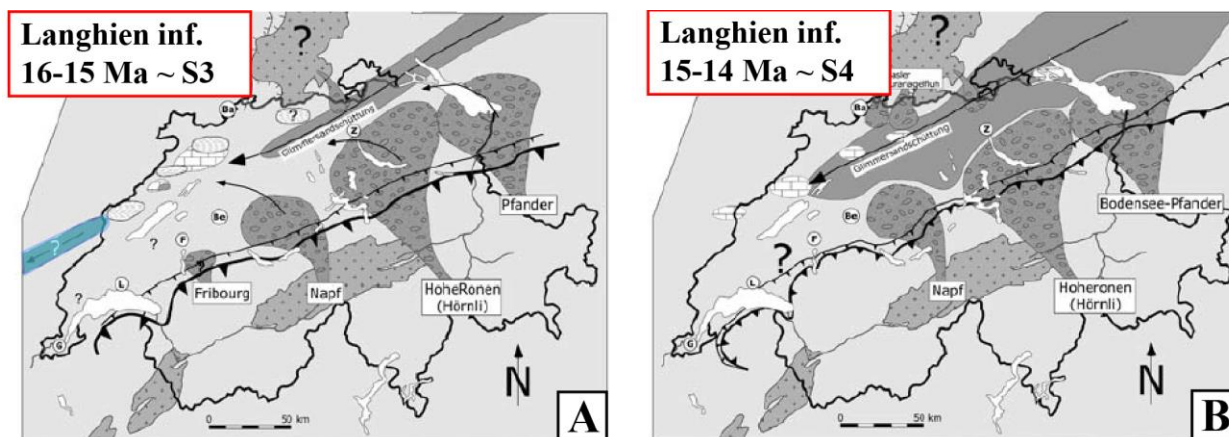


Figure 145: Cartes paléogéographiques du Langhien du bassin molassique Suisse selon Berger & Reichenbacher (2005); (A) Le Langhien inférieur (~S3) et le Langhien supérieur (~S4)

4.2. Succession stratigraphique du Miocène inférieur du Bassin du Rhodano-Provençal :

Nous avons montré que la mer aquitaniaise (S1a) étant présente au Sud du Jura et dans les chaînes subalpines septentrionales (notre zone d'étude). Comme nous venons de le voir, la transgression ne pouvait pas venir depuis le bassin molassique suisse au Nord. Il faut donc forcément chercher un cheminement depuis la France, soit par le couloir rhodanien à l'Ouest, soit le long du front subalpin à l'Est. Pour ce faire, il a été nécessaire de se livrer à une synthèse bibliographique régionale combinée avec quelques datations Strontium nouvelles que nous avons réalisées dans le bassin de Valréas sur la coupe du stratotype du Burdigalien de Saint Restitut et sur celle de Nyons à l'opposé situé contre le front subalpin.

Le bassin Rhodano-Provençal est beaucoup plus compartimenté qu'au Nord, depuis la côte méditerranéenne. Il se subdivise en plusieurs sous-bassins (Figure 146): A l'Ouest, on retrouve le bassin de Valréas-Carpentras, la Basse Provence, la Camargue ; A l'Est, le bassin de Digne(Valensole). En position intermédiaire, on retrouve le bassin d'Apt-Forcalquier.

La succession stratigraphique du bassin du Sud-Est nécessite une révision bibliographique, notamment aux yeux de quelques datations Strontium effectuées lors de cette étude. 19 localités vont être utilisées pour développer ce paragraphe (Figure 146).

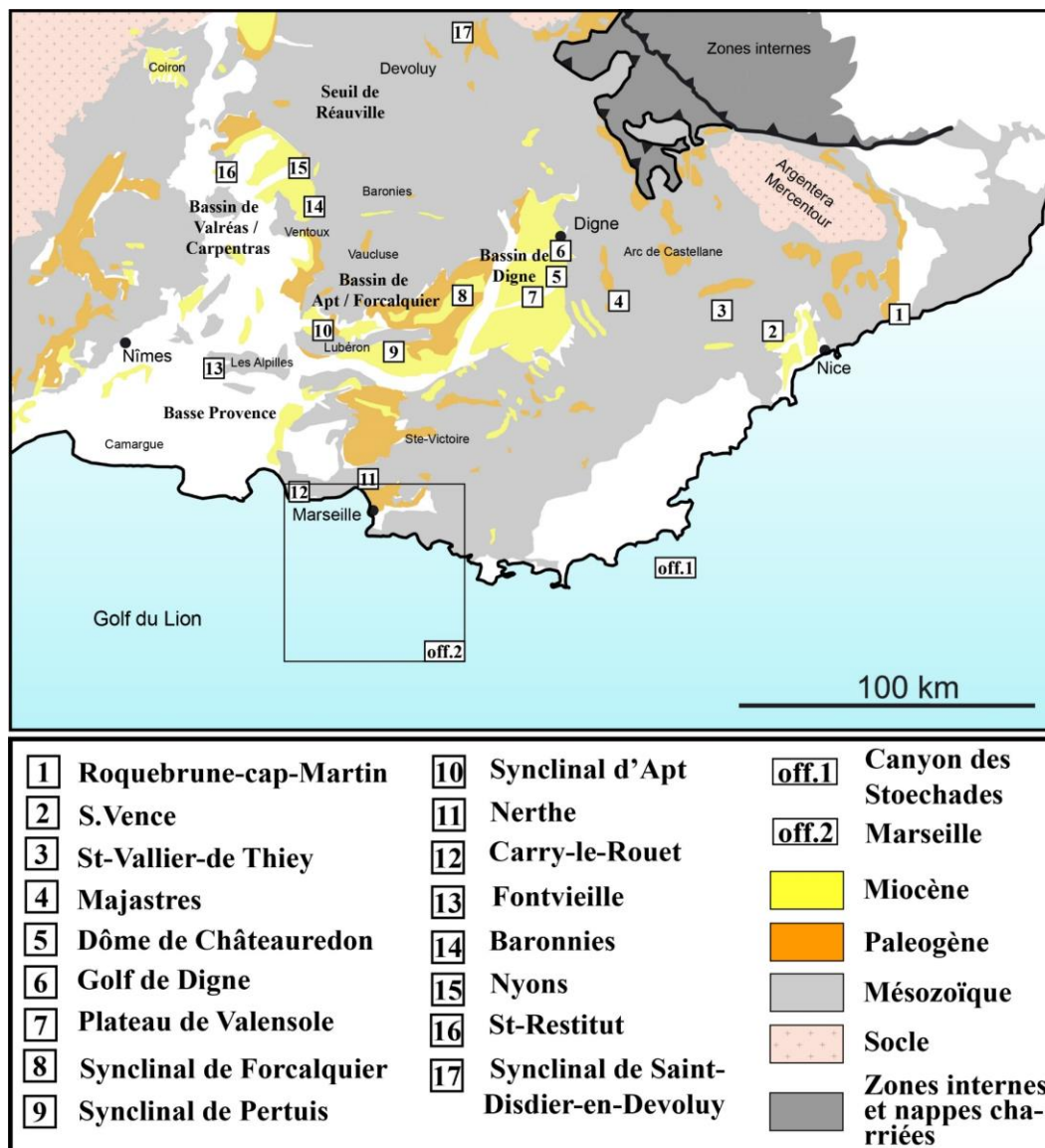


Figure 146: Les localités du Miocène du bassin molassique Rhodano-Provençal utilisés au cours de cette synthèse. Ce dernier se subdivise en plusieurs sous-bassins : le bassin de Digne à l'Est, et le bassin de Valréas-Carpentras au Nord-Ouest. En position intermédiaire, on retrouve le bassin d'Apt-Forcalquier.

4.2.1. L'Aquitanién supérieur (~S1a) et le Burdigalien inférieur (~S1b):

Dans l'ensemble du bassin Rhodano-Provençal (Vallée du Rhône ainsi que dans les sillons E-W avec le bassin d'Apt Forcalquier et le couloir des Baronnies), on observe une totale absence d'Aquitanién marin.

Le bassin Rhodanien :

En Méditerranée, les seuls dépôts marins datés de l'Aquitaniens supérieur (S1a) ont été décrits : **(i)** en bordure de la Méditerranée à Carry-le-Rouet (12, Figure 146) situé à l'Ouest de Marseille où l'Aquitaniens est marin (Fontannes & Depéret, 1892; Catzigras, 1943; Anglada, 1972; Alvinerie *et al.*, 1977; Anglada & Catzigras, 1980; Demory *et al.*, 2011), **(ii)** au large de Marseille (off.2, Figure 146), à partir de données de sismique-réflexion marine et de données de puits (Fournier *et al.*, 2016), **(iii)** et plus à l'Est, au canyon des Stoechades (off.1, Figure 146, Bellaiche *et al.*, 1976).

Au-delà de Carry-le-Rouet, l'absence du Burdigalien inférieur a été prouvée : **(i)** dans le secteur de la Nerthe près de Marseille par une étude magnétostratigraphique (11, Figure 146, Oudet *et al.*, 2010), **(ii)** au Nord de la Basse-Provence (Combaluzier, 1935), **(iii)** dans les Alpilles à Fontvieille (13, Figure 146 ; Mongin, 1949), **(iv)** ainsi que localement dans le bassin de Valréas-Carpentras (Demarcq, 1962, 1970 ; Rubino *et al.*, 1990; Montenat *et al.*, 2000). Dans le cadre de cette étude, des datations Strontium ont été effectuées sur la coupe stratotypique du Burdigalien inférieur et supérieur à Saint-Restitut, située sur la bordure ouest de ce bassin (16, Figure 146). Trois âges Strontium ont été obtenus en base: 18.4 Ma +/- 0.2 ; 18.0 Ma +/-0.2 ; 18.6 Ma +/-0.27, ce qui invalide la coupe stratotypique du Burdigalien inférieur de Saint-Restitut. Des âges Strontium à Nyons (15, Figure 146), situé sur la bordure Est confirment par ailleurs ces résultats obtenus dans le bassin de Valréas-Carpentras. L'absence d'une sédimentation marine S1a et S1b a également été prouvée de part et d'autre du Luberon ; **(i)** au Sud dans le synclinal de Pertuis (9, Figure 146 ; Mein *et al.*, 1971), **(ii)** au Nord dans le synclinal de Forcalquier (8, Figure 146 ; Lesueur, 1991). Dans les deux cas, il n'y a que des dépôts continentaux (lacustre ou deltaïque) datés par le micromammifère *R. Manca* (MN2b) diagnostique de d'Aquitaniens.

Ainsi, ni la mer de l'Aquitaniens supérieur (S1a) et du Burdigalien inférieur (S1b) n'empruntait pas la vallée du Rhône, et il faut rechercher plus à l'Est le passage qui la reliait (1) aux chaînes subalpines septentrionales et (2) au Sud-Ouest du bassin Molassique suisse.

Le bassin de Digne:

C'est bien à l'Est, dans le Bassin de Digne, qu'on retrouve enfin des dépôts marins bien datés de l'Aquitaniens supérieur (S1a) et du Burdigalien inférieur (S1b).

Tout comme dans notre zone d'étude avec la ZF1, la mer aquitanienne/burdigalienne était limitée à l'Est par des reliefs déjà présents (Bigot-Cormier *et al.*, 2000; Bernet & Tricart, 2011). C'est en longeant la bordure de l'Arc de Castellane depuis le sud (Nice), jusqu'à Digne au (Nord) qu'on retrouve des évidences de dépôts marins Aquitaniens (S1a). Du sud au Nord:

(i) à Roquebrune-Cap-Martin, en bordure Sud-Est de l'Arc de Nice, (1, Figure 146) dépôts marins datés de l'Aquitaniens supérieur (S1a) tout comme du Burdigalien inférieur (S1b). Iawworsky (1959), Iawworsky & Curti (1960) et Feugueur & Le Calvez (1961) ont décrit la présence de Burdigalien inférieur (~S1b) ;

(ii) dans le synclinal de Vence, bordure Sud-Ouest de l'Arc de Nice (2, Figure 146), où l'identification de sédimentation marine aquitaniennne (**S1a**) basée sur de la microfaune biostratigraphiquement robuste (Odebode, 1978, 1982; Campredon & Gigot, 1984; Ginsburg *et al.*, 1998). La sédimentation marine du Burdigalien inférieur (**S1b**) été datée sur la base des péctinidés (Ginsburg & Mongin, 1956; Mongin, 1962) et de foraminifères planctoniques par Odebode (1978, 1982) ;

(iii) à St Vallier de Thiey, sous le chevauchement frontal au Sud de l'Arc de Castellane (3, Figure 146), des sables marins sont attribués au Tortonien (Dardeau *et al.*, 2010) alors qu'ils sont situés dans le prolongement latitudinal du synclinal de Vence et qu'un dépôt daté de l'Aquitano-Burdigalien est des plus probables (~**S1a-b** ?, Rubino. comm. pers.) ;

(iv) au synclinal de Majastres, à l'Ouest de l'Arc de Castellane (4, Figure 146), Espitalie (1964) décrit une série saumâtre intercalée entre l'Oligocène supérieur continental et le Burdigalien marin, et livrant une association de foraminifères benthiques similaire à celle décrite dans la « Molasse Intermédiaire de Digne » (~**S1a**, voir ci-dessous), ainsi que quelques formes planctoniques dont *G. Ouachitaensis* marqueur de l'Oligocène supérieur (+Aquitanienn supérieur ?). Goguel (1936) et de Lapparent (1938) mentionnent par ailleurs du Burdigalien correspondant en théorie au Burdigalien inférieur (~ **S1b**) ;

(v) au Dôme de Châteauredon (5, Figure 146), des intercalations marines existent dans l'Aquitanienn continental (~**S1a**) très bien daté par micromammifères (Gisement de Font d'Eygout, De Graciansky *et al.*, 1982; Thome *et al.*, 1989; Aguilar, 2002) ainsi que par des données isotopiques (Lopez *et al.*, 2000; Bialkowski *et al.*, 2006; Cojan *et al.*, 2013). Au Burdigalien inférieur (~**S1b**), les incursions marines sont plus rares et les influences continentales sont dominantes. Néanmoins, les analyses isotopiques ont toutes confirmé la présence de Burdigalien inférieur (Lopez *et al.*, 2000; Bialkowski *et al.*, 2006) ;

(vi) sous le plateau de Valensole (7, Figure 146), des forages indiquent une série attribuée à l'Oligo-Aquitanienn qui onlap vers l'Ouest, comme le montre l'imagerie sismique. Les puits les plus orientaux et les plus proches de Digne (Mirabeau 1 -2 et 3) pourraient aussi être aquitanienn (Comité des Techniciens, 1986). Des dépôts burdigaliens *s.l.* sont aussi recensés dans les forages de Mirabeau 1-2-3 (Comité des Techniciens, 1986). La position stratigraphique au-dessus de la supposée **S1a**, suggère la **S1b**.

(vii) dans la région de Digne (6, Figure 146): dans la « molasse Intermédiaire », la présence de faunes marines datée de l'Aquitanienn (Crumeyroille *et al.*, 1991) trouvée sous les niveaux lacustres à *R. Manca* (MN2a/b; Gigot & Mein, 1973; Mein *et al.*, 1992), ainsi que des datations Strontium confirment également l'attribution aquitanienn (~**S1a**) de la base de la molasse marine (Largois, 2000; Couëffé, 2003; Rubino *et al.*, 2015c). La présence du Burdigalien inférieur marin (**S1b**) est par ailleurs bien établie par la biostratigraphie conventionnelle (Haug, 1891; Lapparent, 1938; Haccard *et al.*, 1989; Crumeyroille *et al.*, 1991) ainsi que les datations Strontium (Largois, 2000; Couëffé, 2003). L'influence des vagues et des tempêtes, comme d'ailleurs dans l'Aquitanienn sous-

jacent (Rubino *et al.*, 2015c, 2019), est un bon indicateur d'une ouverture relativement importante de cette zone.

4.2.2. *Origine de la transgression de l'Aquitaniens supérieur :*

Pour résumer, la transgression aquitanienne ne peut venir du bassin molassique suisse, tout comme de la vallée du Rhône au Sud-ouest de notre zone d'étude. Les dépôts marins de l'Aquitaniens supérieur n'ayant été décrits qu'à Carry-le-Rouet ainsi que dans le bassin de Digne-Vence, le long de l'Arc de Castellane (Figure 146), la transgression semble ainsi provenir du sud-Est, depuis le secteur de Vence, aux abords de Nice (2, Figure 146). Le meilleur candidat pour proposer un jalon et assurer une connexion entre ces différents secteurs et notre zone d'étude au Nord correspond donc au synclinal de St-Didier en Dévoluy (17, Figure 146).

Nos investigations dans le Massif du Dévoluy, dans les Grès de St-Didier attribués à l'Oligocène, correspondent principalement à des faciès continentaux comme le montrent également Fabre *et al.* (1986), Meckel *et al.* (1996) et Meckel (1997). Seul le sommet de cette unité est constitué de niveaux sableux glauconieux qui pourraient constituer un candidat possible pour des dépôts marins. En l'absence d'évidences directes (structures sédimentaires ou faune d'origine marine), il s'agit à ce stade seulement d'une hypothèse.

Notons tout de même que ces séries sont datées du Chattien supérieur sur la base de la présence de characées réputées diagnostiques du Chattien supérieur (« membre silteux supérieur » ; Fabre *et al.*, 1986). Ces mêmes marqueurs ont été recensés dans l'Aquitaniens lacustre du synclinal de Forcalquier (8, Figure 146) dans l'unité IV des « Calcaires de Reillanne » *sensu* Lesueur (1991), où ils sont associés à des micromammifères d'âge aquitanien.

Malgré ce flou qui subsiste, en prenant en compte l'ensemble des données bibliographiques citées, mais également le contexte structural du bassin d'avant-pays au début du Miocène impliquant une subsidence flexurale forte au front des chevauchements actifs (ZF1 au nord, Arc de Castellane au Sud, Figure 146), l'interprétation la plus probable consiste à suggérer une transgression depuis le bassin de Digne au Sud, jusqu'au synclinal de Lans-en-Vercors (bordure orientale du Vercors au Nord), en passant par le synclinal de St-Didier en Dévoluy. Dans cette hypothèse, la molasse marine était initialement présente avant son érosion.

Cette hypothèse avait d'ailleurs déjà été avancée pour le Burdigalien par Sissingh (1997, 2001, 2003, 2006), qui évoquait le « passage de Gap » connectant le bassin de Digne aux chaînes subalpines septentrionales (Figure 146). Toutefois ce dernier ne raccordait pas ce sillon au bassin de Vence et à la mer Ligure au Sud-Est, mais faisait communiquer le bassin de Digne avec la vallée du Rhône vers l'Ouest, via les sillons E-W (dont le passage des Baronnies, les synclinaux d'Apt-Forcalquier et de Pertuis, Figure 146).

Ainsi, pour le Burdigalien inférieur, la transgression ne venait pas du Golfe du Lion. Par conséquent, la paléogéographie du premier sillon néogène, n'est pas sans rappeler celle du bassin du « *foredeep* » Priabonien. Ceci s'inscrit logiquement dans la dynamique de l'avant-pays.

4.2.3. *Le Burdigalien supérieur :*

C'est au cours du Burdigalien supérieur que la mer transgresse dans le Bassin Rhodano-Provençal à l'Ouest. Une connexion s'établit alors entre le Golfe du Lion et le Nord du Bassin, via le secteur de la Nerthe (2, Figure 146, Oudet *et al.*, 2010), la Camargue en Basse-Provence (Figure 146, Demarcq, 1962, 1970), le Bassin de Valréas (Figure 146, Lesueur *et al.*, 1990; Debelmas & Mascle, 2004) et les bassins de Crest et du Royans, au Sud de notre zone d'étude.

Vers l'Est, les synclinaux d'Apt-Forcalquier (8, 10, Figure 146 ; Gigot *et al.*, 1982) ainsi que le passage des Baronnies sont aussi transgressés (Guy *et al.*, 1989), mettant en communication le Bassin de Digne à l'Est et la vallée du Rhône à l'Ouest. A l'Est, dans le bassin de Digne, la mer est toujours présente. Du Sud au Nord, le Burdigalien supérieur marin a été décrit :

- dans le synclinal de Vence (2, Figure 146 ; Ginsburg *et al.*, 1998) ;
- sous le plateau de Valensole (7, Figure 146, Comité des Techniciens, 1986), d'après l'analyse des électro-facies des puits de Mirabeau montrant la présence de barres d'embouchures deltaïques témoignant de la persistance de la mer dans cet intervalle ;
- le Bassin de Digne (6, Figure 146) où il est bien daté par les micromammifères (Couëffé & Maridet, 2003), même s'il n'est pas présent dans la coupe du Vélodrome (Crumeyrolle *et al.*, 1991; Rubino *et al.*, 2015a).

Ainsi, sans que l'on puisse encore définitivement invalider l'existence d'une connexion plus ancienne, c'est au début de la séquence S2 que la vallée du Rhône est transgressée et permet une connexion beaucoup plus large avec le bassin molassique suisse via l'Est du Bas Dauphiné et les chaînes Subalpines septentrionales. Ceci traduit un déplacement général vers l'Ouest du déposé centre similaire à la migration vers l'Ouest des déposé centres observé dans notre zone d'étude et datés du même âge.

4.3. Reconstructions paléogéographiques du Miocène inférieur à l'échelle du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales

L'ensemble de ces données bibliographiques, ainsi que les reconstructions paléogéographiques de notre zone d'étude, ont été utilisées pour proposer une évolution paléogéographique du Miocène inférieur à l'échelle du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales (Figure 147) :

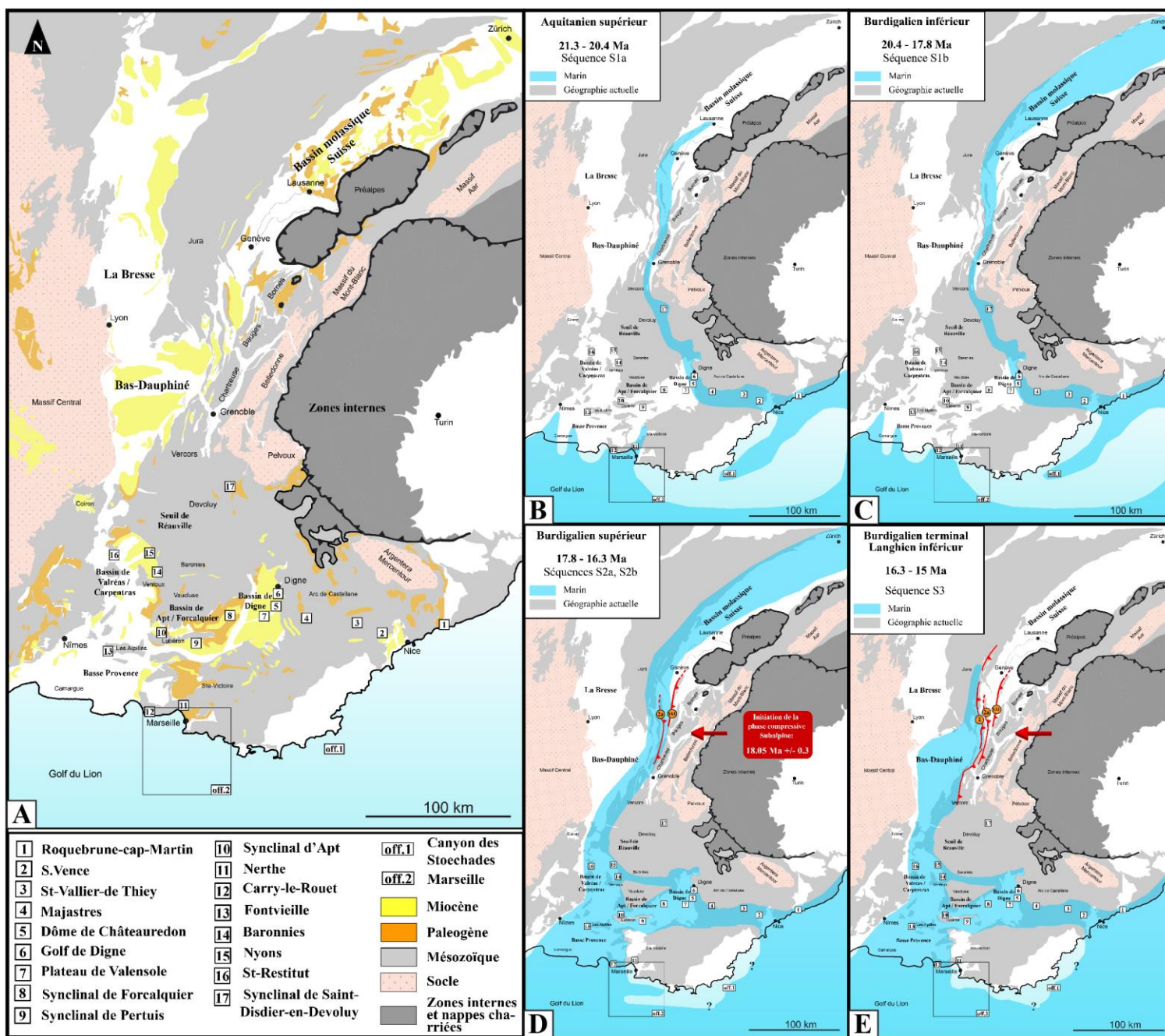


Figure 147: Evolution paléogéographique du Miocène inférieur à l'échelle du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales. (A) Carte géologique actuelle du bassin. (B) L'Aquitaniens supérieur correspondant à la transgression de la séquence S1a. (C) Le Burdigalien inférieur correspondant à la transgression de la séquence S1b. (D) Le Burdigalien supérieur correspondant aux transgressions des séquences S2a et S2b. (E) Le Burdigalien terminal – Langhien inférieur correspondant à la transgression de la séquence S3.

Il semblerait donc que :

- la subsidence flexurale joue un rôle majeur dans la localisation du bassin marin, bien que la transgression elle-même soit d'origine eustatique ;
- le Burdigalien supérieur marque un évènement tectonique brutal à l'échelle de l'ensemble du bassin d'avant-pays : dans notre zone d'étude, c'est la base de la transgression S2a qui date l'initiation des chevauchements liés à la surrection du massif de Belledonne. S'en suit une cascade d'évènements puisqu'il faut moins de 4 Ma (~18-14 Ma, entre les bases des séquences de dépôts S2a et S5) pour activer d'Est en Ouest, la faille SAL, puis les ZF2 à ZF5, faisant migrer définitivement la mer à l'Ouest. L'âge d'activation de cette phase coïncide avec ; (i) la lacune sédimentaire liée à une activité tectonique entre 18.3 et 17.8 Ma (équivalent de la base S2a) décrite dans le bassin molassique Suisse (Garafelakis & Schlunegger, 2019) ou la mer se retire ensuite définitivement, semble-t-il, à la fin du Burdigalien (équivalent de la séquence S2b). (ii) l'inondation de la vallée du Rhône pour la première fois dans le bassin molassique Rhodano-provençal au cours de la S2, et ce, probablement en lien avec la migration vers l'Ouest du déposé.

Cet évènement tectonique enregistré à l'échelle du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales marque donc l'initiation brutale de la « phase compressive subalpine » globalement E-W liée à la surrection des massifs cristallins externes daté à 18.05 +/- 0.25 Ma.

Conclusion :

Ce travail de thèse propose de retracer la chronologie de la déformation d'une chaîne de montagne à travers l'organisation spatio-temporelle des dépôts en contexte de bassin d'avant-pays syn-orogénique. L'étude porte sur le Miocène du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales comprenant les massifs subalpins (Vercors, Chartreuse, Bauges, Bornes), le Royans, les synclinaux du Jura méridional, le Bas-Dauphiné, la Bresse et le bassin de Crest.

1. Quelles sont les facteurs qui contrôlent l'évolution dans le temps d'un système sédimentaire en contexte de bassin d'avant-pays ?

Notre étude propose de distinguer 2 « *depozone* » en contexte de bassin d'avant-pays :

- (i) en bordure externe du bassin d'avant-pays, le long du « *forebulge* », on retrouve le « *distal depozone* ». Dans ce « *depozone* », la subsidence est essentiellement contrôlée par la flexure lithosphérique. Cette subsidence de grande longueur d'onde et de faible ampleur implique que le principal moteur des variations du niveau marin relatif enregistrées dans ce contexte est d'origine eustatique avec marginalement, l'influence de la surrection du « *forebulge* ».

Les séquences de dépôt sont alors marquées par des influences mixtes. En base de cortège transgressif, les paléo-vallées amplifient localement les courants tidaux par phénomène de constriction. Latéralement, les processus de dépôts sont dominés par la houle. En évoluant vers un approfondissement, les processus deviennent mixtes houlette dominante. Lors du ralentissement de la montée du niveau marin relatif en combinaison avec la progradation continentale, l'influence de la houle disparaît progressivement au profit des influences fluviales qui se combinent aux processus tidaux.

- (ii) en bordure interne, dans la « *proximal depozone* » au front de l'orogène, une subsidence tectonique qui résulte du poids du prisme orogénique, s'ajoute à la subsidence de type flexurale. Ceci implique ici une compétition entre un contrôle eustatique et un contrôle tectonique des variations du niveau marin relatif.

Les séquences de dépôts sont principalement caractérisées par des dépôts fluviaux à deltaïques grossiers, depuis la chaîne de montagne émergente adjacente. Au mur des failles actives, des Gilbert deltas s'empilent, ce qui indique une création constante de pente et d'espace disponible pour la sédimentation.

2. Le cadre tectono-stratigraphique du bassin – Un pré-requis indispensable pour contraindre la chronologie de la déformation :

Pour reconstituer la chronologie de la déformation dans une chaîne de montagne à travers l'étude des dépôts de bassin d'avant-pays, il est absolument nécessaire de contraindre en détail :

- (i) **le cadre structural** : dans le cadre de cette étude, 5 zones de failles (ZF) majeures ont été identifiées par l'étude de terrain et l'analyse des profils sismiques disponibles. L'étude a mis en évidence une évolution dans l'espace des quantités de rejets sur ces zones de failles. Cette évolution permet de caractériser l'évolution spatiale de la direction de compression. Le front de chevauchement le plus à l'Est (ZF1) correspond à un front de chevauchement actif avant le Miocène. La faille SAL et les ZF2 à ZF5 correspondent à des chevauchements qui s'enracinent à l'Ouest, sous le massif de Belledonne ;
- (ii) **le cadre stratigraphique** : à partir d'une bonne compréhension des processus contrôlant la sédimentation et les environnements sédimentaires, un découpage séquentiel peut être proposé dans l'objectif de caractériser avec précision la distribution spatio-temporelle des dépôts à l'échelle du bassin. Pour ce faire, la chronostratigraphie est fondamentale pour calibrer les séquences de dépôts dans le temps.

Dans le cas de ce travail de thèse, 12 zones « sédimentaires » ont été distinguées. Dans chaque zone, les séries sédimentaires décrites présentent un remplissage miocène sensiblement similaire, mais qui le distingue des autres zones. Ces zones ont été identifiées sur la base de (1) 35 coupes sédimentologiques, (2) l'interprétation séquentielle de données diagraphiques dans 28 puits, (iii) 134 âges Strontium, (iv) des datations paléomagnétiques réalisées sur les deux coupes sédimentologiques les plus complètes, ainsi que (v) un grand nombre de datations biostratigraphiques.

Ces 12 zones sont ensuite groupées en 4 domaines bien définis en fonction des séquences de dépôts enregistrées : (a) le domaine oriental, où les séquences de dépôts S1 à S3 sont présentes (21.3±0.3 Ma à 16.3±0.3 Ma), (b) le domaine médian, avec les séquences de dépôts S2a à S5 (17.95±0.2 Ma à 16.15±0.4 Ma), (c) le domaine occidental, avec les séquences S2a à S8 (17.9 Ma à 9 Ma±0.65), (d) et le cas particulier du domaine « bressan » avec les séquences S6 à S8 (11.55±0.85 Ma à 9 Ma±0.65).

L'ensemble de ces résultats permet par conséquent de répondre à la question suivante.

3. Comment la déformation impacte-t-elle la distribution des dépôts syn-orogéniques ?

La distribution spatio-temporelle des dépôts syn-orogéniques reflète directement l'évolution spatio-temporelle de la déformation orogénique, et plus particulièrement du front orogénique.

Les 4 domaines de dépôts identifiés sont génétiquement liés aux zones de failles majeures (ZF). En effet, le domaine oriental (du Nord au sud, situé entre Genève et Grenoble) est restreint entre les ZF1 et ZF2. Le domaine médian plus à l'Ouest (situé entre les synclinaux du Jura oriental et les synclinaux les plus occidentaux du Vercors et de la Chartreuse) est limité entre les ZF2 et ZF3. Le domaine occidental (Bas Dauphiné, Royans, Bassin de Crest) est restreint à l'Ouest de la ZF3. Le domaine bressan est quant à lui restreint au Nord du seuil de Vienne-Chamagnieu, qui se caractérise par un héritage géologique ante-orogénèse alpine marqué.

Ces caractéristiques suggèrent une influence forte de la tectonique et la sédimentation sur la sédimentation comme le montre également :

- (i) la présence de dépôts syn-tectoniques, notamment entre les séquences S2a et S5 (éventails sédimentaires, empilement de Gilbert deltas, séismites) ;
- (ii) la migration progressive du dépo-centre vers l'Ouest, entre les séquences S2a (18.05 +/- 0.25 Ma) et S6 (12.7 Ma).

Cette migration est une réponse directe à l'activation du chevauchement basal du massif de Belledonne qui se propage en surface d'Est en Ouest avec la faille SAL, puis les ZF2 à ZF5, s'activant successivement en l'espace de 4 Ma. Cet événement tectonique a pour conséquence le retrait progressif de la mer à l'écart des zones en cours d'exhumation. La séquence S5 semble enregistrer les derniers mouvements horizontaux et une potentielle transition vers des mouvements verticaux dans les massifs subalpins. Le cortège régressif de la S7 et la S8 enregistrent un retrait de la mer qui implique un soulèvement (ce dernier est-il initié au cours de la S5 ?) à l'échelle de toute la zone d'étude. Cet événement est sub-synchrone avec l'activation du front du Jura

Enfin, une comparaison avec l'évolution paléogéographique du Bassin molassique suisse au Nord, et du Bassin molassique rhodanien au Sud montre que l'activation du chevauchement basal du massif de Belledonne résulte d'une phase tectonique à l'échelle des Alpes. On montre notamment que la transgression dans la partie Nord du bassin est plus précoce que ce qui était admis antérieurement. En effet, elle débute à l'Aquitainien supérieur et se poursuit au Burdigalien Inférieur en empruntant probablement une voie interne, à l'Est, puis migre vers l'Ouest au Burdigalien supérieur ou la mer demeurera présente avec des allés-retours jusqu'au Tortonien.

Perspectives

Cette étude multidisciplinaire propose de reconstruire l'histoire du Miocène du bassin d'avant-pays des Alpes occidentales et d'établir un calendrier robuste de la déformation alpine au cours du Miocène. L'étude a évidemment permis de dégager plusieurs points qu'il serait particulièrement intéressant d'étudier dans le futur :

- 1) **La part réelle entre un contrôle eustatique et tectonique dans le « proximal depozone » ?** : d'un point de vue sédimentologique, pour une meilleure compréhension de l'interaction entre la tectonique et l'eustatisme dans le « proximal depozone », des méthodes de datations précises dans des dépôts continentaux sont nécessaires. Tester la thermoluminescence des Quartz (OSTL) ou les méthodes de datations cosmogéniques (^{10}Be) pourraient être envisageable pour les série les plus récentes. Des analyses de traces de fission (AFTA) dans la série sédimentaire, notamment en position la plus interne le long des chaînes subalpines, pourraient également contribuer à estimer l'arrêt de la sédimentation et le passage à l'érosion
- 2) **Impact de l'héritage structural sur la déformation ?** Un point crucial qui n'a pu être approfondi est le suivant : les ZF2 et ZF3 semblent se localiser respectivement sur les bordures Est et Ouest de la paléo-topographie ante-Miocène, en bordure occidentale des massifs subalpins. L'origine exacte de cette paléo-topographie N-S n'a pas pu être discutée en détail, mais il pourrait s'agir d'un horst d'âge Oligocène, compte tenu des directions d'extension E-W de la phase du rifting oligocène. Si tel est le cas, les ZF2 et ZF3 se localisent-elles donc préférentiellement dans les zones de faiblesse induites par des paléo-failles normales oligocènes ?
- 3) **Intégration d'une étude « Source to Sink »** : dans la mesure où cette étude a permis de contraindre avec précision la stratigraphie des dépôts miocènes, il serait intéressant d'entreprendre une étude « *Source to Sink* » le long des coupes sédimentologiques clés, afin de reconstituer en détail l'évolution spatio-temporelle du bassin versant.
- 4) **Caractérisation des drainages anté et syn-miocène** : A l'image des découvertes de réseaux de vallées incisées anté-miocènes ou syn-miocènes (dans le bassin molassique Rhodano-Provençal au Sud ; Besson et al., 2005), notre étude prouve la présence de paléo-vallées héritées, notamment dans le secteur de Novalaise, en position interne. Qu'en est-il sous la série Miocène du Bas-Dauphiné ? Une étude approfondie traitant de cette question, pourrait intéresser les hydrogéologues.
- 5) **Ouverture pour les modélisations** : Sur la base de nos nouvelles cartes paléogéographiques qui intègrent la largeur du bassin anté-compression, il est possible de reprendre les modélisations hydrodynamiques, notamment celles cherchant à comprendre la dynamique de la marée, le long d'un sillon en bordure de front orogénique.

BIBLIOGRAPHIE

- Agard, P. and Lemoine, M.** (2003) Visages des Alpes: structure et évolution géodynamique: 58 cartes et coupes visant à donner une information simple sur une chaîne formée par subduction puis collision, à l'intention des enseignants et élèves des lycées, et des universités. *Comm. de la Carte Géologique du Monde*.
- Aguilar, J.-P., Berggren, W.A., Aubry, M.-P., Kent, D. V, Clauzon, G., Benammi, M. and Michaux, J.** (2004) Mid-Neogene Mediterranean marine–continental correlations: an alternative interpretation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **204**, 165–186.
- Aguilar, J.P.** (2002) Biochronologie des localités de mammifères du Sud-Est de la France. In: *Le Néogène du bassin d'avant-pays rhodano-provençal* (Ed. D. Besson, G. Clauzon, R. Coueffe, Y. Dexcoté, S. Ferry, G. Jimenez-Moreno, O. Parize, J.-L. Rubino, J.-P. Suc, and B. Tessier), *Soc. Géol. France Library*,
- Ahokas, J.M., Nystuen, J.P. and Martinus, A.W.** (2014) Depositional dynamics and sequence development in a tidally influenced marginal marine basin: Early Jurassic Neill Klintner Group, Jameson Land Basin, East Greenland. *From Depos. Syst. to Sediment. Successions Nor. Cont. Margin.*, **46**, 291–337.
- Ainsworth, R.B., Flint, S.S. and Howell, J.A.** (2008) Predicting Coastal Depositional Style: Influence of Basin Morphology and Accommodation to Sediment Supply Ratio within a Sequence Stratigraphic Framework. Recent Adv. Model. Siliciclastic Shallow-Marine Stratigr. 90:0.
- Ainsworth, R.B., Vakarelov, B.K. and Nanson, R.A.** (2011) Dynamic spatial and temporal prediction of changes in depositional processes on clastic shorelines: toward improved subsurface uncertainty reduction and management. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **95**, 267–297.
- Allen, G.P. and Posamentier, H.W.** (1994) Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide-and wave-dominated incised valleys: example from the Gironde Estuary, France.
- Allen, G.P. and Posamentier, H.W.** (1993) Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill; the Gironde Estuary, France. *J. Sediment. Res.*, **63**, 378–391.
- Allen, P.A.** (1984) Reconstruction of ancient sea conditions with an example from the Swiss Molasse. *Mar. Geol.*, **60**, 455–473.
- Allen, P.A. and Bass, J.P.** (1993) Sedimentology of the upper marine molasse of the Rhône-Alp Region, Eastern France: implications of basin evolution. *Eclogae Geol. Helv.*, **86**, 121–172.
- Alvinerie, J., Carolp, M., Anglada, R. and Catzigras, F.** (1977) Stratotype et Parastratotype de l'Aquitainien, Editions d. *Centre national de la recherche scientifique*, Paris, 105 pp.
- Anadón, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M. and Riba, O.** (1986) Syntectonic

- intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). *Forel. basins*, **8**, 259–271.
- Andersson, S., Kautsky, L. and Kautsky, N.** (1992) Effects of salinity and bromine on zygotes and embryos of *Fucus vesiculosus* from the Baltic Sea. *Mar. Biol.*, **114**, 661–665.
- André, A., Weiner, A., Quillévéré, F., Aurahs, R., Morard, R., Douady, C.J., de Garidel-Thoron, T., Escarguel, G., de Vargas, C. and Kucera, M.** (2013) The cryptic and the apparent reversed: lack of genetic differentiation within the morphologically diverse plexus of the planktonic foraminifer *Globigerinoides sacculifer*. *Paleobiology*, **39**, 21–39.
- Anglada, R.** (1972) Etude des petits foraminifères. *Contrib. à l'étude l'Aquitainien, La coupe Carry-le-Rouet*, **1(4)**, 29–35.
- Anglada, R. and Catzigras, F.** (1980) Les étages français et leurs stratotypes - Aquitainien sJ. (parastratotypes). *Mémoires du Bur. Rech. Géologiques Minières*, 264–268.
- Anthony, E.J., Levoy, F. and Monfort, O.** (2004) Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France. *Mar. Geol.*, **208**, 73–100.
- Anthony, E.J. and Orford, J.D.** (2002) Between Wave- and Tide-Dominated Coasts: the Middle Ground Revisited. *J. Coast. Res.*, **36**, 8–15.
- Arnaud-Vanneau, A.** (1980) Micropaléontologie, paléocéologie, et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys: l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales).
- Aschoff, J.L., Olariu, C. and Steel, R.J.** (2018) Recognition and significance of bayhead delta deposits in the rock record: a comparison of modern and ancient systems. *Sedimentology*, **65**, 62–95.
- Ashley, G.M.** (1990) Classification of large-scale subaqueous bedforms; a new look at an old problem. *J. Sediment. Res.*, **60**, 160–172.
- Ballésio, R.** (1972) Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien, *Doc. Lab Geol. Fac. Sc. Lyon*, Vol. 53, 1.
- Barfety, J.-C. and Gidon, M.** (1996) La structure des Collines bordières du Grésivaudan et des secteurs adjacents, à l'est de Grenoble (Isère, France). *Géologie Alp.*, **72**, 5–22.
- Barfety, J.-C., Gidon, M. and Lemoine, M.** (1979) Tectonique synsédimentaires liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du col d'Ornon. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1207–1210.
- Barféty, J.C., Cidon, M., Haudour, J. and Sarrot-Reynauld, J.** (1970) Nouvelles observations sur les conditions de sédimentation du Trias et du Lias du Dôme de la Mure et de la Chaîne de Belledonne méridionale. *Géol Alp.*, **46**, 5–16.
- Bartek, L.R., Vail, P.R., Anderson, J.B., Emmet, P.A. and Wu, S.** (1991) Effect of Cenozoic ice sheet fluctuations in Antarctica on the stratigraphic signature of the Neogene. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **96**, 6753–6778.
- Bass, J.P.** (1991) The sedimentology and basin evolution of the upper marine molasse of the

- Rhône-Alp region, France, *University of Oxford*, PhD Thesis, 174p.
- Baudrimont, A. and Dubois, P.** (1977) Un bassin mesogéen du domaine peri-alpin: le Sud-Est de la France, *Bulletin Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*.
- Baulig, H.** (1928) Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne: étude morphologique, Colin Ed. *Colin*, Paris, 591 pp.
- Beaumont, C.** (1981) Foreland basins. *Geophys. J. Int.*, **65**, 291–329.
- Beck, C., Deville, E., Blanc, E., Philippe, Y. and Tardy, M.** (1998) Horizontal shortening control of Middle Miocene marine siliciclastic accumulation (Upper Marine Molasse) in the southern termination of the Savoy Molasse Basin (northwestern Alps/southern Jura). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **134**, 263–278.
- Becker, A.** (2000) The Jura Mountains—an active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, **321**, 381–406.
- Becker, D., Antoine, P.-O., Engesser, B., Hiard, F., Hostettler, B., Menkveld-Gfeller, U., Mennecart, B., Scherler, L. and Berger, J.-P.** (2010) Late Aquitanian mammals from Engehalde (Molasse Basin, Canton Bern, Switzerland). In: *Annales de Paléontologie, Elsevier*, 96, 95–116.
- Becker, D., Lapaire, F., Picot, L., Engesser, B. and Berger, J.-P.** (2004) Biostratigraphie et paléoécologie du gisement à vertébrés de La Beuchille (Oligocène, Jura, Suisse). *Rev. paléobiologie*, **9**, 179–191.
- Belknap, D.F. and Kraft, J.C.** (1985) Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems. *Mar. Geol.*, **63**, 235–262.
- Bellahsen, N., Jolivet, L., Lacombe, O., Bellanger, M., Boutoux, A., Garcia, S., Mouthereau, F., Le Pourhiet, L. and Gumiaux, C.** (2012) Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: Implications for crustal rheology. *Tectonophysics*, **560**, 62–83.
- Bellahsen, N., Mouthereau, F., Boutoux, A., Bellanger, M., Lacombe, O., Jolivet, L. and Rolland, Y.** (2014) Collision kinematics in the western external Alps. *Tectonics*, **33**, 1055–1088.
- Bellaiche, G., Irr, F. and Labarberie, M.** (1976) Découverte de sédiments marins finis-oligocènes et aquitaniens au large du Massif des Maures (canyon des Stoéchades). *C. R. Acad. Sci., Paris, D*, **283**, 319–322.
- Berger, J.-P.** (1992a) Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: application to the Swiss Molasse Basin. *Eclogae Geol. Helv.*, **85**, 573–609.
- Berger, J.-P.** (1985) La transgression de la molasse marine supérieure (OMM) en Suisse occidentale. *Munchn. geowiss. Abh. R. A*, **5**, 207.
- Berger, J.-P.** (1992b) Paléontologie de la Molasse de Suisse occidentale, *Université de Fribourg, PhD Thesis*, 452p.
- Berger, J.-P., Charollais, J. and Hugueney, M.** (1987) Nouvelles données biostratigraphiques

- sur la Molasse rouge du bassin genevois. *Arch Sci Genève*, **40**, 77–95.
- Berger, J.-P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C. and Schaefer, A.** (2005) Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). *Int. J. Earth Sci.*, **94**, 711–731.
- Bergerat, F.** (1985) Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne, *Université Pierre et Marie Curie*, PhD Thesis, 364p.
- Bergerat, F.** (1987) Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l’orogène alpin. *Bull. la Société géologique Fr.*, **3**, 611–620.
- Bergerat, F., Mugnier, J.-L., Guellec, S., Truffert, C. and Cazes, M.** (1990) Extensional tectonics and subsidence of the Bresse basin: an interpretation from ECORS data. *Mémoires la Société géologique Fr.*, **156**, 145–156.
- Berne, S., Auffret, J. and Walker, P.** (1988) Internal structure of subtidal sandwaves revealed by high-resolution seismic reflection. *Sedimentology*, **35**, 5–20.
- Bernet, M. and Tricart, P.** (2011) The Oligocene orogenic pulse in the Southern Penninic Arc (Western Alps): structural, sedimentary and thermochronological constraints. *Bull. la Société géologique Fr.*, **182**, 25–36.
- Bersier, A.** (1936) La forme de la transgression burdigalienne dans la région vaudoise, *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. 20, 20, 111–114 pp.
- Bersier, A.** (1938) Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat, *Mémoires de la Société vaudoise des sciences naturelles*, 6, 3.
- Besson, D.** (2005) Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France): Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d’avant-pays, *École Nationale Supérieure des Mines de Paris*, PhD Thesis.
- Besson, D., Clauzon, G., Coueffe, R., Dexcote, Y., Ferry, S., Gonzalo, J., Mocochain, L., Parize, O., Rubino, J.L. and Suc, J.P.** (2002) Le Néogène de bassin d’avant pays rhodano-provençal. In: *Livret-guide excursion congrès international “Strati 2002, Lyon,” Publ. spec. Soc. Geol. France*, 162p.
- Besson, D., Parize, O., Rubino, J.L., Aguilar, J.P., Aubry, M.P., Beaudoin, B., Berggren, W.A., Clauzon, G., Crumeyrolle, P., Dexcoté, Y., Fiet, N., Iaccarino, S., Jiménez-Moreno, G., Laporte-Galaa, C., Michaux, J., von Salis, K., Suc, J.P., Reynaud, J.Y. and Wernli, R.** (2005) Un réseau fluvial d’âge Burdigalien terminal dans le Sud-Est de la France: Remplissage, extension, âge, implications. *Comptes Rendus - Geosci.*, **337**, 1045–1054.
- Beucher, R., van der Beek, P., Braun, J. and Batt, G.E.** (2012) Exhumation and relief development in the Pelvoux and Dora-Maira massifs (western Alps) assessed by spectral analysis and inversion of thermochronological age transects, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **117**.
- Bialkowski, A., Châteauneuf, J.-J., Cojan, I. and Bauer, H.** (2006) Integrated stratigraphy and

- paleoenvironmental reconstruction of the Miocene series of the Châteauredon Dome, SE France. *Eclogae Geol. Helv.*, **99**, 1–15.
- Bieg, U., Süß, M.P. and Kuhlemann, J.** (2008) Simulation of tidal flow and circulation patterns in the Early Miocene (Upper Marine Molasse) of the Alpine foreland basin. *Analog. Numer. Model. Sediment. Syst. From Underst. to Predict.*, **40**, 145–169.
- Bigot-Cormier, F., Poupeau, G. and Sosson, M.** (2000) Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons). *Comptes Rendus l'Académie des Sci. IIA-Earth Planet. Sci.*, **330**, 363–370.
- Bizon, G. and Bizon, J.-J.** (1972) Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen: oligocène à quaternaire. *Éditions Technip*.
- Blanc, E.** (1991) Evolution sédimentaire syntectonique au front d'une chaîne de collision en environnement littoral. *Université de Savoie (Chambéry)*, Mem. DEA., 35 pp.
- Blanchet, F. and Chagny, E.** (1923) Le promontoire de la Porte de France près de Grenoble: Analyse tectonique détaillée-Massif de la Chartreuse, *B.S.C.G.F.*, **26**, 149, 253-266.
- Blow, W.H.** (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: *Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils*, EJ Brill Leiden, Roma, 1, 199–422.
- Bocquet, J.** (1966) Le delta miocène de Voreppe. Etude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble. *Trav. du Lab. Géologie l'Université Grenoble*, **42**, 53–75.
- Boersma, J.R.** (1969) Internal structure of some tidal mega-ripples on a shoal in the Westerschelde Estuary, The Netherlands. *Geol. en Mijnbouw/Netherlands J. Geosci.*, **48**, 409–414.
- Boistel, A.** (1898) Nouvelles observations sur la bordure tertiaire du Jura a l'ouest du Bugey. *Bull. la Société Géologique Fr. troisième série*, **26**, 11–35.
- Boistel, A.** (1890) Note sur les travertins tertiaires à végétaux de Douvres (Ain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **18**, 337–341.
- Boistel, A.** (1895) Sur le Miocène supérieur de la bordure du Jura aux environs d'Ambérieu. *Bull. la Société Géologique Fr.*, **22**, 628–659 pp.
- BouDagher-Fadel, M.K.** (2015) Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera. *UCL Press*.
- Boutoux, A., Bellahsen, N., Nanni, U., Pik, R., Verlaguet, A., Rolland, Y. and Lacombe, O.** (2016) Thermal and structural evolution of the external Western Alps: Insights from (U–Th–Sm)/He thermochronology and RSCM thermometry in the Aiguilles Rouges/Mont Blanc massifs. *Tectonophysics*, **683**, 109–123.
- Bravard, Y. and Veyret, P.** (1964) Le Bas-Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. *Rev. Géographie Alp.*, **52**, 566–568.

- Brenot, A., Nicolas, J., Chrétien, M., Dewandel, B., Courtois, N., Castagnac, C., Bourguine, B. and Couëffe, R.M.G.** (2009) Acquisition de connaissances sur la nappe de la molasse du territoire du SAGE de l'Est Lyonnais. Rapport Final [Acquisition of knowledge on the molasse layer of SAGE of l'Est Lyonnais. Final report]. *BRGM RP-57474-FR, BRGM, Orleans, France*, 165 pp.
- Burbank, A., Engesser, D.W., Matter, B., Burbank, D.W., Engesser, B. and Matter, A.** (1992) Magnetostratigraphic chronology , mammalian faunas , and stratigraphic evolution of the France Magnetostratigraphic chronology , mammalian faunas , and stratigraphic evolution of the Lower Freshwater. *Eclogae Geol. Helv.*, **85**, 399–431.
- Burkhard, M. and Sommaruga, A.** (1998) Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **134**, 279–298.
- Burns, B.A., Heller, P.L., Marzo, M. and Paola, C.** (1997) Fluvial response in a sequence stratigraphic framework; example from the Montserrat fan delta, Spain. *J. Sediment. Res.*, **67**, 311–321.
- Butler, R.W.H.** (1992a) Thrusting patterns in the NW French Subalpine chains. In: *Annales Tectonicae*, 6, 150–172.
- Butler, R.W.H.** (1989) The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **44**, 105–122.
- Butler, R.W.H.** (1992b) Structural evolution of the western Chartreuse fold and thrust system, NW French Subalpine chains. In: *Thrust tectonics*, Springer, 287–298.
- Butler, R.W.H.** (2017) Basement-cover tectonics, structural inheritance, and deformation migration in the outer parts of orogenic belts: A view from the western Alps. *Linkages Feed. Orog. Syst.*, **213**, 55.
- Butler, R.W.H. and Bowler, S.** (1995) Local displacement rate cycles in the life of a fold-thrust belt. *Terra Nov.*, **7**, 408–416.
- Cabello, P., Falivene, O., López-Blanco, M., Howell, J., Arbués, P. and Ramos, E.** (2010) Modelling facies belt distribution in fan deltas coupling sequence stratigraphy and geostatistics: The Eocene Sant Llorenç del Munt example (Ebro foreland basin, NE Spain). *Mar. Pet. Geol.*, **27**, 254–272.
- Campredon, R. and Gigot, P.** (1984) Le Néogène : bassin niçois et varois. In Synthèse géol. du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, 499–501.
- Caron, C., Charollais, J. and Rosset, J.** (1967) Eléments autochtones et éléments allochtones du soubassement des klippen des Annes et de Sulens (Haute-savoie), *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, **62**, 43–47.
- Catuneanu, O.** (2004) Retroarc foreland systems—evolution through time. *J. African Earth Sci.*, **38**, 225–242.
- Catuneanu, O.** (2019) First-order foreland cycles: Interplay of flexural tectonics, dynamic loading, and sedimentation. *J. Geodyn.*, **129**, 290–298.

- Catuneanu, O.** (2006) Principles of sequence stratigraphy. *Elsevier*.
- Catzigras, F.** (1943) L'Aquitainien marin de Carry-le-Rouet. *Impr. marseillaise*, 133p.
- Cave, T.** (2011) Fonctionnement hydrodynamique du bassin tertiaire du Bas-Dauphiné entre la Drôme et la Varèze (Drôme et Isère, Sud-Est de la France): Etude géochimique et isotopique. *Université d'Avignon*, PhD Thesis, 260 pp.
- Charollais, J.** (1981) Sur la présence des dents de mammifères à la base et dans la partie supérieur de la molasse rouge du plateau des Bornes (Haute-savoie, France). *Eclogae Geol. Helv.*, **74**, 1, 37-51.
- Charollais, J. and Jamet, M.** (1990) Principaux résultats géologiques du forage Brizon 1 (BZN 1) Haute-Savoie, France. *Mémoires la Société géologique Fr.*, **156**, 185–202.
- Charollais, J., Wernli, R., Du Chene, R.J., Von Salis, K. and Steiner, F.** (2006) La Molasse marine supérieure de la Combe d'Evuaz et de la Pesse. *Arch. DES Sci.*, **59**, 21–46.
- Charvin, K.** (2003) Influence et modalité d'enregistrement des variations eustatiques et de la tectonique dans les bassins à forte subsidence (bassin d'avant-pays ou de collapse) : vitesse relative des phénomènes, Mem. DEA, 30p.
- Chauve, P., Martin, Ja., Petitjean, E. and Sequeiros, F.** (1988) Le chevauchement du Jura sur la Bresse; donnees nouvelles et rein terpretation des sondages. *Bull. la Société géologique Fr.*, **4**, 861–870.
- Chenevoy, M., Elmi, S., Lorenchet de Montjamont, M., Combier, J. and Michel, R.** (1977) Notice de la carte géologique de la France à 1/50000, feuille de Crest (842). *Mem. BRGM*, 41.
- Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M. and Sibuet, J.-C.** (1973) Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **18**, 109–118.
- Clauzon, G.** (1990) Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné, F.Degaugue. *Université d'Aix-en-Provence*, 78 pp.
- Clauzon, G.** (1982) Le canyon messinien du Rhone; une preuve decive du" desiccated deep-basin model"(Hsue, Cita and Ryan, 1973). *Bull. la Société géologique Fr.*, **7**, 597–610.
- Cogné, J.P.** (2003) PaleoMac: a MacintoshTM application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4**, 1.
- Cojan, I., Bialkowski, A., Gillot, T. and Renard, M.** (2013) Paleoenvironnement and paleoclimate reconstruction for the early to middle Miocene from stable isotopes in pedogenic carbonates (Digne-Valensole basin, southeastern France). *Bull. la Société Géologique Fr.*, **184**, 583–599.
- Combaluzier, C.** (1935) Le miocène de la Basse-Provence. *Béranger*, 183 pp.
- Combémorrel, R.** (1972) Biostratigraphie du miocene de la bordure Dombes-Jura (Ain). *Bull. b.r.g.m.*, **1**, 3, 45-55
- Combémorrel, R., Guérin, C. and Méon-Vilain, H.** (1970) Un nouveau gisement de Vertébrés

- mio-pliocènes à Priay (Ain). *Bull. du Bur. Rech. Geol. Minières*, **1**, 33–47.
- Comité des Techniciens, C.** (1986) Corps sédimentaires, exemples sismiques et diagraphiques., Ed. Techni. Paris, 349 pp.
- Cornou, C.** (2020) Rapid response to the Mw4.9 earthquake of November 11, 2019 in Le Teil, Lower Rhône Valley, France. *Comptes Rendus l'Académie des Sci.*, soumis.
- Couëffé, R.** (2003) La préservation du temps dans les enregistrements sédimentaires: analyse quantitative à l'intérieur de la molasse marine miocène du bassin d'avant-chaîne de Digne (Alpes de Haute Provence, sud-est de la France). *Université de Caën*, PhD Thesis, 337.
- Couëffé, R.** and **Maridet, O.** (2003) Découverte de deux gisements à micromammifères du Burdigalien supérieur dans la molasse du bassin de Digne (Alpes de Haute Provence, SE France): implications stratigraphiques et tectoniques. *Eclogae Geol. Helv*, **96**, 197–207.
- Covey, M.** (1986) The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin. In: *Foreland basins* (Ed. P.A. Allen and P. Homewood), *Blackwell Scientific Publications*, 77–90.
- Crampton, S.L.** and **Allen, P.A.** (1995) Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: example from the North Alpine Foreland Basin. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **79**, 1495–1514.
- Crumeyrolle, P., Rubino, J.** and **Clauzon, G.** (1991) Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive–regressive cycle. *Sedimentation, Tectonics Eustasy Sea-Level Chang. Act. Margins*, **3**, 371–390.
- Curial, A.** (1986) La sédimentation salifère et suprasalifère du Paléogène bressan (France): comparaison entre les données diagraphiques et lithologiques. Etude diagraphique du champ d'Étrez et synthèse du bassin, *Université Lyon I*, PhD Thesis.
- Dalrymple, R.W., Baker, E.K., Harris, P.T.** and **Hughes, M.G.** (2003) Sedimentology and stratigraphy of a tide-dominated, foreland-basin delta (Fly River, Papua New Guinea). *Special Publications of SEPM*.
- Dalrymple, R.W.** and **Rhodes, R.N.** (1995) Estuarine dunes and bars. In: *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries* (Ed. G.M. Perillo), *Elsevier*, 53, 359–422.
- Dardeau, G., Dubar, M., Toutin-Morin, N., Courme, M.-D., Crévola, G.** and **Mangan, C.** (2010) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Grasse-Cannes (999). *BRGM*, 194.
- Dasarathi, N.** (1965) Etude géologique de la bordure occidentale du Vercors. *Géologie Alp.* **42**, 83–96.
- Dasch, E.J.** and **Biscaye, P.E.** (1971) Isotopic composition of strontium in Cretaceous-to-Recent, pelagic foraminifera. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **11**, 201–204.
- David, L.** (1963a) Sur l'extension d'un faciès marin peu connu du Miocène de la région lyonnaise. *CR Acad. Sc., Paris*, **256**, 3715–3717.
- David, L.** (1963b) Sur la position stratigraphique des "cailloutis du Jardin des Plantes" dans la

- région lyonnaise. *CR Acad. Sei*, 3867–3868.
- De Graciansky, P.-C., Dardeau, G., Dumont, T., Jacquin, T., Marchand, D., Mouterde, R. and Vail, P.R.** (1993) Depositional sequence cycles, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics; example from the southern subalpine Jurassic basin, France. *Bull. la Société géologique Fr.*, **164**, 709–718.
- De Graciansky, P.-C. and Lemoine, M.** (1988) Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps; a consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bull. la Société géologique Fr.*, **4**, 733–737.
- De Graciansky, P.C., Durozoy, G. and Gigot, P.** (1982) Notice explicative de la feuille de Digne, 944, Carte géologique de la France à 1/50 000. *BRGM, Orléans*, 35.
- De Saussure, H.B.** (1779) Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève, *Fauche-Borel, Neuchâtel*, vol. 1.
- Debelmas, J.** (1974) Géologie de la France, Tome 2: Les Chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. *Ed. Doin*, 296–540.
- Debelmas, J.** (1953) Etude tectonique de la bordure orientale du Massif du Vercors entre Grenoble et le Mont-Aiguille.
- Debelmas, J.** (1966) Structure géologique du massif du Moucherotte. *Géol. Alp.*, **42**, 109–116.
- Debelmas, J. and Lemoine, M.** (1970) The western Alps: palaeogeography and structure. *Earth-Science Rev.*, **6**, 221–256.
- Debelmas, J. and Mascle, G.** (2004) Les grandes structures géologiques-4ème édition. *Dunod*.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. and Lienhardt, M.-J.** (1984) Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Vol. 1 : stratigraphie et paléogéographie. *Editions du Bureau de recherches géologiques et minières, Service géologique ...*, 614 pp.
- Decelles, P.G.** (2012) Foreland Basin Systems Revisited: Variations in Response to Tectonic Settings. In: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* (Ed. C. Busby and A. Perez), *Wiley-Blackwell*, 405–426.
- DeCelles, P.G. and Giles, K.A.** (1996) Foreland basin systems. *Basin Res.*, **8**, 105–123.
- Defant, A.** (1961) Physical Oceanography. *Pergamon Press, Oxford*, 598 pp.
- Delafond, F. and Depéret, C.** (1893) Les terrains tertiaires de la Bresse et leurs gîtes de lignites et de minerais de fer. *Etudes des Gites minér. la Fr.*, **2**, 332.
- Delhaye-Prat, V., Cassagne, B., Rubino, J.L. and Guillocheau, F.** (2005) Sédimentologie de la formation des Sables de Fontainebleau et architecture des dépôts oligocènes du Bassin de Paris. *Excursion*, **4**, 1–129.
- Demarcq, G.** (1962) Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mém. BRGM.*, **61**, 257.
- Demarcq, G.** (1959) Le Miocene du bassin de Crest (Drome). *Bull. la Société Géologique Fr.*, **7**, 93–100.

- Demarcq, G.** (1970) Etude stratigraphique du Miocène rhodanien, *Mém. BRGM*, 61, 1-257.
- Demarcq, G.** (1990) Pectinidés néogènes: Proposition d'échelle biostratigraphique pour la Méditerranée. *Geobios*, 23, 149–159.
- Demarcq, G., Gourinard, Y. and Magné, J.** (1989) Grade-datation dans le Burdigalien du bassin de Crest (Drôme, moyenne vallée du Rhône): comparaison avec le stratotype rhodanien. *Geobios*, 22, 383–386.
- Demarcq, G. and Perriaux, J.** (1984) Synthèse géologique du Sud-Est de la France.
- Demarcq, G. and Schoepfer, P.** (1990) Les Pectinidés du Miocène de Suisse occidentale: données nouvelles de paléontologie dynamique. *Eclogae Geol. Helv., Bâle*, 83, 751–791.
- Demory, F., Conesa, G., Oudet, J., Mansouri, H., Münch, P., Borgomano, J., Thouveny, N., Lamarche, J., Gisquet, F. and Marié, L.** (2011) Magnetostratigraphy and paleoenvironments in shallow-water carbonates: the Oligocene-Miocene sediments of the northern margin of the Liguro-Provençal basin (West Marseille, southeastern France). *Bull. la Société géologique Fr.*, 182, 37–55.
- DePaolo, D.J. and Ingram, B.L.** (1985) High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science (80-.)*, 227, 938–941.
- Depéret, C.** (1896) Feuille de Valence. *Bull Serv Cart. géol. Fr.*, 8, 114–116.
- Depéret, C.** (1895) Aperçu sur la structure générale et l'histoire de la formation de la vallée du Rhône. In: *Annales de Géographie, JSTOR*, 4, 432–452.
- Depéret, C.** (1887) Recherches sur la succession des faunes de Vertébrés miocènes de la vallée du Rhône. *Publications du musée des Confluences*, 45–313 pp.
- Deville, E.** (2020) The structure of the tectonic front of the Western Alps: Control of fluid pressure and halite occurrence on the decollement processes, *Tectonics*, In press.
- Deville, E., Blanc, E., Tardy, M., Beck, C., Cousin, M. and Ménard, G.** (1994) Thrust propagation and syntectonic sedimentation in the Savoy Tertiary Molasse Basin (Alpine foreland). In: *Hydrocarbon and petroleum geology of France, Springer*, 269–280.
- Deville, É. and Chauvière, A.** (2000) Thrust tectonics at the front of the western Alps: constraints provided by the processing of seismic reflection data along the Chambéry transect. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. IIA-Earth Planet. Sci.*, 331, 725–732.
- Deville, E., Mascle, A. and Deronzier, J.-F.** (1992) Etude non exclusive Chartreuse-Vercors 91. Rapport d'interprétation (Atlas, 52 planches). Etude non Exclus. IFP-CGG soutenue par le Fonds soutien aux Hydrocarb.
- Deville, E. and Sassi, W.** (2006) Contrasting thermal evolution of thrust systems: An analytical and modeling approach in the front of the western Alps. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 90, 887–907.
- Dèzes, P., Schmid, S.M. and Ziegler, P.A.** (2004) Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389, 1–33.

- Dickinson, R.W.** (1974) Plate tectonics and sedimentation. In: *Tectonics and Sedimentation* (Ed. R.W. Dickinson), *Special Publications of SEPM*, **22**, 1–27.
- Doncieux, L.** (1910) C. R. Coll. Campagne. *Bull. Serv. Cart. géol. Fr.*, **11**, 72–77.
- Donzeau, M., Wernli, R., Charollais, J. and Monjuvent, G.** (1997) Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653). *BRGM*
- Doudoux, B., de Lepinay, B.M. and Tardy, M.** (1982) Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. *CR Acad. Sci.*, **295**, 63–68.
- Douxami, H.** (1895) Le Miocène des environs de Bourgoin et de La-Tour-du-Pin. *CR Acad. Sc.*, **4**.
- Douxami, H.** (1896) Études sur les terrains tertiaires du Dauphiné de la Savoie et de la Suisse occidentale. *Masson*, Paris, 132 pp.
- Dumont, M.** (1983) Etude stratigraphique et sédimentologique du Miocène supérieur de la région de Jujurieux (Ain, France). *Université Lyon I*, PhD thesis, 155p.
- Dumont, T., Champagnac, J.-D., Crouzet, C. and Rochat, P.** (2008) Multistage shortening in the Dauphiné zone (French Alps): the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration. *Swiss J. Geosci.*, **101**, 89–110.
- Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Simon-Labric, T., Tricart, P. and Jourdan, S.** (2012) Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *J. Geodyn.*, **56**, 18–38.
- Dumont, T., Simon-Labric, T., Authemayou, C. and Heymes, T.** (2011) Lateral termination of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc: Structural and sedimentary evidence from the external zone. *Tectonics*, **30**, 5.
- Dumortier, E.** (1858) Note sur la coupe du Jardin des Plantes de Lyon. *Ann. Soc. d'agr.*, 318.
- Dumortier, E. and Fischer, P.** (1865) Liste des fossiles de Mr Dumortier. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **22**, 288.
- Dunbar, C.-O. and Rodgers, J.** (1957) Principles of Stratigraphy. *Geol. Mag.*, **94**, 518.
- Duncan, P.F. and Wilson, G.** (2012) A new species of Pecten (Mollusca: Bivalvia: Pectinidae) from northern Western Australia. *Molluscan Res.*, **32**, 21.
- Duplaix, S., Guillaume, S. and Lefavrais-Raymond, A.** (1965) Le Tertiaire de la Bresse, stratigraphie et minéralogie, comparaison avec les régions voisines. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, **7**, 135–148.
- El Meknassi, S., Dera, G., Cardone, T., De Rafélis, M., Brahmi, C. and Chavagnac, V.** (2018) Sr isotope ratios of modern carbonate shells: Good and bad news for chemostratigraphy. *Geology*, **46**, 1003–1006.
- Elderfield, H. and Schultz, A.** (1996) Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **24**, 191–224.

- Ellis, D. V and Singer, J.M.** (2007) Well logging for earth scientists. *Springer*. 692p.
- Elmi, S., Busnardo, R., Clavel, B., Camus, G., Kieffer, G., Bérard, P. and Michaëly, B.** (1996) Notice de la carte géologique de la France au 1/50 000, feuille Aubenas (865). *BRGM*.
- Embry, A.F.** (1993) Transgressive–regressive (T–R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Can. J. Earth Sci.*, **30**, 301–320.
- Embry, A.F.** (1995) Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. *Seq. Stratigr. Northwest Eur. Margin*, **5**, 1–11.
- Enay, R.** (1980) L'île Crémieu. Evolution morphologique et structurale. *Publ. la Société Linnéenne Lyon*, **49**, 482–505.
- Enay, R., Pierre, G. and Rampnoux, J..** (1976) Carte géologique de la France à 1/50000: La-Tour-Du-Pin (724), *BRGM*.
- Espitalie, J.** (1964) Contribution à l'étude du Tertiaire du Synclinal de Majastres (feuilles au 1/2000e, Digne 5-6, Moustiers-Sainte-Marie 1-2 et 3-4). *Univ J. Fournier, Grenoble*, Mém. DES, 87p.
- Fabre, P., Médus, J. and Paris, J.-L.** (1986) Caractérisation de l'Eocène et de l'Oligocène marins dans les chaînes subalpines méridionales à l'ouest de Gap (Hautes-Alpes, France). *Eclogae Geol. Helv.*, **79**, 719–730.
- Faure, M., Ballèvre, M. and Bouchot, V.** (2008) La Chaîne Varisque. *Géochronique*, 105, 37–43.
- Fenies, H., De Resseguier, A. and Tastet, J.** (1999) Intertidal clay-drape couplets (Gironde estuary, France). *Sedimentology*, **46**, 1–15.
- Fenies, H. and Faugères, J.-C.** (1998) Facies and geometry of tidal channel-fill deposits (Arcachon Lagoon, SW France). *Mar. Geol.*, **150**, 131–148.
- Ferret, Y.** (2011) Morphodynamique de dunes sous-marines en contexte de plate-forme mégatidale (Manche Orientale). Approche multi-échelles spatio-temporelles. *Université de Rouen*, PhD Thesis, 296 p.
- Feugueur, L. and Le Calvez, Y.** (1961) Presence du Miocène dans le " tunnel ferroviaire de Monaco", Alpes-Maritimes. *Bull. la Société Géologique Fr.*, **7**, 21–26.
- Fielding, C.R.** (2018) Stratigraphic architecture of the Cenozoic succession in the McMurdo Sound region, Antarctica: An archive of polar palaeoenvironmental change in a failed rift setting. *Sedimentology*, **65**, 1–61.
- Flemings, P.B. and Jordan, T.E.** (1989) A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **94**, 3851–3866.
- Fontannes, F.** (1887) Les terrains tertiaires et quaternaires du promontoire de la Croix-Rousse, à Lyon. *Publ. du musée des Confluences*, **4**, 27–44.

- Fontannes, F.** (1879) Première note sur les foraminifères des terrains tertiaires supérieurs du bassin du Rhône. *Ann. Soc. Agric. Hist. Nat. Arts utiles Lyon, imprimerie Pitrat Aîné*, 5^{ème} série, vol. 2, 199–203 pp.
- Fontannes, F.** (1881) Les terrains tertiaires de la région delphino-provençale du bassin du Rhône. *Ann. Soc. Agric. Hist. Nat. Arts utiles. Lyon, H. Georg*, 5, 4, 189–268 pp.
- Fontannes, F.** (1878) Etude sur les faunes malacologiques miocènes des environs de Tersanne et de Hauterives (Drôme). *Rev. Sc. Nat. Montpellier: Typographie et lithographie de Boehm et fils*, 4, 394–415 pp.
- Fontannes, F. and Depéret, C.** (1892) Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône. *Soc. Agr., Hist. Nat. Arts utiles, Lyon (Paris F. SAVY)*, 9 et 10: les terrains tertiaires marins de la côte de Provence. Ire partie : Aquitaniens et Langhien, 2e partie : Helvétien, 4, Georg.
- Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D. and Vanderhaeghe, O.** (2006) Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *J. Geol. Soc. London.*, **163**, 815–826.
- Ford, M. and Lickorish, W.H.** (2004) Foreland basin evolution around the western Alpine Arc. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **221**, 39–63.
- Fournier, F., Tassy, A., Thinon, I., Münch, P., Cornée, J.-J., Borgomano, J., Leonide, P., Beslier, M.-O., Fournillon, A. and Gorini, C.** (2016) Pre-Pliocene tectonostratigraphic framework of the Provence continental shelf (eastern Gulf of Lion, SE France). *Bull. la Société géologique Fr.*, **187**, 187–215.
- Frouin, M., Sebag, D., Durand, A., Laignel, B., Saliege, J.-F., Mahler, B.J. and Fauchard, C.** (2007) Influence of paleotopography, base level and sedimentation rate on estuarine system response to the Holocene sea-level rise: the example of the Marais Vernier, Seine estuary, France. *Sediment. Geol.*, **200**, 15–29.
- Fugenschuh, B. and Schmid, S.M.** (2003) Late stages of deformation and exhumation of an orogen constrained by fission-track data: a case study in the Western Alps. *GSA Bull.*, **115**, 1425–1440.
- Garefalakis, P. and Schlunegger, F.** (2019) Deciphering tectonic, eustatic and surface controls on the 20 Ma-old Burdigalian transgression recorded in the Upper Marine Molasse in Switzerland. *Solid Earth Discuss.*, 1–43.
- Gaston, J.M.** (1959) Etude du bassin tertiaire de Crest-sud de la Drôme. *Université de Grenoble*, Mém. DEA, 61.
- Gaudant, J., Weidmann, M., Berger, J.-P., Bolliger, T., Kalin, D. and Reichenbacher, B.** (2002) Recherches sur les dents pharyngiennes de Poissons Cyprinidae de la Molasse d'eau douce oligo-miocène de Suisse (USM, OSM) et de Haute-Savoie (France). *Rev. Paléobiologie*, **21**, 371–389.
- Gidon** (2004) Page “Ugine.” In: geol.alp.com.
- Gidon, M.** (1988) L'anatomie des zones de chevauchement du massif de la Chartreuse (Chaînes subalpines septentrionales, Isère, France). *Géologie Alp.*, 27–48.

- Gidon, M.** (1995a) Tectonique et origine de la cluse de Grenoble (France). *Géologie Alp.*, **71**, 175–192.
- Gidon, M.** (1999) Tectoniques superposées dans le synclinal des Aillons et ses abords (massif des Bauges, Savoie, France). *Géologie Alp.*, **75**, 91–102.
- Gidon, M.** (1981) La structure de l'extrémité méridionale du massif de la Chartreuse aux abords de Grenoble et son prolongement en Vercors. *Géologie Alp.*, **57**, 93–107.
- Gidon, M.** (1966) Sur la tectonique de l'élément chartreux oriental au Sud-Est de Saint-Pierre de Chartreuse (Isère). *Trav. du Lab. Géologie Alp.*, **42**, 117-125.
- Gidon, M.** (1964) Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande-Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes. *Trav. du Lab. Géologie Alp.*, **40**, 187–205.
- Gidon, M.** (1994) Quelques aspects des rapports entre l'histoire tectonique et la morphogenèse dans le massif de la Chartreuse. *Géologie Alp.*, **70**, 13–27.
- Gidon, M.** (1990) Les décrochements et leur place dans la structuration du massif de la Chartreuse (Alpes occidentales françaises). *Géologie Alp.*, **66**, 39–55.
- Gidon, M.** (1995b) Une faille d'extension antérieure au plissement, sur le rebord oriental du Vercors. *Géologie Alp.*, **71**, 193–198.
- Gidon, M.** (1992) Présence de failles synsédimentaires aptiennes en Chartreuse (Alpes occidentales, France). *Géologie Alp.*, 57–62.
- Gidon, M.** (1993) Nouvelles observations sur les failles longitudinales aptiennes du massif de la Chartreuse. *Géologie Alp.*, **1**, 49–52.
- Gidon, M.** (1998) Failles extensives antérieures au plissement dans les massifs subalpins: un exemple nouveau dans le massif des Bornes (France). *Géologie Alp.*, **74**, 91–96.
- Gidon, M.** (1982) La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive: sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales. *Géologie Alp.*, **58**, 53–68.
- Gidon, M.** and **Arnaud, H.** (1978) Carte géologique détaillée de la France à 1/50.000, feuille Grenoble.
- Gidon, M., Arnaud, H.** and **Montjuvent, A.** (1978) Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Grenoble (772). *BRGM*, Orléans, 37 pp.
- Gidon, M.** and **Pairis, J.L.** (1976) Le rôle des mouvements tectoniques éocènes dans la genèse des structures de l'extrémité NE du Dévoluy et dans celle du chevauchement de Digne. *Géologie Alp.*, **52**, 73–83.
- Gidon, P.** (1956) Le front subapin septentrional. *Géologie Alp.*, **32**, 32–49.
- Gidon, P., Perrier, R.** and **Doudoux, B.** (1963) Carte géologique de la France, feuille Chambéry (725). *BRGM*.
- Gignoux, M.** and **Moret, L.** (1944) Géologie Dauphinoise ou initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble. *Arthaud*, Grenoble, 424 pp.

- Gignoux, M. and Moret, L.** (1952) Géologie dauphinoise: initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble, 2nd editio. *Masson et Cie*, Paris, 391 pp.
- Gigot, P., Colomb, E., Damiani, L., Dubar, L., Durozoy, G. and Thomel, G.** (1982) Notice explicative de la feuille de Forcalquier. *Cart. Géologique la Fr. à 1/50 000*, 27.
- Gigot, P. and Mein, P.** (1973) Découvertes de Mammifères aquitaniens dans la molasse burdigalienne du golfe de Digne. *Comptes Rendus l'Académie des Sci.*, 3293–3294.
- Gilbert, G.K.** (1885) The topographic features of lake shores. *US Geol. Surv. Ann. Rep.*, **5**, 69–123.
- Ginsburg, L., Arnaud, M., Lary, C. and Monleau, C.** (1998) Le Miocène du bassin de Vence (Alpes-Maritimes, France): stratigraphie et paléogéographie. *Geodiversitas*, **20**, 229–238.
- Ginsburg, L. and Mongin, D.** (1956) Observations nouvelles sur le Miocène de Vence (Alpes-Maritimes). *CR Acad. Sci. Paris*, **242**, 3044.
- Giot, P.R.** (1944) Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Royans (Isère et Drôme). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, **24**, 49–68.
- Glotzbach, C., Van Der Beek, P.A. and Spiegel, C.** (2011) Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, Western Alps from numerical modelling of thermochronology data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **304**, 417–430.
- Gobo, K.** (2014) Development of Gilbert-type deltas : sedimentological case studies from the Plio-Pleistocene of Corinth Rift, Greece. *University of Bergen*, PhD Thesis, 30 pp.
- Goguel, J.** (1936) Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Expl. Cart. géol. dét. Fr.*, 351.
- Gourinard, Y. and Magné, J.** (1987) Les anciens étages Aquitaniens (Mayer 1857), Burdigalien (Depéret 1892) et Helvétien (Mayer 1857) correspondant aux cycles eustatiques de Vail, TB 1. 5., TB 2.1. et TB 2.2. Usage possible en nomenclature stratigraphique. *Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2, Mécanique, Phys. Chim. Sci. l'univers, Sci. la Terre*, **305**, 1105–1108.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. (James G. and Smith, A.G. (Alan G.** (2004) A geologic time scale 2004. *Cambridge University Press*, 589 pp.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. and Ogg, G.** (2012) The geologic time scale 2012. *elsevier*.
- Gras, S.** (1835) Statistique minéralogique du département de la Drôme, Grenoble. *Prudhomme*, 296 pp.
- Grasso, M., Pedley, M. and Maniscalco, R.** (1994) The application of a Late Burdigalian-Early Langhian Highstand Event in correlating complex Tertiary orogenic carbonate successions within the Central Mediterranean. *Géologie Méditerranéenne*, **21**, 69–83.
- Gratier, J.-P., Ménard, G. and Arpin, R.** (1989) Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **45**, 65–81.

- Grossman, E.L.** (2012) Oxygen isotope stratigraphy. In: *The geologic time scale*, Elsevier, 181–206.
- Gudfin, H., Donsimoni, M. and Greber, C.** (1980) Région de l'Est Lyonnais, aperçu géologique d'après les forages profonds. BRGM, 79, SGN, 596, RHA, 203 pp.
- Guellec, S., Mugnier, J.-L., Tardy, M. and Roure, F.** (1990) Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. *Mémoires la Société géologique Fr.*, **156**, 165–184.
- Guérin, C. and Mein, P.** (1971) Les principaux gisements de mammifères miocènes et pliocènes du domaine rhodanien. *Doc. du Lab. Géologie la Fac. des Sci. Lyon*, **1**, 131–170.
- Gueymard, E.** (1844) Statistique minéralogique, géologique, métallurgique et minéralurgique du Département de l'Isère. *Typographie de F. Allier*.
- Guy, L., Rubino, J.L. and Trémolières, P.** (1989) Stratigraphie séquentielle et modalités de comblement des vallées incisées. Le Burdigalien de Montbrun-les-Bains et Chateaufort-Miravail (SE France). In: *2ème Congrès Sedim., Assoc. Sedim. Fr., livre des résumés, Mem. Ass. Sedi. Fr.*, Paris, 147–148.
- Haccard, D., Beaudouin, B., Gigot, P. and Jorda, M.** (1989) Notice explicative de la carte géologique de France (1/50000), feuille La Javie (918). *BRGM, Orléans*, 152.
- Haq, B.U., Hardenbol, J.A.N. and Vail, P.R.** (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science (80-)*, **235**, 1156–1167.
- Hardenbol, J.A.N., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.-C. and Vail, P.R.** (1998) Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. *Special Publications of SEPM*
- Haug, E.** (1891) Les chaînes subalpines entre Gap et Digne: contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises. *Bulletin du Service de la Carte géologique de France*, 197p.
- Hayes, J.M., Strauss, H. and Kaufman, A.J.** (1999) The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chem. Geol.*, **161**, 103–125.
- Heller, P.L., Angevine, C.L., Winslow, N.S. and Paola, C.** (1988) Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, **16**, 501–504.
- Herb, R., Hugueney, M., Lange-Badré, B. and Weidmann, M.** (1984) Données nouvelles sur les mammifères et les nummulites de l'Éocène supérieur subalpin (synclinaux du Charbon et d'Entrevernes, Bauges, Savoie et Haute-Savoie). *Geobios*, **17**, 221–234.
- Herwegh, M., Berger, A., Baumberger, R., Wehrens, P. and Kissling, E.** (2017) Large-scale crustal-block-extrusion during late Alpine collision. *Sci. Rep.*, **7**, 1–10.
- Hirn, A.** (1980) Le cadre structural profond d'après les profils sismiques. In: *Evolutions Géologiques de la France: Texte Intégral du Colloque C7, Géologie de France, du 26e CGI*, 107, 34–39.
- Hochuli, P.A.** (1998) Dinoflagellates. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of

- European basins. *SEPM Spec. Publ.*, **60**, 780–781.
- Homewood, P.** (1981) Faciès et environnements de dépôt de la Molasse de Fribourg. *Eclogae Geol. Helv.*, **74**, 29–36.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R. and Cross, T.A.** (1992) Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bull. des Centres Rech. Explor. Elf-Aquitaine*, **16**, 357–381.
- Homewood, P.W., Mauriaud, P., Lafont, F., Dumay, J. and Sorriaux, P.** (2000) Vade-mecum de stratigraphie séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoir. *Bulletin du Centre de recherches Elf exploration-production*. Mémoire 25
- Howarth, R.J. and McArthur, J.M.** (1997) Statistics for strontium isotope stratigraphy: a robust LOWESS fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 206 Ma, with look-up table for derivation of numeric age. *J. Geol.*, **105**, 441–456.
- Hudson, J.D.** (1977) Stable isotopes and limestone lithification. *J. Geol. Soc. London.*, **133**, 637–660.
- Hudson, J.D.** (1975) Carbon isotopes and limestone cement. *Geology*, **3**, 19–22.
- Huet, B.** (2018) Architecture sédimentaire et stratigraphie d'un bassin molassique miocène : le Bas-Dauphiné septentrional. *Université de Lille - Total*, Mém. Master, 85p.
- Iawworsky, G.** (1959) Une coquille de Chlamys dans les poudingues de Roquebrune-Cap-Martin (A.M.). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 213–214.
- Iawworsky, G. and Curti, M.** (1960) La faune des poudingues de Roquebrune (A.M.). *C.R. Acad. Sc.*, **251**, 399–400.
- Ichaso, A.A. and Dalrymple, R.W.** (2009) Tide-and wave-generated fluid mud deposits in the Tilje Formation (Jurassic), offshore Norway. *Geology*, **37**, 539–542.
- James, N.P., Seibel, M.J., Dalrymple, R.W., Besson, D. and Parize, O.** (2014) Warm-temperate, marine, carbonate sedimentation in an Early Miocene, tide-influenced, incised valley; Provence, south-east France. *Sedimentology*, **61**, 497–534.
- Jeannolin, F.** (1985) Sédimentologie et hydrogéologie du Néogène de l'Est valentinois et du bassin de Crest (Drôme, France). *Université Scientifique et Médicale de Grenoble*, PhD Thesis.
- Jodot, P.** (1955) Dimensions réduites des Limmées oligocènes du Jura suisse. *C.R. Somm. Soc. Fr.*, **11**, 213–215.
- Jost, J., Kempf, O. and Kälin, D.** (2016) Stratigraphy and palaeoecology of the Upper Marine Molasse (OMM) of the central Swiss Plateau. *Swiss J. Geosci.*, **109**, 149–169.
- Kalifi, A., Sorrel, P., Leloup, P.-H., Spina, V., Huet, B., Galy, A., Rubino, J.-L. and Pittet, B.** (2020) Changes in hydrodynamic process dominance (wave, tide or river) in foreland sequences: The subalpine Miocene Molasse revisited (France). *Sedimentology*. **67**, 5, 2455–2501.

- Kazo, S.** (1975) Sédimentologie du tertiaire du massif des Bauges (Alpes de Savoie) France. *Université Scientifique et Médicale de Grenoble*, PhD Thesis.
- Kempf, O., Matter, A., Burbank, D.W. and Mange, M.** (1999) Depositional and structural evolution of a foreland basin margin in a magnetostratigraphic framework: the eastern Swiss Molasse Basin. *Int. J. Earth Sci.*, **88**, 253–275.
- King, C.A.M.** (1972) Beaches and coasts. *Edward Arnold*, 2nd edition, 570 pp.
- Kirschvink, J.L.** (1980) The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. Int.*, **62**, 699–718.
- Kissling, D.** (1974) L'Oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu molassique. *Université de Geneve*, PhD Thesis.
- Klein, C.** (1990) Le Piémont rhodanien. In: *Génèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné* (Ed. G. Clauzon), *Travaux-Centre national de la recherche scientifique*, 78p.
- Klein, C., Désiré-Marchand, J. and Giusti, C.** (1990) L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale: aspects régionaux et essai de synthèse. *Editions du Centre national de la recherche scientifique*.
- Kominz, M.A., Browning, J. V, Miller, K.G., Sugarman, P.J., Mizintseva, S. and Scotese, C.R.** (2008) Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: An error analysis. *Basin Res.*, **20**, 211–226.
- Kreisa, D.R. and Moila, R.J.** (1986) Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**, 381.
- Kroon, A. and Masselink, G.** (2002) Morphodynamics of intertidal bar morphology on a macrotidal beach under low-energy wave conditions, North Lincolnshire, England. *Mar. Geol.*, **190**, 591–608.
- Kuhlemann, J.** (2007) Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. *Glob. Planet. Change*, **58**, 224–236.
- Kuhlemann, J. and Kempf, O.** (2002) Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. *Sediment. Geol.*, **152**, 45–78.
- Kwasniewski, A.** (2010) Synthèse géologique du bassin de Valence, Sud-est de la France. *Rapport IFP-Total*, 16 pp.
- Kwasniewski, A., Rubino, J.-L., Gariteai, T., Lescanne, M. and Mascle, A.** (2014) Stratigraphic Variability of tide dominated depositional systems within Miocene sandy succession of Bas Dauphiné basin (Miocene Peri-Alpine foreland basin) SE France. In: *IAS congress*,
- Ladouceur, S.** (2008) Évaluation des changements environnementaux de la Baie d'Hudson et du Bassin de Foxe au cours des derniers siècles, à partir de tracteurs palynologiques et micropaléontologiques. *Université du Québec à Montréal*, Mém. maîtrise, 69p.
- Lamiroux, C.** (1977) Géologie du Miocène des chaînons jurassiens méridionaux et du Bas-Dauphiné nord oriental entre Chambéry et La Tour du Pin: étude stratigraphique,

- sédimentologique et tectonique. *Université Scientifique et Médicale de Grenoble*, PhD Thesis, 174 pp.
- Lapparent, A.F.** (1938) Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Scriv. Cart. géol. Fr.*, **40**, 198.
- Largois, P.** (2000) La molasse miocène du bassin de Digne (Alpes de Haute-Provence): interprétation paléocologique des faciès marins. *Univ de Strasbourg I*, PhD Thesis.
- Latreille, G.** (1969) La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. *Université de Lyon*, PhD Thesis, 340 pp.
- Laubscher, H.** (1987) Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. *Eclogae Geol. Helv.*, **80**, 287–303.
- Leloup, P.-H., Arnaud, N., Sobel, E.R. and Lacassin, R.** (2005) Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc. *Tectonics*, **24**, 4.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L. and Megard-Galli, J.** (1986) The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Pet. Geol.*, **3**, 179–199.
- Lemoine, M., Dardeau, G., Delpech, P.-Y., Dumont, T. and De Graciansky, P.-C.** (1989) Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes occidentales. *Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2, Mécanique, Phys. Chim. Sci. l'univers, Sci. la Terre*, **309**, 1711–1716.
- Lemoine, M., Gidon, M. and Barféty, J.C.** (1981) Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales: d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 917–920.
- Lesueur, J.-L.** (1991) Etude sédimentologique et stratigraphique du bassin paléogène d'Apt, Manosque, Forcalquier, Alpes de Haute-Provence, modalités de la transgression burdigalienne. *Université de Bordeaux*, PhD Thesis, 422.
- Lesueur, J.-L., Rubino, J.-L. and Giraudmaillet, M.** (1990) Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien. *Bull. la Société géologique Fr.*, **6**, 49–65.
- Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R. and Chermette, J.C.** (1995) Evolution of salt-related structures in compressional settings. *AAPG Special Volumes*.
- Leva López, J., Rossi, V.M., Olariu, C. and Steel, R.J.** (2016) Architecture and recognition criteria of ancient shelf ridges; an example from Campanian Almond Formation in Hanna Basin, USA. *Sedimentology*, **63**, 1651–1676.
- Li, C., Wang, P., Daidu, F., Bing, D. and Tiesong, L.** (2000) Open-coast intertidal deposits and the preservation potential of individual laminae: A case study from east-central China. *Sedimentology*, **47**, 1039–1051.
- Liangqing, X. and Galloway, W.E.** (1991) Fan-Delta, Braid Delta and the Classification of Delta Systems. *Acta Geol. Sin. Ed.*, **4**, 387–400.
- Lienhardt, M.J. and Lefavrais, A.** (1974) Synthèse géologique de la Bresse (01), Eléments

- pour une planification du sous-sol. *BRGM*, 82 pp.
- Lirer, F., Maria, F.L., Maria, I.S., Gianfranco, S., Elena, T., Claudia, C., Javier, S.F. and Antonio, C.** (2019) Mediterranean Neogene planktonic foraminifer biozonation and biochronology. *Earth-Science Reviews*, 196.
- Longhitano, S.G.** (2013) A facies-based depositional model for ancient and modern, tectonically–confined tidal straits. *Terra Nov.*, **25**, 446–452.
- Longhitano, S.G.** (2008) Sedimentary facies and sequence stratigraphy of coarse-grained Gilbert-type deltas within the Pliocene thrust-top Potenza Basin (Southern Apennines, Italy). *Sediment. Geol.*, **210**, 87–110.
- Longhitano, S.G., Chiarella, D. and Muto, F.** (2014) Three-dimensional to two-dimensional cross-strata transition in the lower Pleistocene Catanzaro tidal strait transgressive succession (southern Italy). *Sedimentology*, **61**, 2136–2171.
- López-Blanco, M., Marzo, M. and Piña, J.** (2000) Transgressive–regressive sequence hierarchy of foreland, fan-delta clastic wedges (Montserrat and Sant Llorenç del Munt, Middle Eocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sediment. Geol.*, **138**, 41–69.
- Lopez, S., Cojan, I. and Renard, M.** (2000) Corrélations chimostratigraphiques entre domaines marin et continental: application à une série du Miocène inférieur (Beynes-Châteauredon, Alpes-de-Haute-Provence, France). *Comptes Rendus l'Académie des Sci. IIA-Earth Planet. Sci.*, **330**, 837–843.
- Lory, C.** (1861) Comptes rendus d'une excursion géologique en Savoie: Soc. géol. Fr. *Bull., ser.*, **2**, 705–826.
- Lory, C.** (1863) Note sur les dépôts tertiaires et quaternaires du Bas-Dauphiné. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **2**, 363–391.
- Lucazeau, F. and Vasseur, G.** (1989) Heat flow density data from France and surrounding margins. *Tectonophysics*, **164**, 251–258.
- Maillard, C.** (1949) Observations sur les galets d'argile de la molasse dans la région lyonnaise. *Bull. la Société Géologique Fr.*, **5**, 533–537.
- Malikides, M., Harris, P.T., Jenkins, C.J. and Keene, J.B.** (1988) Carbonate sandwaves in Bass Strait. *Aust. J. Earth Sci.*, **35**, 303–311.
- Mandier, P.** (1988) Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. Essai de synthèse paléogéographique, *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans
- Maridet, O.** (2003) Révision du genre *Democricetodon* (Mammalia, Rodentia, Cricetinae) et dynamique des faunes de rongeurs du Néogène d'Europe occidentale : évolution, paléobiodiversité et paléobiogéographie. Paléontologie. *Université Claude Bernard - Lyon I*, PhD Thesis.
- Masclé** (2008) Structural Analysis. Valence Basin. Vercors Basin. Belledonne Massif. A section through the western external Alps. *Livret guide. IFP School. Petroleum Geosciences*.

- Masclé, A., Vially, R., Deville, E., Biju-Duval, B. and Roy, J.P.** (1996) The petroleum evaluation of a tectonically complex area: the western margin of the Southeast Basin (France). *Mar. Pet. Geol.*, **13**, 941–961.
- Masselink, G., Kroon, A. and Davidson-Arnott, R.G.D.** (2006) Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings—a review. *Geomorphology*, **73**, 33–49.
- Masselink, G. and Short, A.D.** (1993) The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *J. Coast. Res.*, **9**, 785–800.
- McAnally, W.H., Friedrichs, C., Hamilton, D., Hayter, E., Shrestha, P., Rodriguez, H., Sheremet, A., Teeter, A. and Mud, A.T.C. on M. of F.** (2007) Management of fluid mud in estuaries, bays, and lakes. I: Present state of understanding on character and behavior. *J. Hydraul. Eng.*, **133**, 9–22.
- McArthur, J.M.** (2010) Correlation and dating with strontium-isotope stratigraphy. *Micropalaeontology, Sediment. Environ. Stratigr. a Tribut. to Dennis Curry (1912–2001)*. *Micropalaeontol. Soc. Spec. Publ.*, 133–145.
- McArthur, J.M. and Howarth, R.J.** (1998) Strontium isotope stratigraphy: LOWESS V2. A revised best-fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 206 Ma, with a revised look-up table or derivation of numeric age. *Am. Assoc. of Petrol. Geologists Annual Meeting (Salt Lake City, Utah, May 17–20, 1988)*, Tulsa, Okla., AAPG.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J. and Bailey, T.R.** (2001) Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0–509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age. *J. Geol.*, **109**, 155–170.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J. and Shields, G.A.** (2012) Strontium Isotope Stratigraphy. *Geol. Time Scale 2012*, **1–2**, 127–144.
- McArthur, J.M., Thirlwall, M.F., Engkilde, M., Zinsmeister, W.J. and Howarth, R.J.** (1998) Strontium isotope profiles across K/T boundary sequences in Denmark and Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 179–192.
- McFadden, P.L. and McElhinny, M.W.** (1988) The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 161–172.
- McPherson, J.G., Shanmugam, G. and Moiola, R.J.** (1987) Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **99**, 331–340.
- Meckel, L.D.** (1997) Sedimentological and structural evolution of the Tertiary Dévoluy Basin, external western Alps, SE France, *ETH Zurich*, PhD Thesis.
- Meckel, L.D., Ford, M. and Bernoulli, D.** (1996) Tectonic and sedimentary evolution of the Dévoluy Basin, a remnant of the Tertiary western Alpine foreland basin, SE France. *Géologie de la France*, **2**, 3–26 pp.
- Mein, P., Agustí, J., Rook, L. and Andrews, P.** (1999) The Late Miocene small mammal succession from France, with emphasis on the Rhône Valley localities. *Hominoïd evolution and climatic change in Europe*, **1**.

- Mein, P. and Ginsburg, L.** (2002) Sur l'âge relatif des différents dépôts karstiques miocènes de La Grive-Saint-Alban (Isère). *Publ. du musée des Confluences*, **5**, 7–47.
- Mein, P., Hugueney, M. and Ringeade, M.** (1992) Nouvelle datation des gisements de mammifères du bassin de Digne (Lambert et Barles sud-est de la France) extension probable de la transgression aquitanaise dans cette région. *Paleontol. i Evol.*, 123–134.
- Mein, P., Russo, P. and Viret, J.** (1961) Situation géographique des couches à Rhinocéros de la région moyenne de la Croix-Rousse à Lyon. *Ext. du cr. somm. des séances la S.g.f.*, 289.
- Mein, P., Truc, G. and Demarcq, G.** (1971) Micromammifères et gastéropodes continentaux des biozones de Paulhiac et de La romieu dans le Miocène de La Bastidonne et de Mirabeau (Vaucluse, SE de la France). *CR Acad. sci.*, **273**, 566–568.
- Ménouret, B. and Mein, P.** (2008) Les vertébrés du Miocène supérieur de Soblay (Ain, France). *Docum. Lab. Géol. Lyon*, **165**, 97p-97p.
- Merle, O. and Michon, L.** (2001) The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull. la Soc. géologique Fr.*, **172**, 213–221.
- Mermier, E.** (1895) Sur la découverte d'une nouvelle espèce d'Acerotherium dans la mollasse burdigalienne du Royans. *Publ. la Société Linnéenne Lyon*, **42**, 163–190.
- Mermier, E.** (1896) Etude complémentaire sur l'Acerotherium platyodon de la Mollasse (Drôme) burdigalienne supérieure des environs de Saint-Nazaire en Royans (Drôme). *Publ. la Société Linnéenne Lyon*, **43**, 225–240.
- Michon, L. and Merle, O.** (2001) The evolution of the Massif Central Rift; spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bull. la Société géologique Fr.*, **172**, 201–211.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J. V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. and Pekar, S.F.** (2005) The phanerozoic record of global sea-level change. *Science (80-)*, **310**, 1293–1298.
- Mongereau, N.** (2005) Géologie du Grand Lyon. *Communauté urbaine du Grand Lyon*.
- Mongin, D.** (1949) Sur la présence du Burdigalien moyen dans la région de Fontvieille (Bouches-du-Rhône). *C. R. Somm. Soc. Géol Fr.*, 292.
- Mongin, D.** (1962) Au sujet des pectinidés du Miocène de Vence (Alpes-Maritimes). *Comptes Rendus sommaires la Société géologique Fr.*, **1**, 24–25.
- Monjuvent, G., Combiér, J. and Michel, R.** (1980) Carte géologique et notice explicative de la feuille de La Côte-St-André au 1/50 000ème (747). 34.
- Montenat, C., Barrier, P. and Garnier, L.** (2000) La sédimentation miocène au nord des massifs de Ventoux-Lure (chaînes subalpines méridionales). *Géologie la Fr.*, 3–32.
- Monteverde, D.H., Mountain, G.S. and Miller, K.G.** (2008) Early Miocene sequence development across the New Jersey margin. *Basin Res.*, **20**, 249–267.
- Moretto, R.** (1986) Etude sédimentologique et géochimique des dépôts de la série salifère paléogène du bassin de Bourg-en-Bresse (France). *Université Henri Poincaré - Nancy 1*,

PhD Thesis.

- Mortaz-Djalili, D.** (1977) Sédimentologie des formations détritiques du Néogène du plateau de Chambaran (Bas-Dauphiné, France). *Université Scientifique et Médicale de Grenoble*, PhD Thesis, 153 pp.
- Mortaz-Djalili, D.** and **Perriaux, J.** (1979) Le Néogène du Plateau de Chambaran (Bas-Dauphiné, France). *Géologie Alp.*, **55**, 133–152.
- Mugnier, J.-L., Arpin, R.** and **Thouvenot, F.** (1987a) Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse. *Geodin. Acta*, **1**, 125–137.
- Mugnier, J., Arpin, R.** and **Thouvenot, F.** (1987b) Balanced cross-sections through the subalpine massif of the Chartreuse. *Geodin. Acta*, **1**, 125–137.
- Mugnier, J.** and **Marthelot, J.** (1991) Crustal Reflections Beneath the Alps and the Alpine Foreland: Geodynamic Implications. *Geodynamics*, 177–183.
- Mujito, S.** (1981) Les sédiments tertiaires dans le Jura méridional et les Bauges occidentales: Savoie, Haute Savoie (France)-Alpes françaises. *Université Scientifique et Médicale de Grenoble*, PhD Thesis, 221.
- Neal, J.** and **Abreu, V.** (2009) Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. *Geology*, **37**, 779–782.
- Nelson, C.S.** and **Smith, A.M.** (1996) Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: a synthesis and review. *New Zeal. J. Geol. Geophys.*, **39**, 93–107.
- Nicolas, A., Polino, R., Hirn, R., Nicolich, R.** and **Group, E.-C. working** (1990) ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps: a synthesis. In: *A synthesis, in Deep structure of the Alps* (Ed. F. Roure, P. Heitzmann, and R. Polino), *Mém. Soc. Geol. France*, **NS**, 15–27.
- Nicolet, C.** (1979) Le Bas-Dauphiné septentrional: étude stratigraphique et sédimentologique. *Université Scientifique et Médicale de Grenoble*, PhD Thesis, 150 pp.
- Odebode, M.O.** (1978) The Age of the Marly Formation of the Miocene Basin of Vence (SE France) based on Planktonic Foraminifera. *Rev. Esp. Micropaleontol.*, **10**, 75–86.
- Odebode, M.O.** (1982) Miocene foraminiferal paleoecology of the basin of Vence, Southeast France. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **39**, 313–329.
- Ogg, J.G.** and **Lowrie, W.** (2012) Magnetostratigraphy. *Geol. Time Scale*, 85–114.
- Ogg, J.G., Ogg, G.M.** and **Gradstein, F.M.** (2016) A concise geologic time scale: 2016. *Elsevier*.
- Olariu, C.** (2014) Autogenic process change in modern deltas: lessons for the ancient. *From Depos. Syst. to Sediment. Successions Nor. Cont. Margin*, 149–166.
- Ori, G.G.** and **Friend, P.F.** (1984) Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, **12**, 475–478.

- Oudet, J., Münch*, P., Borgomano, J., Quillevère, F., Melinte-Dobrinescu, M.C., Demory, F., Viseur, S. and Cornee, J.-J.** (2010) Land and sea study of the northeastern golfe du Lion rifted margin: the Oligocene–Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France). *Bull. la Société géologique Fr.*, **181**, 591–607.
- Paytan, A., Kastner, M., Martin, E.E., Macdougall, J.D. and Herbert, T.** (1993) Marine barite as a monitor of seawater strontium isotope composition. *Nature*, **366**, 445–449.
- Pelin, S.** (1965) Etude géologique du bassin de Pont-en-Royans Vercors-Alpes françaises. *Université de Grenoble*, PhD Thesis, 68 pp.
- Pelletier, J.** (2012) Faciès, architecture et dynamique d'un système margino-littoral tidal : exemple de la Formation du Dur At Talah (Eocène supérieur, Bassin de Syrte, Libye). *Université de Strasbourg*, PhD Thesis, 470 pp.
- Peng, Y., Steel, R.J., Rossi, V.M. and Olariu, C.** (2018) Mixed-energy process interactions read from a compound-cliniform delta (paleo–Orinoco Delta, Trinidad): preservation of river and tide signals by mud-induced wave damping. *J. Sediment. Res.*, **88**, 75–90.
- Perriaux, J., Monjuvent, G. and Uselle, J.P.** (1984) Sédimentologie du Néogène du Bas-Dauphiné. *Géologie la Fr.*, **1–2**, 105–114.
- Peterman, Z.E., Hedge, C.E. and Tourtelot, H.A.** (1970) Isotopic composition of strontium in sea water throughout Phanerozoic time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 105–120.
- Pfiffner, O.-A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. and Steck, A.** (1997) Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20. *Birkhäuser*, Basel, 380 pp.
- Pfiffner, O.A.** (1986) Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. In: *Foreland basins* (Ed. P.A. Allen and P. Homewood), *Blackwell Scientific Publications*, 219–228.
- Pfiffner, O.A.** (2014) Geology of the Alps. *John Wiley & Sons*.
- Philippe, Y.** (1995) Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées: géométrie, condition de formation et pièges structuraux associés. *Université de Savoie*, PhD Thesis.
- Philippe, Y., Colletta, B., Deville, E. and Mascle, A.** (1996) The Jura fold-and-thrust belt: a kinematic model based on map-balancing. *Mémoires du Muséum Natl. d'histoire Nat.*, **170**, 235–261.
- Philippe, Y., Deville, E. and Mascle, A.** (1998) Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins: example of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (SE France). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **134**, 239–262.
- Picot, L., Becker, D., Cavin, L., Pirkenseer, C., Lapaire, F., Rauber, G., Hochuli, P.A., Spezzaferrri, S. and Berger, J.-P.** (2008) Sédimentologie et paléontologie des paléoenvironnements côtiers rupéliens de la Molasse marine rhénane dans le Jura suisse. *Swiss J. Geosci.*, **101**, 483–513.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C. and Poitrasson, F.** (1994) Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific

- extraction chromatography. *Anal. Chim. Acta*, **298**, 209–217.
- Pippèrr, M. and Reichenbacher, B.** (2017) Late Early Miocene palaeoenvironmental changes in the North Alpine Foreland Basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **468**, 485–502.
- Plink-Björklund, P.** (2012) Effects of tides on deltaic deposition: Causes and responses. *Sediment. Geol.*, **279**, 107–133.
- Plink-Björklund, P., Hampson, G.J., Steel, R.J., Burgess, P.M. and Dalrymple, R.W.** (2008) Wave-to-tide facies change in a Campanian shoreline complex, Chimney Rock Tongue, Wyoming-Utah, USA. *Recent Adv. Model. shallow-marine Stratigr. SEPM Spec. Publ.*, **90**, 265–291.
- Poitou, C.P.** (2008) Le champ magnétique terrestre et la dérive des plaques continentales au Précambrien. Paris, Institut de physique du globe, PhD thesis.
- Posamentier, H.W. and Allen, G.P.** (1993a) Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland, ramp-type basins. *Geology*, **21**, 455–458.
- Posamentier, H.W. and Allen, G.P.** (1999) Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Tulsa, Oklahoma*.
- Posamentier, H.W. and Allen, G.P.** (1993b) Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sediment. Geol.*, **86**, 91–109.
- Postma, G.** (1990a) Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: *Coarse-grained deltas* (Ed. A. Colella and D. Prior), *International Association of Sedimentologists*, 10, 13–27.
- Postma, G.** (1990b) An analysis of the variation in delta architecture. *Terra Nov.*, **2**, 124–130.
- Postma, G. and Roep, T.B.** (1985) Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas. *J. Sediment. Res.*, **55**, 874–885.
- Prodehl, C. and Haak, V.** (2006) The European cenozoic rift system. In: *Developments in Geotectonics*, Elsevier, 25, 133–212.
- Pugh, D.** (1987) Tides, Surges and Mean Sea-Level. *John Wiley and Sons*, Chichester, 472 pp.
- Rangheard, Y., Demarcq, G., Mongereau, N., Pharisat, A., Pouyet, S. and Truc, G.** (1985) Le Miocène du Val des Verrières et du Bief des Lavaux (Jura central, Haute-Chaîne): événements paléobiogéographiques et géodynamiques. *Geobios*, **18**, 769–785.
- Rangheard, Y., Demarcq, G., Muller, C., Poignant, A. and Pharisat, A.** (1990) Données nouvelles sur le Burdigalien du Jura interne; paléobiologie, biostratigraphie et évolution structurale. *Bull. la Société Géologique Fr.*, **6**, 479–486.
- Ravenne, C., Riche, P., Tremolieres, P. and Vially, R.** (1987) Sédimentation et tectonique dans le bassin marin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud. *Rev. l'Institut français du Pétrole*, **42**, 529–553.
- Reading, H.G.** (1996) Sedimentary environments : processes, facies, and stratigraphy, 3rd editio.

Blackwell Science, 688 pp.

- Reichmüth, B.** and **Anthony, E.J.** (2007) Tidal influence on the intertidal bar morphology of two contrasting macrotidal beaches. *Geomorphology*, **90**, 101–114.
- Reineck, H.** and **Wunderlich, F.** (1968) Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, **11**, 99–104.
- Reynaud, J.-Y.** and **Dalrymple, R.W.** (2012) Shallow-marine tidal deposits. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Ed. R.A. Davis and R.W. Dalrymple), *Springer*, Dordrecht, 335–369.
- Reynaud, J.-Y., Dalrymple, R.W., Vennin, E., Parize, O., Besson, D.** and **Rubino, J.-L.** (2006) Topographic controls on production and deposition of tidal cool-water carbonates, Uzès Basin, SE France. *J. Sediment. Res.*, **76**, 117–130.
- Reynaud, J.-Y., Ferrandini, M., Ferrandini, J., Santiago, M., Thinon, I., ANDRÉ, J., Barthet, Y., Guennoc, P.O.L.** and **Tessier, B.** (2013) From non-tidal shelf to tide-dominated strait: The Miocene Bonifacio Basin, Southern Corsica. *Sedimentology*, **60**, 599–623.
- Reynaud, J.-Y.** and **James, N.P.** (2012) The Miocene Sommières basin, SE France: Bioclastic carbonates in a tide-dominated depositional system. *Sediment. Geol.*, **282**, 360–373.
- Reynaud, J.-Y., Vennin, E., Parize, O., Rubino, J.-L.** and **Bourdillon, C.** (2012) Incised valleys and tidal seaways: the example of the Miocene Uzès-Castillon basin, SE France. *Bull. la Société Géologique Fr.*, **183**, 471–486.
- Ricci Lucchi, F.** (1986) The foreland basin system of the Northern Apennines and related clastic wedges: a preliminary outline. *G. di Geol.*, **48**, 165–185.
- Ricketts, B.D.** and **Evenchick, C.A.** (2007) Evidence of different contractional styles along foredeep margins provided by Gilbert deltas: examples from Bowser Basin, British Columbia, Canada. *Bull. Can. Pet. Geol.*, **55**, 243–261.
- Ricordel, C.** (2007) Datations par paléomagnétisme des paléaltérations du Massif Central et de ses bordures: implications géodynamiques. *Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris*, PhD Thesis, 172p.
- Rigassi, D.** (1957) Le Tertiaire de la région genevoise et savoissienne. *Bull. der Vereinigung Schweizerisches Pet. und-Ingenieur*, **24**, 19–34.
- Rio, D., Cita, M.B., Iaccarino, S., Gelati, R.** and **Gnaccolini, M.** (1997) Langhian, serravallian, and tortonian historical stratotypes. In: *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach* (Ed. A. Montanari, G.S. Odin, and R. Coccioni), *Elsevier*, Amsterdam, 5, 57–87.
- Rocher, M., Cushing, M., Lemeille, F.** and **Baize, S.** (2004) L'île Crémieu (Jura, France), un plateau calcaire épargné par la tectonique? *Comptes Rendus Geosci.*, **336**, 1209–1218.
- Roman, F.** (1926) Géologie lyonnaise, Presses Un. *Presses universitaires de France*, Paris, 356 pp.
- Roman, F.** (1931) Nouvelles observations sur le sous-sol de la ville de Lyon. *Géocarrefour*, **7**, 349–401.

- Rossi, V.M., Longhitano, S.G., Mellere, D., Dalrymple, R.W., Steel, R.J., Chiarella, D. and Olariu, C.** (2017a) Interplay of tidal and fluvial processes in an early Pleistocene, delta-fed, strait margin (Calabria, Southern Italy). *Mar. Pet. Geol.*, **87**, 14–30.
- Rossi, V.M., Olausen, S., Staine, I.N. and Gennaro, M.** (2020) Development of the Middle Triassic Kobbe Formation shelf-margin prism and transgressive-regressive cycles on the shelf (Hammerfest Basin, SW Barents Sea). *Mar. Pet. Geol.*, **111**, 868–885.
- Rossi, V.M., Perillo, M.M., Steel, R.J. and Olariu, C.** (2017b) Quantifying mixed-process variability in shallow-marine depositional systems: What are sedimentary structures really telling us? *J. Sediment. Res.*, **87**, 1060–1074.
- Rossi, V.M. and Steel, R.J.** (2016) The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). *Sedimentology*, **63**, 824–864.
- Roure, F., Howell, D.G., Guellec, S. and Casero, P.** (1990) Shallow structures induced by deep-seated thrusting. *Pet. Tectonics Mob. Belts*, 15–30.
- Roussé, S., Filleaudeau, P.-Y., Mermy, G.C., Letteron, A. and Schaming, M.** (2016) Integrated stratigraphic and petroleum system modeling study of the southern upper Rhine Graben. In: *AAPG/SEG International Conference and Exhibition*, 397–408.
- Rubert, Y.** (2009) Contribution à la connaissance des migrations de CO₂ naturel dans le Bassin du Sud-Est de la France: enseignements pour le stockage géologique du CO₂ dans les réservoirs sédimentaires. *Sciences de la Terre - Université d'Orléans*, PhD Thesis.
- Rubino, J.-L., Gorini, C., Leroux, E., Aslanian, D., Rabineau, M., Parize, O. and Besson, D.** (2015a) Stratigraphical links between Miocene Alpine Foreland basin and Gulf of Lion Passive Margin during lowstands. In: *European Geosciences Union General Assembly, 12-17 April 2015*, Vienne, Austria,
- Rubino, J.-L., Kalifi, A., Lopez-Vega, A., Du-Bernard, X. and Masini, M.** (2015b) Position séquentielle des faciès de replats de marées : l'exemple du miocène du Royans (SE France). In: *15ème congrès français de sédimentologie*, Chambéry, 367.
- Rubino, J.L., Bez, M., Crumeyrolle, P., Largois, P., Parize, O. and Besson, D.** (2015c) La Molasse Miocène du bassin de Digne : Révision stratigraphique et paléogéographique. In: *ASF Chambéry*,
- Rubino, J.L., Kalifi, A., Huet, B., Galy, A., Sorrel, P., Leloup, P.-H., Spina, V., Pittet, B., Bez, M., Parize, O., Ferry, S., Pik, R. and Besson, D.** (2019) Spatial evolution of depositional processes in the Aquitanian alpine Gulf in SE France, a precursor of Burdigalian peri alpine seaway. In: *IAS International sedimentological meeting Roma*, Roma,
- Rubino, J.L., Lesueur, J.L. and Clauzon, G.** (1990) Le Miocène inférieur et moyen du bassin rhodanien: stratigraphie séquentielle et sédimentologie, ASF. *ASF*, 67 pp.
- Saltzman, M.R. and Thomas, E.** (2012) Carbon isotope stratigraphy. *Geol. time scale*, **1**, 207–232.

- Sant, K., Palcu, D. V., Turco, E., Di Stefano, A., Baldassini, N., Kouwenhoven, T., Kuiper, K.F. and Krijgsman, W.** (2019) The mid-Langhian flooding in the eastern Central Paratethys: integrated stratigraphic data from the Transylvanian Basin and SE Carpathian Foredeep. *Int. J. Earth Sci.*, **108**, 2209–2232.
- Sant, K., V. Palcu, D., Mandic, O. and Krijgsman, W.** (2017) Changing seas in the Early–Middle Miocene of Central Europe: a Mediterranean approach to Paratethyan stratigraphy. *Terra Nov.*, **29**, 273–281.
- Schlunegger, F., Burbank, D.W., Matter, A., Engesser, B. and Mödden, C.** (1996) Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30–15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse Basin. *Eclogae Geol. Helv.*, **89**, 753–788.
- Schlunegger, F. and Castellort, S.** (2016) Immediate and delayed signal of slab breakoff in Oligo/Miocene Molasse deposits from the European Alps. *Sci. Rep.*, **6**, 31010.
- Schlunegger, F. and Kissling, E.** (2015) Slab rollback orogeny in the Alps and evolution of the Swiss Molasse basin. *Nat. Commun.*, **6**, 8605.
- Schlunegger, F., Leu, W. and Matter, A.** (1997a) Sedimentary sequences, seismic facies, subsidence analysis, and evolution of the Burdigalian Upper Marine Molasse Group, central Switzerland. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **81**, 1185–1207.
- Schlunegger, F., Matter, A., Burbank, D.W. and Klaper, E.M.** (1997b) Magnetostratigraphic constraints on relationships between evolution of the central Swiss Molasse basin and Alpine orogenic events. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**, 225–241.
- Schlunegger, F., Slingerl, R. and Matter, A.** (1998) Crustal thickening and crustal extension as controls on the evolution of the drainage network of the central Swiss Alps between 30 Ma and the present: constraints from the stratigraphy of the North Alpine Foreland Basin and the structural evolution of the. *Basin Res.*, **10**, 197–212.
- Schwans, P.** (1995) Controls on Sequence Stacking and Fluvial to Shallow-Marine Architecture in a Foreland Basin. In: *M 64: Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits*, AAPG Spec (Ed. J.C. Van Wagoner and G.T. Bertram), *AAPG Special Volumes*, 55–102.
- Serra, O.** (1985) Diagraphies différées-bases de l'interprétation. Tome 2: Interprétation des données diagraphiques. *Bulletin des Centres de Recherches Elf Aquitaine*, **2**.
- Short, A.D.** (1991) Macro-meso tidal beach morphodynamics: an overview. *J. Coast. Res.*, **7**, 417–436.
- Short, A.D.** (1984) Beach and nearshore facies: southeast Australia. *Mar. Geol.*, **60**, 261–282.
- Sinclair, H.D.** (1997) Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **109**, 324–346.
- Sinclair, H.D. and Allen, P.A.** (1992) Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: Stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Res.*, **4**, 215–232.
- Sissingh, W.** (2003) Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish

- Triple Junction. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **196**, 229–263.
- Sissingh, W.** (2001) Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics*, **333**, 361–400.
- Sissingh, W.** (2006) Syn-kinematic palaeogeographic evolution of the West European Platform: correlation with Alpine plate collision and foreland deformation. *Netherlands J. Geosci. en Mijnb.*, **85**, 131–180.
- Sissingh, W.** (1997) Tectonostratigraphy of the North Alpine Foreland Basin: correlation of Tertiary depositional cycles and orogenic phases. *Tectonophysics*, **282**, 223–256.
- Sittler, C.** (1972) Le Sundgau, aspect géologique et structural. *Sci. Géologiques, Bull. mémoires*, **25**, 93–118.
- Sloss, L.L.** (1963) Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **74**, 93–114.
- Sloss, L.L.** (1962) Stratigraphic models in exploration. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **46**, 1050–1057.
- Steel, R.J., Plink-Bjorklund, P. and Aschoff, J.** (2012) Tidal deposits of the Campanian Western Interior Seaway, Wyoming, Utah and Colorado, USA. In: *Principles of tidal sedimentology*, Springer, 437–471.
- Surlyk, F.** (1984) Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Foreland Group, East Greenland. *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, **10**, 359–382.
- Tessier, B., Billeaud, I., Sorrel, P., Delsinne, N. and Lesueur, P.** (2012) Infilling stratigraphy of macrotidal tide-dominated estuaries. Controlling mechanisms: Sea-level fluctuations, bedrock morphology, sediment supply and climate changes (The examples of the Seine estuary and the Mont-Saint-Michel Bay, English Channel, NW Fr. *Sediment. Geol.*, **279**, 62–73.
- Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, J., Calverley-Range, E.A. and Koster, E.H.** (1987) Inclined heterolithic stratification—terminology, description, interpretation and significance. *Sediment. Geol.*, **53**, 123–179.
- Thome, M., Rubino, J.L., Clauzon, G. and Lesueur, J.L.** (1989) Identification des limites de séquences de dépôts en système fluvial: le cas du Miocène de Châteauredon (SE France). *Mém. ASF, Paris*, **2**, 281–282.
- Traykovski, P., Geyer, W.R., Irish, J.D. and Lynch, J.F.** (2000) The role of wave-induced density-driven fluid mud flows for cross-shelf transport on the Eel River continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, **20**, 2113–2140.
- Vail, P.R.** (1977) Seismic recognition of depositional facies on slopes and rises. *AAPG Special Volumes*.
- Vail, P.R.** (1987) Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. *AAPG Special Volumes*.

- Vail, P.R., Audemard, F., Eisner, P. and Perez-cruz, C.** (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology-an overview. In: *Cycles and events in stratigraphy* (Ed. G. Einsele, W. Ricken, and A. Seilacher), *Springer-Verlag*, 617–659.
- Vakarelov, B.K., Ainsworth, R.B. and MacEachern, J.A.** (2012) Recognition of wave-dominated, tide-influenced shoreline systems in the rock record: Variations from a microtidal shoreline model. *Sediment. Geol.*, **279**, 23–41.
- Van Der Beek, P.A., Valla, P.G., Herman, F., Braun, J., Persano, C., Dobson, K.J. and Labrin, E.** (2010) Inversion of thermochronological age–elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history—II: Application to the French Western Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **296**, 9–22.
- Van Wagoner, J.C.** (1995) Sequence Stratigraphy and Marine to Nonmarine Facies Architecture of Foreland Basin Strata, Book Cliffs, Utah, U.S.A. In: *M 64: Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits*, The Americ (Ed. J.C. Van Wagoner and G.T. Bertram), *AAPG Special Volumes*, 137–223.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J.** (1988) Sea-level changes: An integrated approach. *SEPM Spec. Publ.*, **42**, 71108.
- Vaucher, R., Pittet, B., Hormière, H. and Martin, E.L.O.** (2017) A wave-dominated, tide-modulated model for the lower ordovician of the anti-atlas, Morocco. *Sedimentology*, **64**, 777–807.
- Vaucher, R., Pittet, B., Humbert, T. and Ferry, S.** (2018a) Large-scale bedforms induced by supercritical flows and wave–wave interference in the intertidal zone (Cap Ferret, France). *Geo-Marine Lett.*, **38**, 287–305.
- Vaucher, R., Pittet, B., Passot, S., Grandjean, P., Humbert, T. and Allemand, P.** (2018b) Bedforms in a tidally modulated ridge and runnel shoreface (Berck-Plage; North France): implications for the geological record. *BSGF - Earth Sci. Bull.*, **189**, 5.
- Veizer, J., Buhl, D., Diener, A., Ebneith, S., Podlaha, O.G., Bruckschen, P., Jasper, T., Korte, C., Schaaf, M. and Ala, D.** (1997) Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **132**, 65–77.
- Veizer, J. and Compston, W.** (1974) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 1461–1484.
- Vervloet, C.C.** (1966) Stratigraphical and micropaleontological data on the Tertiary of southern Piemont (Northern Italy). *Schotanus Jens Utrecht NV*, 1–88.
- Viret, J.** (1954) Le loess à bancs durcis de Saint-Vallier (Drôme) et sa faune de mammifères villafranchiens. *Nouv Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon.*, A. Rey, 200 pp.
- Visser, M.J.** (1980) Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, **8**, 543–546.
- Von Hagke, C., Cederbom, C.E., Oncken, O., Stöckli, D.F., Rahn, M.K. and Schlunegger, F.** (2012) Linking the northern Alps with their foreland: The latest exhumation history

- resolved by low-temperature thermochronology. *Tectonics*, 31, 5.
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A. and Pälike, H.** (2011) Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Rev.*, **104**, 111–142.
- Walther, J.** (1894) Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. In: (Ed. F. Verlag), *Bd 3, Lithogenesis der Gegenwart*, 535–1055.
- Watkins, H., Butler, R.W.H. and Bond, C.E.** (2017) Using laterally compatible cross sections to infer fault growth and linkage models in foreland thrust belts. *J. Struct. Geol.*, **96**, 102–117.
- Wescott, W. and Ethridge, F.G.** (1990) Fan deltas - alluvial fans in coastal settings. In: *Alluvial fans: a field approach* (Ed. A.H. Rachocki and M. Church), *Wiley Chichester*, 195–211.
- Wickman, F.E.** (1948) Isotope ratios: a clue to the age of certain marine sediments. *J. Geol.*, **56**, 61–66.
- Williams, G.L., Brinkhuis, H., Bujak, J.P., Damassa, S.P., Hochuli, P.A., De Verteuil, L. and Zevenboom, D.** (1998) Cenozoic Era-dinoflagellates. *Mesozoic Cenozoic Seq. Stratigr. Eur. Basins. SEPM Spec. Publ.*, **60**, 764–765.
- Wright, L.D., Chappell, J., Thom, B.G., Bradshaw, M.P. and Cowell, P.** (1979) Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. *Mar. Geol.*, **32**, 105–140.
- Wright, L.D., May, S.K., Short, A.D. and Green, M.O.** (1984) Beach and surf zone equilibria and response times. *Coastal Engineering Proceedings*, 1, 19.
- Yang, B.C. and Chun, S.S.** (2001) A seasonal model of surface sedimentation on the Baeksu open-coast intertidal flat, southwestern coast of Korea. *Geosci. J.*, **5**, 251–262.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W. and Chun, S.S.** (2005) Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: Summer tidal flat - Winter shoreface. *Sedimentology*, **52**, 235–252.
- Yang, C. and Nio, S.** (1985) The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology*, **32**, 41–57.
- Yoshida, S., Steel, R.J. and Dalrymple, R.W.** (2007) Changes in Depositional Processes--An Ingredient in a New Generation of Sequence-Stratigraphic Models. *J. Sediment. Res.*, **77**, 447–460.
- Young, J.R., Bown, P.R. and Lees, J.A.** (2017) Nannotax3 website. International Nannoplankton Association. url: <http://www.mikrotax.org/Nannotax3>.
- Zhang, J., Rossi, V.M., Peng, Y., Steel, R. and Ambrose, W.** (2019) Revisiting Late Paleocene Lower Wilcox deltas, Gulf of Mexico: River-dominated or mixed-process deltas? *Sediment. Geol.*, **389**, 1–12.
- Ziegler, P.A.** (1994) Cenozoic rift system of Western and Central-Europe-an overview. *Geol. en Mijnb.*, **73**, 99–127.

- Ziegler, P.A.** (1992) European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, **1**, 91–111.
- Ziegler, P.A.** (1988) Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys: A visual presentation of a series of Paleogeographic-Paleotectonic maps. *AAPG Mem.*, **43**, 164–196.
- Ziegler, P.A.** (1990) Geological atlas of western and central Europe. *Geological Society of London*, Amsterdam.
- Ziegler, P.A.** and **Dèzes, P.** (2007) Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. *Glob. Planet. Change*, **58**, 237–269.
- Zijderveld, J.D.A., Collinson, D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K.** (1967) Methods in paleomagnetism. Editors: Collinson D. W. Creer K. M. Runcorn S. K., (Elsevier, Amsterdam, 1967)

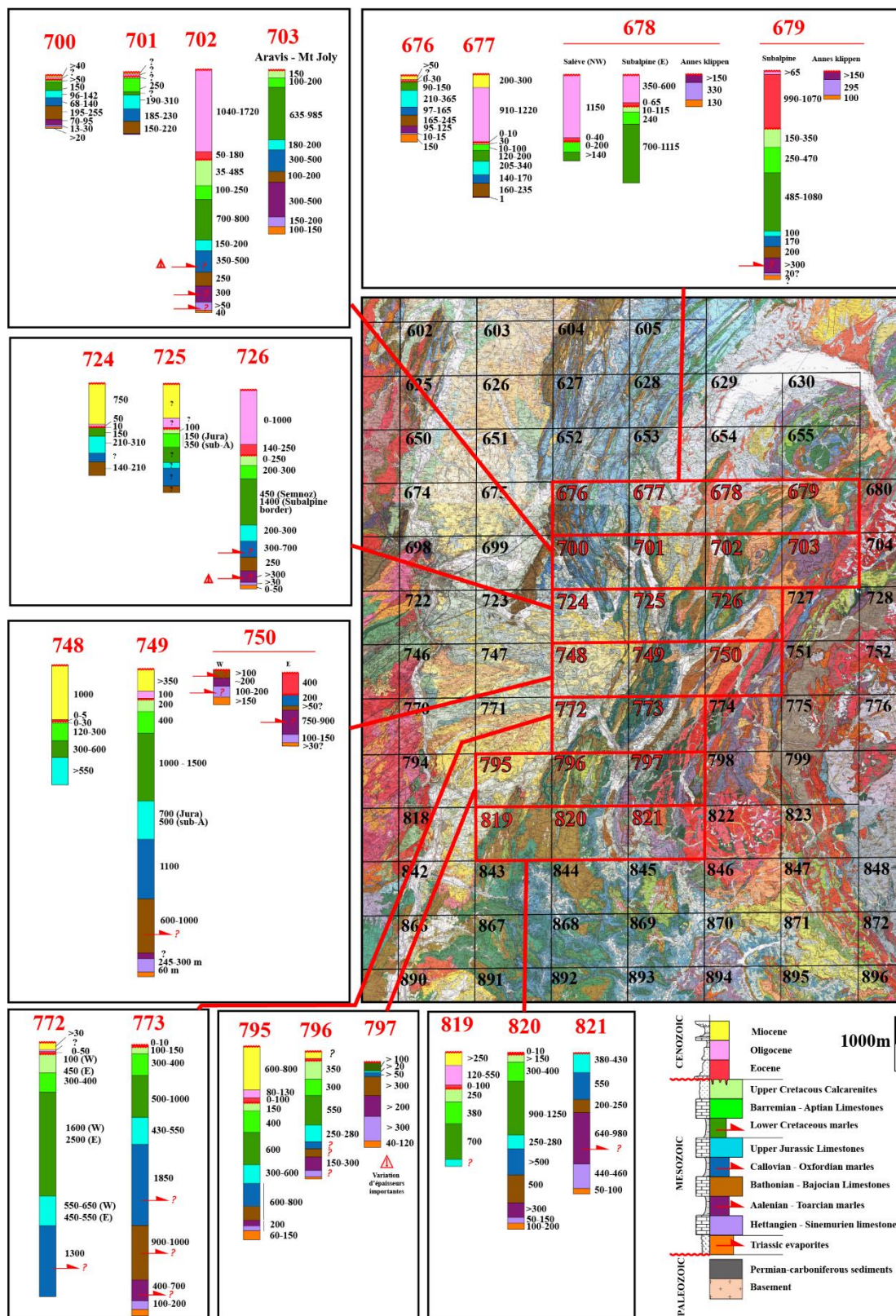
Annexes

Geological map 1/50 000		Miocene	Oligocene	Eocene	Upper Cretaceous	"Urgonien" (Barremian-Aptian)	Lower Cretaceous	Upper Jurassic limestones	Upper Jurassic marles	Dogger limestones	Upper liasic marles	Upper liasic limestones	Trias
676	Code	<i>m1b, m2bM, m2bC</i>	<i>g</i>	.	.	<i>n4-5U</i>	<i>n1b-2, n3</i>	<i>J6b, J7-8a, J8b, J9, J9p</i>	<i>J4, J5(a, b), J6a</i>	<i>I9b-J1b, J1c, J2, J3</i>	<i>I6, I7-9a</i>	<i>I1-5</i>	<i>t7-9</i>
	Thickness	>50	?	.	.	0-30	90-150	210-365	97-165	165-245	95-125	15	150
677	Code	<i>m1a, m1b-2a</i>	<i>g2, g2-3, g3</i>	<i>e, e1</i>	<i>C1, C6-7</i>	<i>n4-5(a, b, c)</i>	<i>n1b, n1b-2, n2, n3</i>	<i>J7-8, J8b, J9, J9p</i>	<i>J4-5, J6</i>	<i>J1(a-b, c), J2</i>	<i>I6</i>	.	.
	Thickness	200-300	910-1220	0-10	30	10-100	120-200	205-340	140-170	160-235	1	.	.
678	Code	.	<i>g1M, g2(M, G, C, b1, b2, b3), g1-2</i>	<i>e, e5-6</i>	<i>n7-C1, Cs</i>	<i>n4-5</i>	<i>n1(a, b), n2, n2-3a, n2b-3a, n3C</i>	.	.	.	<i>I6</i>	<i>I1-2, I3, I4, I5</i>	<i>t</i>
	Thickness	.	1150 (W); 350-600 (E)	0-40 (W); 0-65 (E)	10-115 (E)	0-200 (W); 240 (E)	>140 (W); 700-1115 (E)	.	.	.	>150 (Annes klippen)	330 (Annes klippen)	100 (Annes klippen)
679	Code	.	<i>g1-2, g2M, g2V</i>	<i>e5, e6, e5-7, e6-7, e7, e7F-g2</i>	<i>n6(C1, C2), n6-7, n7(C1, C2), Cs, C3-5, C6</i>	<i>n3d-5, n4-5, n4b-5</i>	<i>n1(b, M, c, b-c), n2(a, a-3a, b-3a), n3(b, b-c, b-d, c-4a)</i>	<i>J6-n1a</i>	<i>J4-2, J5</i>	<i>J1b</i>	<i>I-j0, I8-j1</i>	<i>I</i>	<i>tK</i>
	Thickness	.	>65	990-1070	150-350	250-470	485-1080	100	170	200	>300	20? (Sub-A); 295 (Annes klippen)	? (Sub-A); 100 (Annes klippen)
700	Code	<i>m</i>	<i>g</i>	.	.	<i>n4-5U</i>	<i>n1, n1-2, n2, n3</i>	<i>J7, J8, J9, Jp</i>	<i>J3, J4, J5a, J5b, J5c, J6</i>	<i>J1(a, b, c), J2</i>	<i>I6, I7-8, J0</i>	<i>I1-5</i>	<i>t9-10</i>
	Thickness	>40	?	.	.	>50	150	96-142	68-140	195-255	70-95	13-30	>20
701	Code	<i>m1b, m2a</i>	<i>g1, g3a, g3b</i>	.	<i>n5, C1</i>	<i>n4a, n5-4</i>	<i>n1, n2, n3</i>	<i>J7, J8-7a, J8b, J9, J9P</i>	<i>J3, J5, J6</i>	<i>J1(a, b, c), J2</i>	<i>I6</i>	.	.
	Thickness	?	?	.	?	250	?	190-310	185-230	150-220	>10	.	.
702	Code	.	<i>g3</i>	<i>e4-5, e-g(L, C, Br, FGt, Fc, M, F)</i>	<i>n6-7, c1-7</i>	<i>n4-5</i>	<i>n1, n2, n1-2, n1b-2a, n2b</i>	<i>J5-9, J5-8a, J8b-9</i>	<i>J2-4</i>	<i>J1b</i>	<i>I8-j1a</i>	<i>I</i>	<i>tQ, tD</i>
	Thickness	.	1040-1720	50-180	35-485	100-250	700-800	150-200	350-500	250	300	>50	40

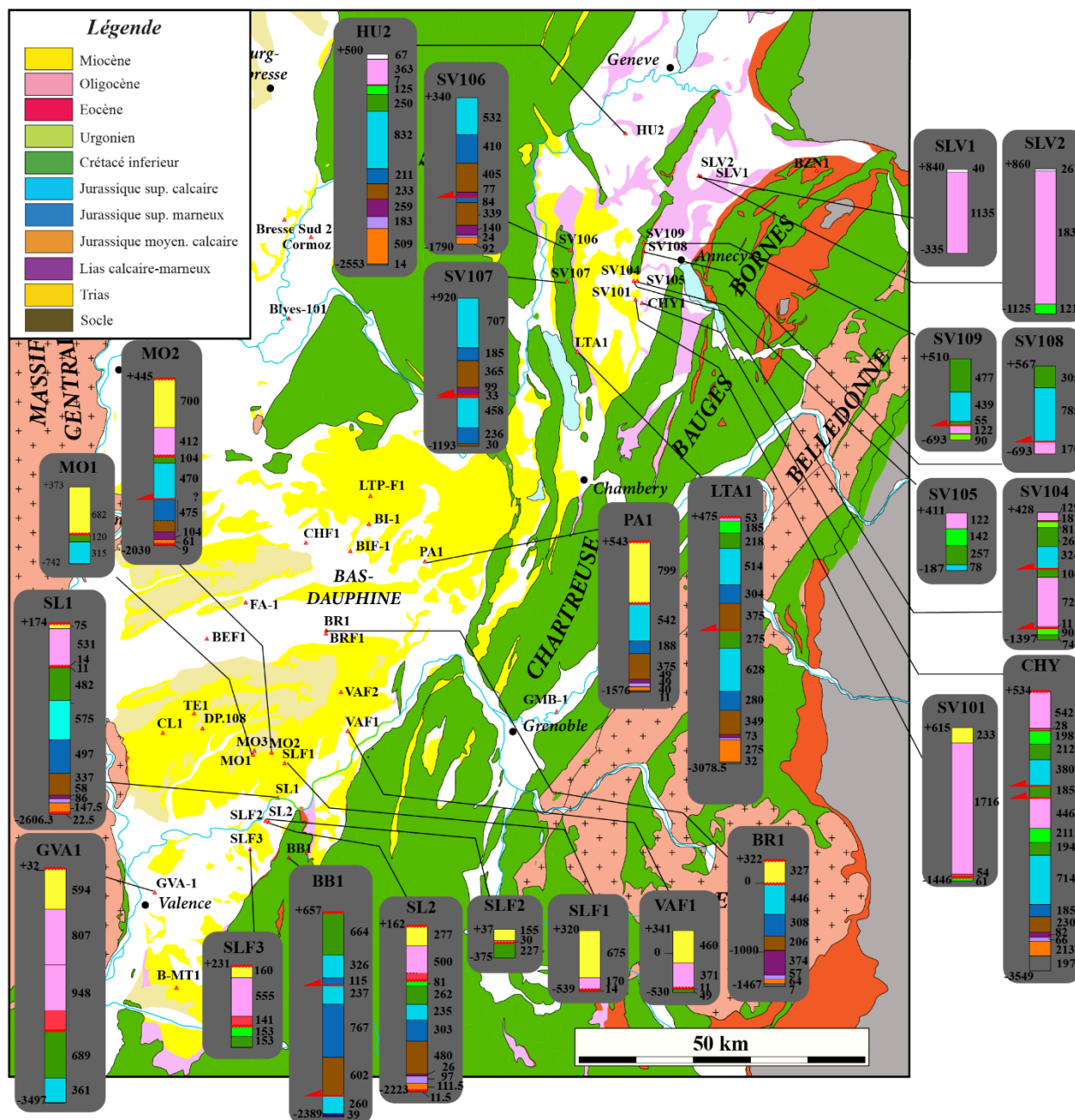
703	Code	.	.	.	<i>n7, C1-7</i>	<i>n4</i>	<i>jn, n2, n3</i>	<i>J5-9</i>	<i>J2b-4</i>	<i>J1-2a</i>	<i>l7-8</i>	<i>l1-4, l5-6</i>	<i>tA2-3, t10</i>
	Thickness	.	.	.	150	100-200	635-985	180-200	300-500	100-200	300-500	150-250	100-150
724	Code	<i>m1b, m2(a, bS, bc)</i>	<i>m1 (a1, a2)</i>	.	.	<i>n4</i>	<i>n1-2, n3</i>	<i>J7, J8, J9, Jn-a</i>	<i>J3, J5, J6</i>	<i>J1 (a-b, c)</i>	.	.	.
	Thickness	750	50	.	.	10	150	210-310	?	140-210	.	.	.
725	Code	<i>m1a, m2a, m3</i>	<i>g1, g2, g3</i>	<i>E7-6, E6</i>	<i>C1, C7-6</i>	<i>n4a, n5-4</i>	<i>n1, n2(a,b), n3</i>	<i>J7-6, J7, J8, J9, J9c</i>	<i>J3, J4-3, J5</i>	<i>J1, J2</i>	<i>l6</i>	.	.
	Thickness	?	?	?	100	150 (Jura); 350 (Sub-A)	?	?	?	?	?	.	.
726	Code	.	<i>g2a, g3</i>	<i>e4-5, e-g(L, C, M, F)</i>	<i>n5b-6, C1-6</i>	<i>n4-5a</i>	<i>n1-2, n2b, n3</i>	<i>J5b-7</i>	<i>J3-5a</i>	<i>J2b</i>	<i>l4c-J2a</i>	<i>lC, lS</i>	<i>tQ, tD, tG</i>
	Thickness	.	0-1000	140-250	0-250	200-300	450 (Semnoz); 1400 (Sub-A border)	200-300	300-700	250	>300	>30	0-50
748	Code	<i>m1(a, b), m2(Ma, S, Mb, Ps, P)</i>	.	<i>e</i>	<i>n6L, C7-6</i>	<i>n4(R, U), n5(R, U)</i>	<i>n1(a, b), n2(a, b, S, B, J), n3</i>	<i>J7, J8(a, b), J9(a, b)</i>
	Thickness	1000	.	Karst	0-30	120-300	300-600	>550
749	Code	<i>m1a, m2</i>	<i>g2(b, m)</i>	<i>e</i>	<i>n6L, C1, C7-6</i>	<i>n4(a, U), n5(O, U)</i>	<i>n1, n2(m, C, F), n3</i>	<i>J7, J8a, J8-9, J9</i>	<i>J4-2, J6-5</i>	<i>J1</i>	<i>l5-4b, l6</i>	<i>l2, l4a-3</i>	<i>t, l1</i>
	Thickness	>350	100	?	200	400	1000-1500	700 (Jura) ; 500 (Sub-A)	1100	600-1000	?	245-300	60
750	Code	.	.	<i>eF(s, CG, Fn, FCg)</i>	<i>j, j3-6</i>	<i>J1, J1-2</i>	<i>l6, l7-8, l9</i>	<i>l1-5</i>	<i>t(G, K, Q, D, l0)</i>
	Thickness	.	.	400 €	200 €	>100 (W); >50 (E)	>200 (W); 750-900 (E)	100-200 (W); 100-150 (E)	>150 (W); >30 (E)
772	Code	<i>m1b, m2S, m2P</i>	<i>gBr, gL</i>	<i>eS</i>	<i>n5m, n6, n7, C3, C6(m, gb), C6-7C</i>	<i>n4U, n5O, n5U</i>	<i>n1 (a, C, M, P), n1-2C, n2(F, R, Co), n3(a, b, c, Rua)</i>	<i>J9(a, b), J9-n1C, n1P, J8(a, b), J7</i>	<i>J2b3, J4, J5-6</i>
	Thickness	>30	?	0-50	100 (W) ; 450 (E)	300-400	1600 (W) ; 2500 (E)	550-650 (W); 450-550 (E)	1300
773	Code	.	.	<i>e</i>	<i>n6, C5M, C5-6(C, S)</i>	<i>n3-4R, n4U, n5(O, U, L)</i>	<i>n1(i, M, C), n1-2(M, C, A, F, S), n2(F, S), n3</i>	<i>J5-6, J6(A, T), J6-7T, J7T,</i>	<i>J3i, J3s-4, J4-5, J5</i>	<i>j2(M, C)</i>	<i>l3s-4, j1</i>	<i>l1-3i</i>	<i>tG, tD, tG, sβ</i>
	Thickness	.	.	Karst	100-150	300-400	500-1000	430-550	1850	900-1000	400-700	100-200	?

795	Code	<i>m1(bM, bC), m2(a1, a2, a3, bS, bM, bP),</i>	<i>g2, g3(a, b)</i>	<i>e</i>	<i>n6, C3c-4, C4, C5-6</i>	<i>n4-5U</i>	<i>jn1, n2(a, b), n3c</i>
	Thickness	600-800	80-130	0-100	150	400	600
796	Code	<i>m</i>	.	<i>e</i>	<i>n5m, n6, C1, C2, C6-7</i>	<i>n4-5U</i>	<i>n1, n2(a, b), n3</i>	<i>J7, J8, J9</i>	<i>J3-4, J5-6</i>	<i>J1-2</i>	<i>l5, L6</i>	<i>l2-4</i>	<i>t, L1</i>
	Thickness	?	.	Karst	350	300	550	250-280	?	?	150-300	?	?
797	Code	<i>n2-1, n3</i>	<i>J8-7, J9</i>	<i>J6-3</i>	<i>J1, J2-5</i>	<i>l4b, l5, l6</i>	<i>l4-2, l2, l3a-2, l4a-3b</i>	<i>l1</i>
	Thickness	>100	>20	>50	>300	>200	>300	40-120
819	Code	<i>m1, m1b, m2(a, b), m3</i>	<i>g2a-1, g2, g3</i>	<i>e</i>	<i>n6, C1, C7-6</i>	<i>n4-5U</i>	<i>n1, n2(a, b, a-b, bS, bS), n3</i>	<i>J9, J8, J9-8, J7</i>
	Thickness	>250	120-550	0-100	250	380	700	?
820	Code	<i>m</i>	.	.	<i>n5m, n6, C1, C7-6</i>	<i>n4, n4-5U</i>	<i>n1, n2, n3</i>	<i>J7, J8, J9</i>	<i>J3, J4, J6-5</i>	<i>J2-1</i>	<i>L4, L5, L6</i>	<i>L3-2</i>	<i>t3-1</i>
	Thickness	0-10	.	.	>150	300-400	900-1250	250-280	>500	500	>300	50-150	100-200
821	Code	<i>J7, J8-9a, J9b</i>	<i>J2-4, J5, J6</i>	<i>J1(a, b1, b2, c)</i>	<i>l8, l6(a, b, E), l7, l7a</i>	<i>l1, l1-2, l3-4a, l4b-5a, l5b</i>	<i>tQ, tG, tD, tK, K3</i>
	Thickness	380-430	550	200-250	640-980	440-460	50-100

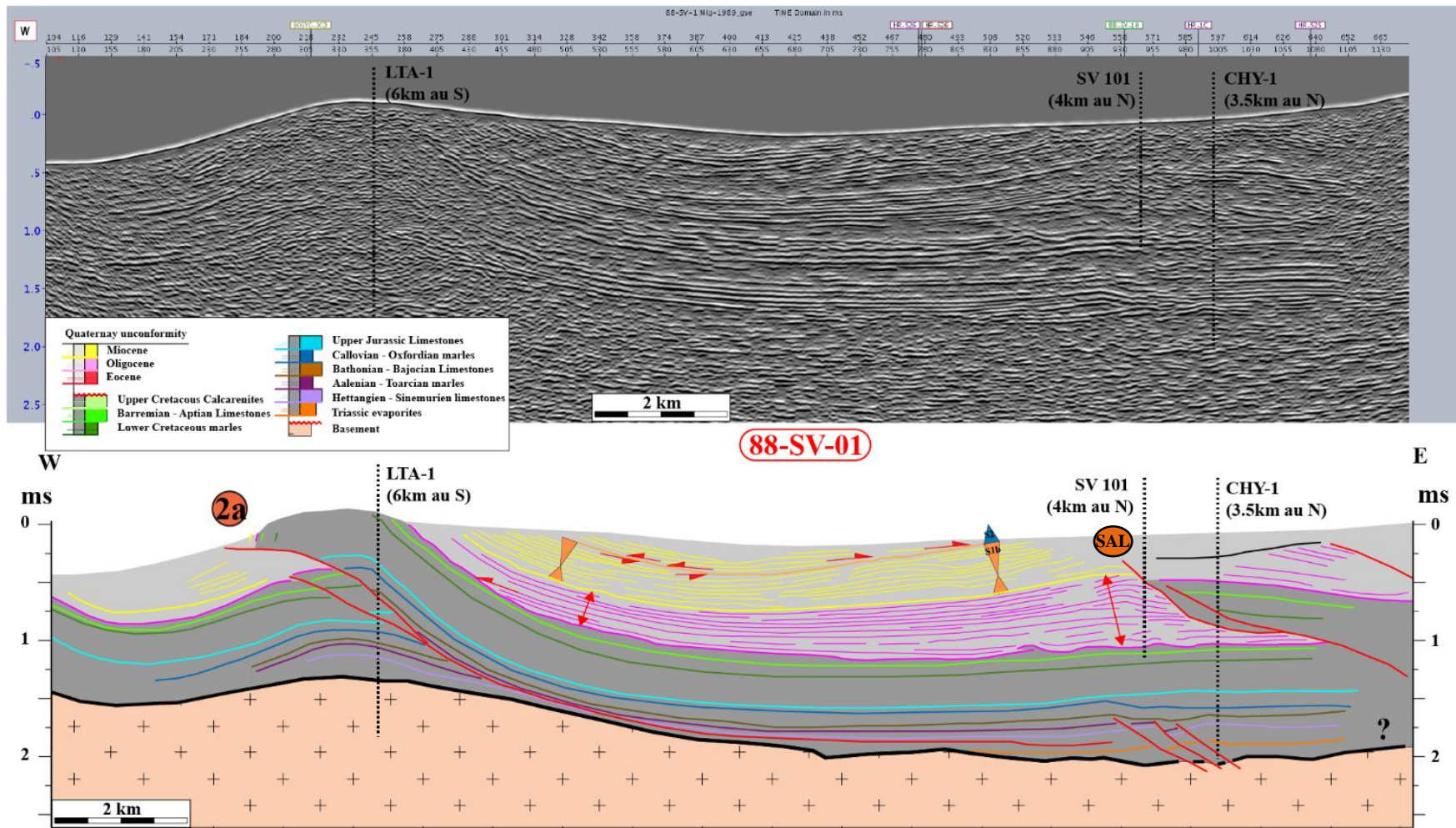
Annexe 1: Harmonisation des cartes géologiques au 1/50 000 permettant la construction de la colonne stratigraphique de l'étude structurale



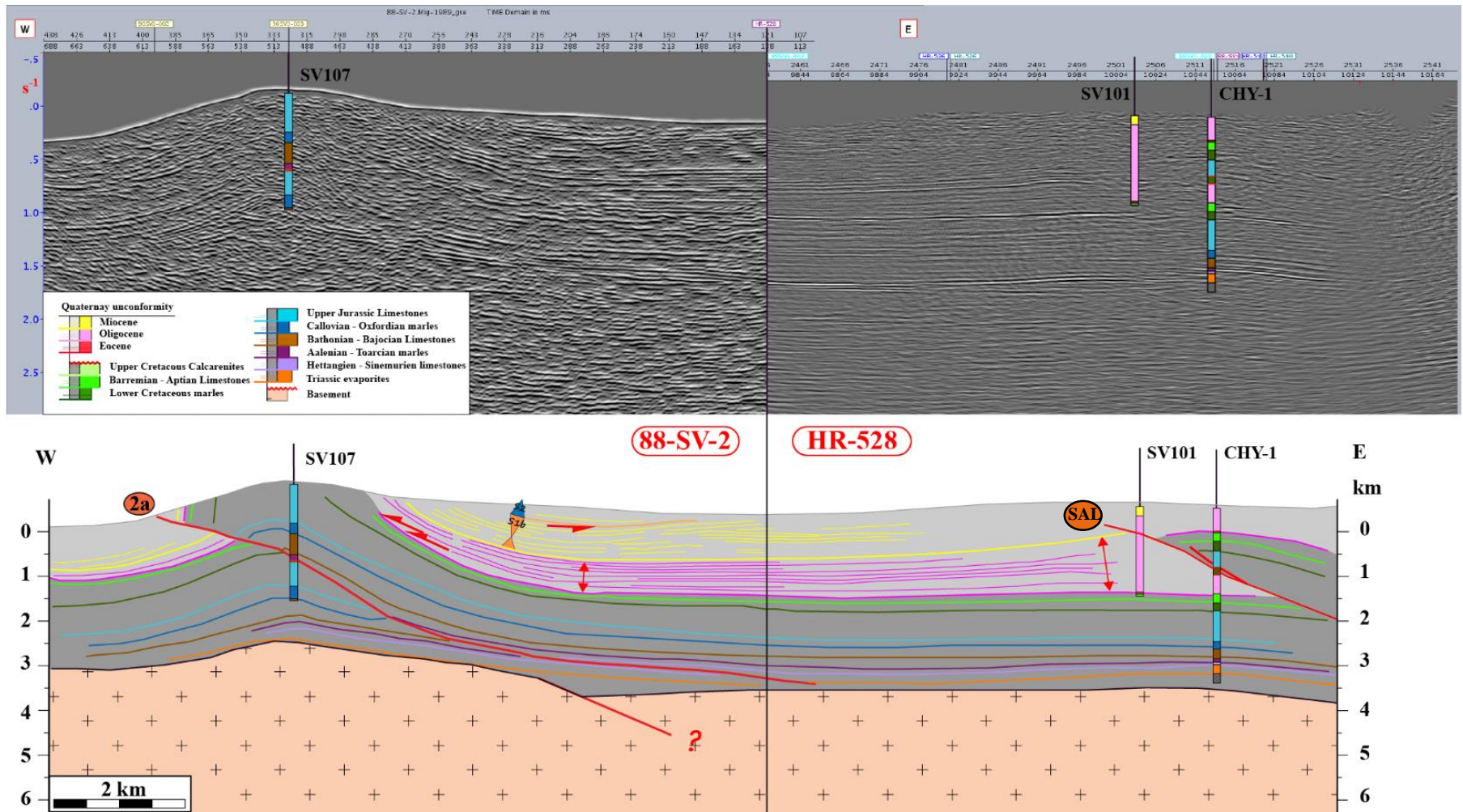
Annexe 2: Synthèse de la série stratigraphique à partir des notices de cartes géologiques au 1/50000 (BRGM): Epaisseurs et positions probables des niveaux de décollements (flèches rouges)



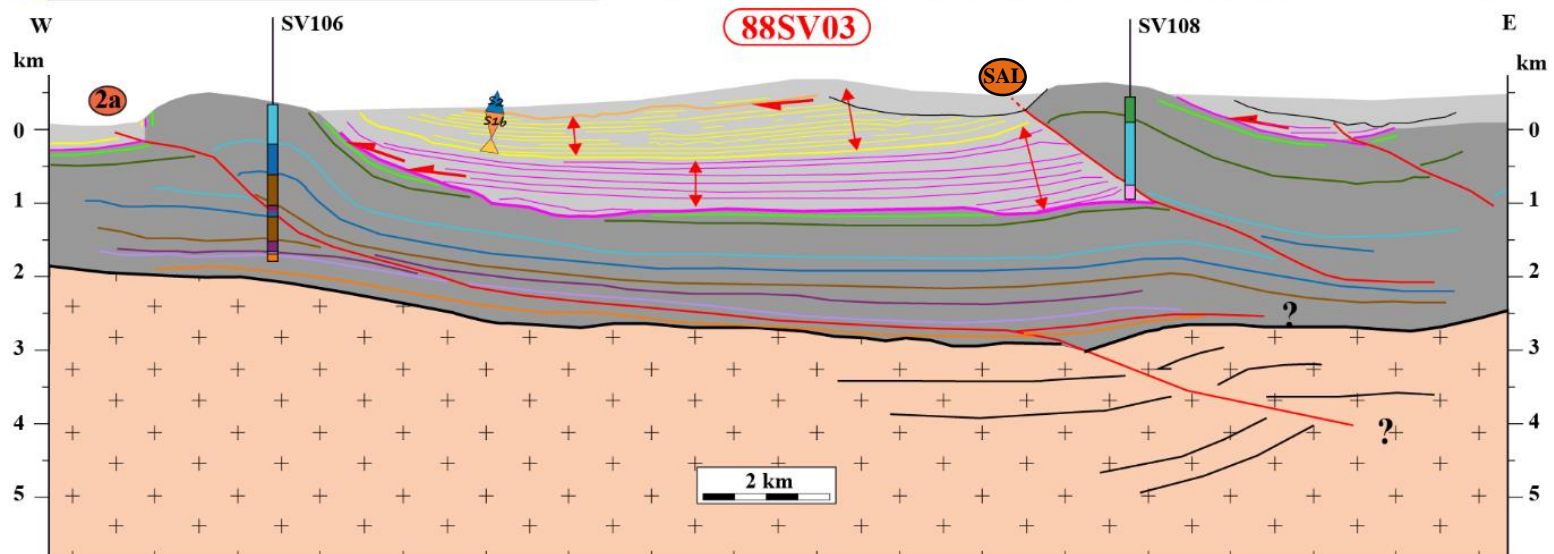
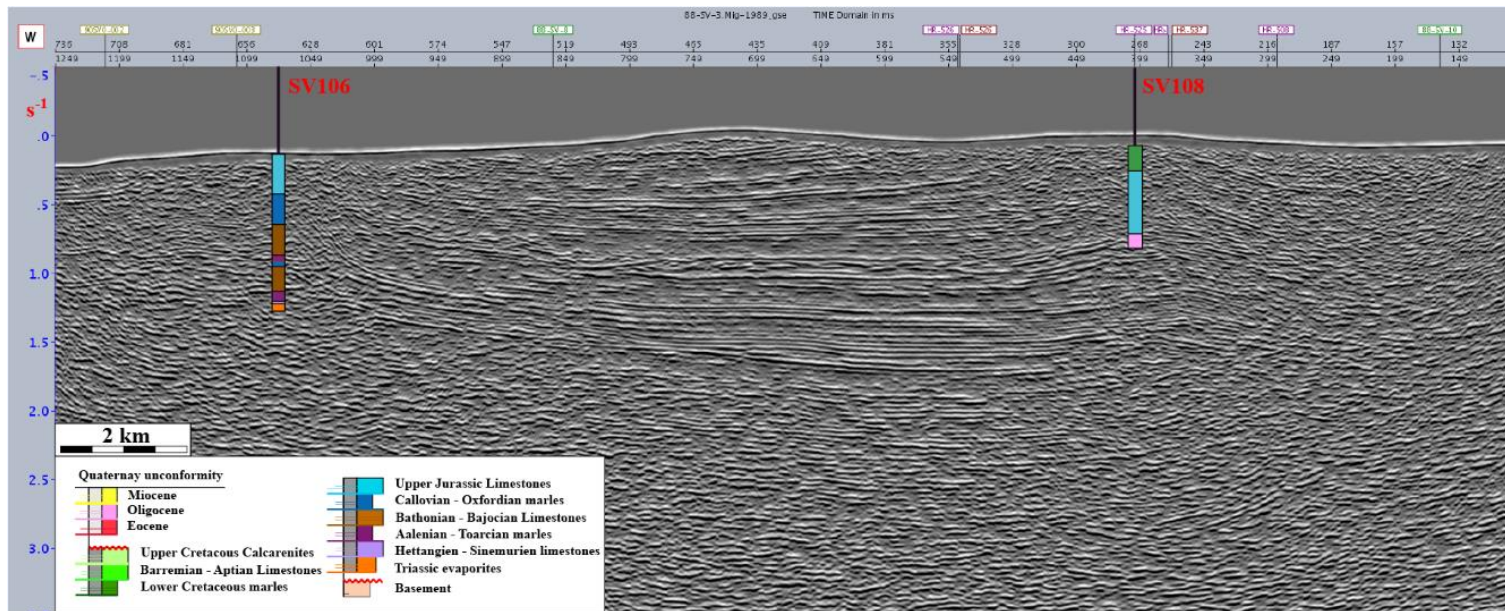
Annexe 3: Données de puits utilisées au cours de l'étude structurale. La plupart des données sont disponible dans la BSS (Banque de sous-sol) du BRGM.



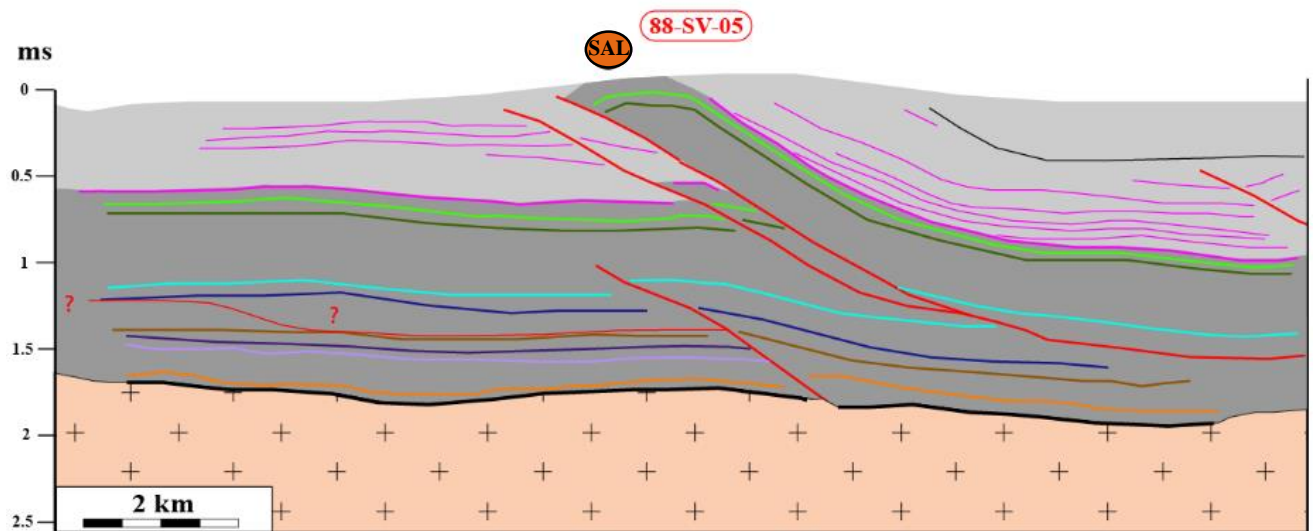
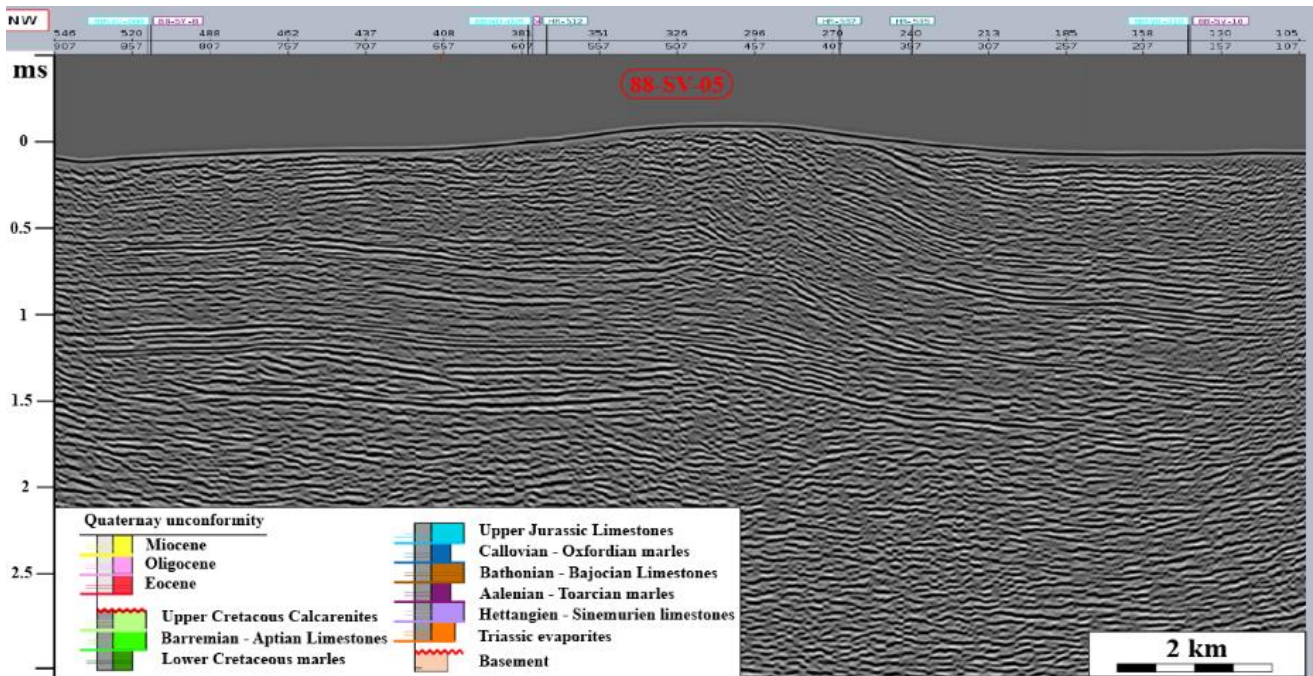
Annexe 4: Profil sismique 88SV01 ; Profil vierge et interprétation proposée.



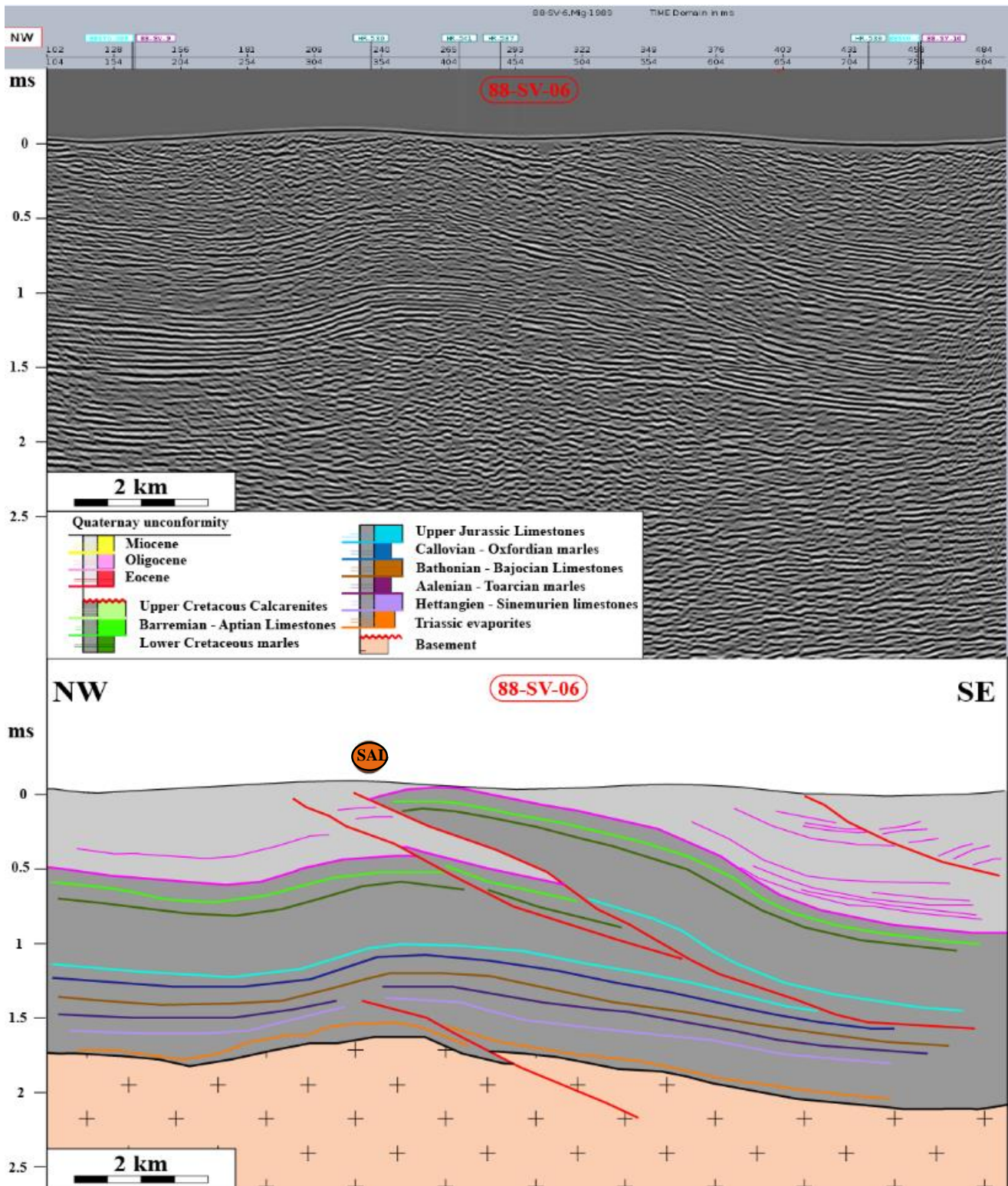
Annexe 5: Profil sismique 88SV02-HR528 ; Profil vierge et interprétation proposée.



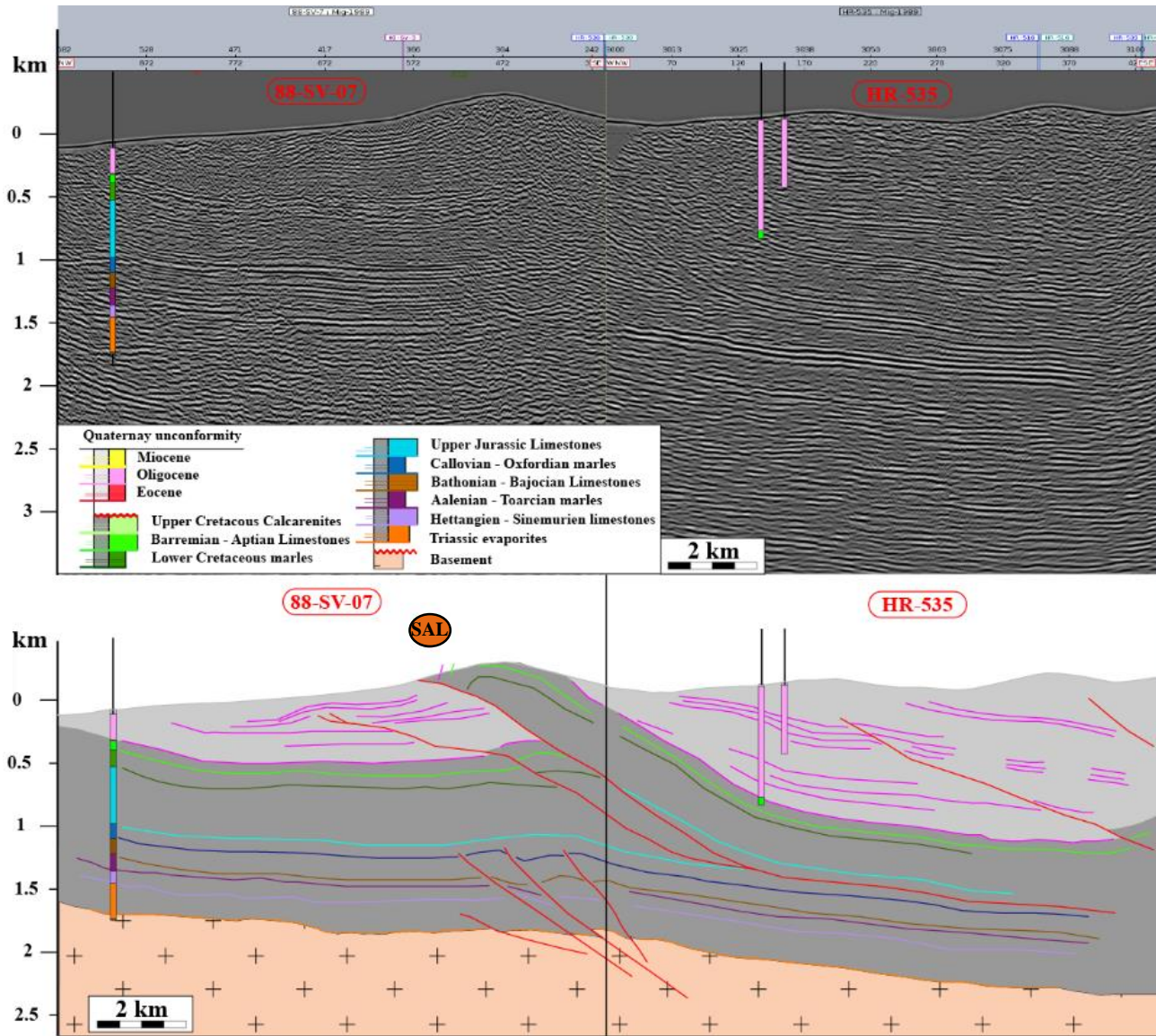
Annexe 6: Profil sismique 88SV03 : Profil vierge et interprétation proposée.



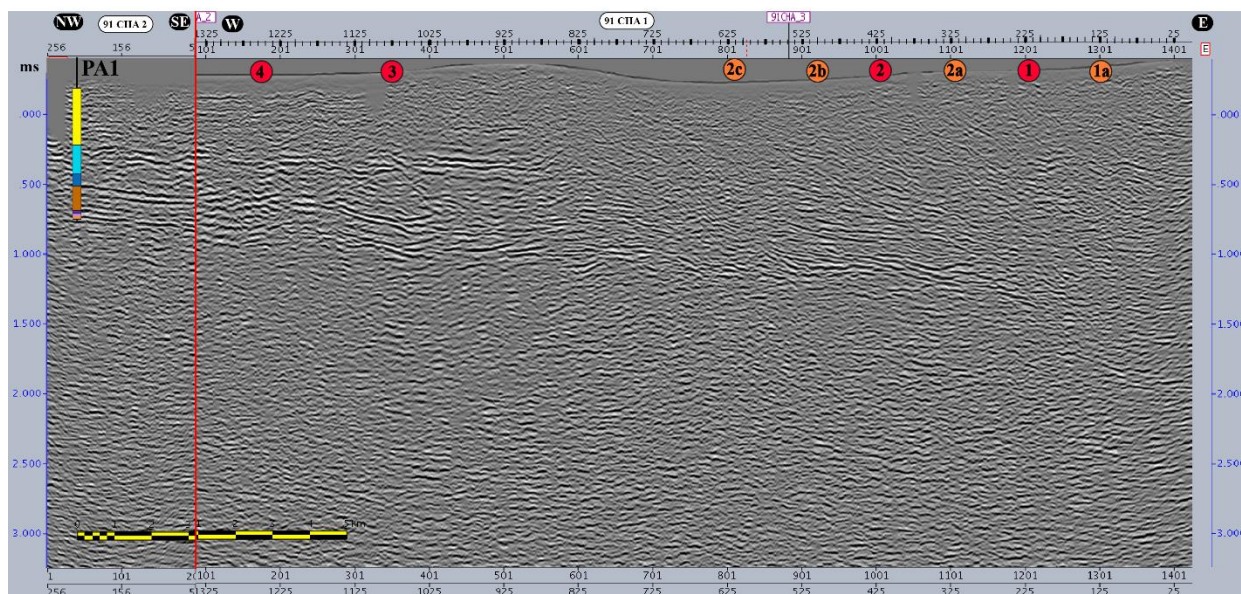
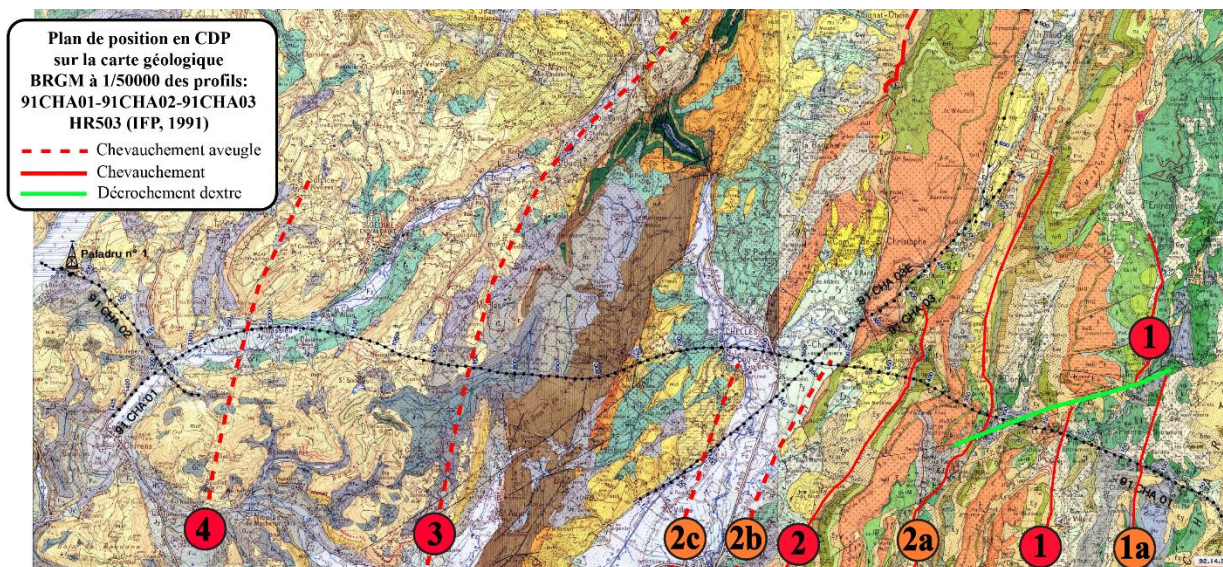
Annexe 7: Profil sismique 88SV05 ; Profil vierge et interprétation proposée.



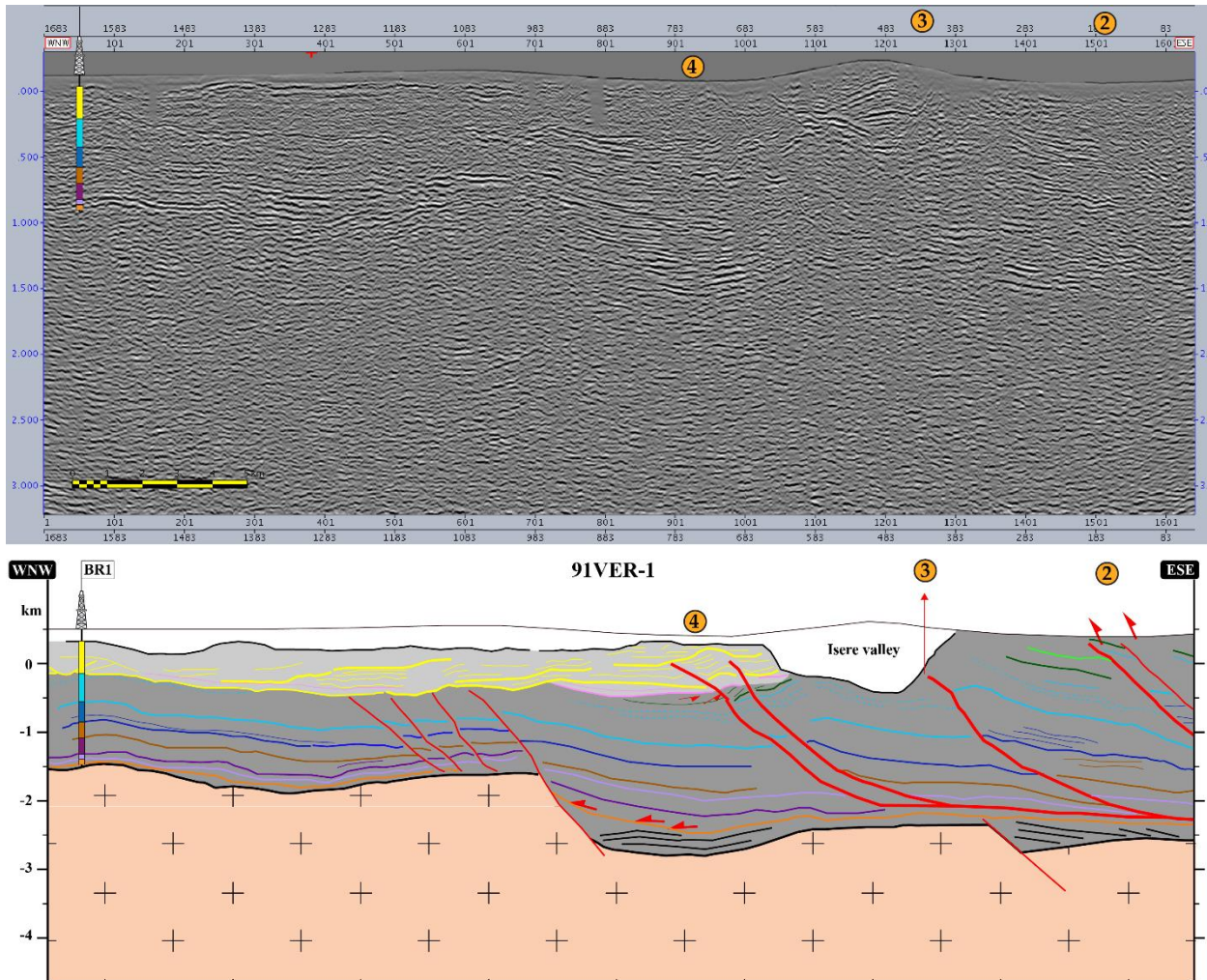
Annexe 8: Profil sismique 88SV06 ; Profil vierge et interprétation proposée.



Annexe 9: Profil sismique 88SV07-HR535 ; Profil vierge et interprétation proposée.



Annexe 10: Profil sismique 91CHA1 ; Profil vierge et Plan en position en CDP (collection en point miroir commun) sur carte géologique au 1/50000 (modifié de Deville et al., 1992)



Annexe 11: Profil sismique 91VER1 ; Profil vierge et interprétation proposée

Zone	Localité	Cote	Lat.	Long.	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±	Mean age	±	%CaCO ³	δ ¹³ C cor	stdev	δ ¹⁸ O cor	stdev
Zone A Les synclinaux de Rumilly-Chambéry Annexe 17	Génissiat (n°1)	20	46.044659	5.811738	0,708487	0,000040	19	0,55	64,68361	-1,39203	0,02862	-5,69374	0,04248
		8	46.044688	5.811436	0,708421	0,000041	20	0,75	57,01626	-2,07792	0,01600	-6,77341	0,02596
		7	46.044698	5.811331	0,708399	0,000043	20,38	0,825	84,68460	-0,86847	0,01465	-1,52896	0,01596
		5	46.04516	5.811855	0,708356	0,000006	21,15	0,15	100,22073	-3,15914	0,01310	-3,67074	0,01996
		3	46.045133	5.811817	0,708252	0,000005	23,03	0,175	97,18725	-5,56525	0,01851	-4,46018	0,01913
		4	46.0497	5.814697	0,708345	0,000006	21,35	0,15	90,88333	-3,64114	0,02527	-3,73474	0,03265
	Val de Fier (n°2)	38	45.934869	5.847306	0,708420	0,000020	19,95	0,4	98,95019	-2,18540	0,01094	-0,38015	0,01797
		27	45.934671	5.847678	0,708473	0,000021	19,15	0,3	101,47731	-2,08665	0,00768	-4,21870	0,01454
		Dupl.			0,708407	0,000016	20,2	0,35	94,64665	-0,70307	0,01331	-3,51215	0,02071
	Alby/s Chéran (n°3)	25	45.819964	6.028747	0,708418	0,000016	19,98	0,325	91,72401	-1,31854	0,00427	-4,33737	0,01808
		Dupl.			0,708418	0,000016	19,98	0,325	97,35764	-1,21973	0,00877	-4,85082	0,01539
		14	45.819948	6.028854	0,708388	0,000017	20,55	0,4	103,53988	-0,26743	0,01652	-2,70248	0,01959
	Gresy (n°4)	937	45.740527	5.970701	0,708635	0,000011	17,2	0,15	98,13040	0,46322	0,01733	-0,34059	0,03421
		925	45.738774	5.969089	0,708611	0,000016	17,5	0,2	93,05673	-0,05354	0,00927	-0,20715	0,01374
		908	45.736996	5.967655	0,708618	0,000017	17,43	0,225	63,36987	0,35642	0,02147	-0,65663	0,02376
		872	45.734728	5.965678	0,708627	0,000022	17,33	0,275	85,92856	-0,39698	0,01179	-1,48704	0,01758
		5	45.725952	5.935587	0,708381	0,000029	20,65	0,6	99,01674	-1,32769	0,01499	-4,24152	0,02735
		Dupl.			0,708467	0,000016	19,25	0,25	99,35270	-2,20318	0,01264	-5,84593	0,01623
		1	45.725956	5.93541	0,708338	0,000017	21,45	0,3	91,75097	0,78713	0,01715	-0,16315	0,02345

Forezan (n°5)	990	45.555797	5.867708	0,708696	0,000021	16,3	0,3	93,94222	-1,01132	0,01907	-1,21304	0,02091
	965			<i>0,708705</i>	<i>0,000020</i>	16,25	0,3	<i>91,52880</i>	-2,31832	<i>0,01377</i>	-3,40493	<i>0,01580</i>
	Dupl.	45.559248	5.871866	0,708838	0,000016	11,95	0,9	99,37780	-4,25007	0,01309	-4,78682	0,01925
	965	45.554873	5.863917	0,708641	0,000021	17,13	0,275	83,77891	0,67542	0,01563	-2,00963	0,03360
	707	45.552427	5.858426	0,708633	0,000021	17,23	0,275	92,80811	0,62946	0,01787	-1,05204	0,02695
	707	45.558547	5.87551	0,708648	0,000040	17,03	0,525	96,55920	-3,65747	0,02182	-0,56385	0,02678
	175	45.557722	5.881748	0,708575	0,000029	17,95	0,35	71,80863	0,38664	0,01393	-2,42052	0,02476
	173	45.557744	5.88207	0,708576	0,000020	17,95	0,25	81,06781	0,31679	0,01056	-2,70904	0,02703
St-Sulpice (5b)	20	45.571086	5.837066	0,708419	0,000015	19,98	0,325	98,09890	-4,27925	0,01567	-0,78807	0,02427
	18	45.583325	5.833628	0,708402	0,000018	20,3	0,4	99,80789	-1,46358	0,02671	-2,17952	0,03459
St-Jean-de-Couz (n°6)	65	45.464902	5.821749	0,708545	0,000011	18,3	0,15	94,62684	-0,47987	0,01928	-2,94604	0,01342
	39	45.464737	5.822243	0,708416	0,000013	20,03	0,275	101,26699	-0,70410	0,01559	-1,47348	0,02342
	26	45.464665	5.822412	0,708361	0,000017	21,05	0,35	77,22090	-0,18343	0,01157	-2,29415	0,02266
Corbel (n°7)	34			0,708461	0,000040	19,4	0,6	99,36756	-0,37525	0,01058	-4,25052	0,03461
	Dupl.	45.435249	5.815086	0,708459	0,000019	19,35	0,3	99,44373	-0,26229	0,01327	-5,40348	0,02076
Aiguebellette (n°15)	10	45.546041	5.820634	0,708395	0,000021	20,4	0,45	148,16246	-0,20076	0,02517	-1,87326	0,01275
	10	45.546041	5.820634	0,708347	0,000026	21,28	0,525	97,99128	-0,01280	0,01973	-2,12563	0,01867
Lelex (A1)	~10m	46.309153	5.949013	0,70837939	0,00002041	20,7	0,45	98,18851	-0,18795	0,01060	-2,29148	0,01542
Tresserve (A5)	~50m +/-20m	45.694009	5.898134	0,708417	0,000112	20,25	1,8	54,30733	-0,42747	0,04663	-4,97018	0,05490

Zone B Les synclinaux de Proveyzieux et de Lans Annexe 26	Col de la Charmette (n° 8)	85m?	45.316045	5.736087	0,708577	0,000016	17,95	0,2	?	?	?	?	?
		75	45.326768	5.743066	0,708514	0,000024	18,65	0,3	88,96390	0,17857	0,01171	-2,29815	0,01492
	La Buisnière (n° 9)	9	45.27207	5.717649	0,708511	0,000020	18,7	0,25	91,97659	-0,60295	0,01371	-3,37037	0,02119
	Fontanil (n° 10)	28	45.248726	5.686425	0,708519	0,000021	18,6	0,25	86,47376	-0,11587	0,01445	-2,25948	0,01153
		12	45.248622	5.686038	0,708474	0,000017	19,15	0,25	86,78624	0,44338	0,01238	-2,46982	0,02484
		8	45.244397	5.684753	0,708436	0,000025	19,7	0,45	94,89893	-0,66443	0,01618	-3,36326	0,01761
	Lans-en-Vercors (n° 12)	59	45.158352	5.619567	0,708395	0,000004	20,25	0,15	43,04916	-1,21769	0,03159	-6,54952	0,07868
	Planfay (B2)		45.283554	5.727017	0,708425	0,000050	19,98	0,875	Pollution?	Pollution ?	268,28931	Pollution ?	?
Le Gua (B3)		45.276945	5.705126	0,708517	0,000041	18,65	0,5	48,10649	0,03886	0,02046	-6,48539	0,02457	
Zone C Le synclinal de Novalaise Annexe 30	Loisieux (n° 13)	228	45.649776	5.732652	0,708690	0,000023	16,45	0,35	82,70697	-5,49065	0,01396	-3,32970	0,01452
		228	45.649776	5.732652	0,708712	0,000028	16,15	0,4	104,74044	-3,77069	0,01638	-2,90696	0,03416
		218.5	45.64957	5.732135	0,708671	0,000005	16,73	0,075	98,73568	-4,71614	0,01389	-5,62874	0,02295
		210	45.649492	5.732041	0,708692	0,000021	16,45	0,3	104,06981	-6,28410	0,01622	-2,93937	0,01569
		208	45.649393	5.731447	0,708687	0,000025	16,5	0,35	98,98668	-6,64321	0,01711	-3,07181	0,02192
		17	45.646419	5.725466	0,708586	0,000043	17,83	0,525	69,97048	0,19764	0,02077	-1,34096	0,02130
		15	45.646396	5.725428	0,708610	0,000028	17,53	0,375	87,84213	0,01408	0,02492	-3,74796	0,03238
		13	45.646393	5.725264	0,708615	0,000024	17,45	0,3	60,39563	0,00113	0,01420	-1,01270	0,02021

Dullin (n°14)	19	45.538171	5.739849	0,708573	0,000025	17,98	0,275	111,59488	0,11202	0,01453	-1,18326	0,03042
Chailles E (n°16)	92	45.472272	5.740843	0,708653	0,000023	16,95	0,3	88,58441	-15,38487	0,00984	-0,51570	0,02017
Les Echelles (n°17)	0.1	45.436423	5.75495	0,708563	0,000025	18,1	0,3	95,08607	-0,01543	0,01937	-3,09048	0,01847
	0.1	45.436423	5.75495	0,708536	0,000024	18,4	0,3	84,37356	-0,18703	0,01639	-2,20218	0,01961
Fourvoiri e (n°19)	264	45.380068	5.743982	0,708607	0,000029	17,58	0,375	88,00520	-0,65814	0,02281	-1,35718	0,02307
	10	45.37647	5.746103	0,708541	0,000021	18,35	0,25	94,43019	0,38362	0,01319	-4,10839	0,01738
St-Maurice-de-Rotherens (n°26)	31	45.608863	5.693207	0,708601	0,000046	17,63	0,575	82,92641	-0,74406	0,02273	-2,13633	0,02036
	18	45.608288	5.695065	0,708572	0,000036	17,98	0,425	86,91159	-0,14250	0,01626	-1,96033	0,02324
Ste-Marie-d'Alvey (n°27)	22	45.599657	5.719722	0,708592	0,000025	17,73	0,325	95,32581	0,30383	0,01492	-1,12311	0,02019
	18.5	45.600529	5.715867	0,708591	0,000046	17,73	0,575	98,37919	0,35428	0,02179	-6,43900	0,02050
	13	45.602036	5.713924	0,708585	0,000017	17,85	0,2	82,21593	0,19728	0,01558	-3,01089	0,02375
	12	45.601012	5.719301	0,708549	0,000015	18,28	0,175	89,71166	0,11017	0,01440	-2,49511	0,01483
Chailles W (n°28)	27	45.475578	5.715016	0,708635	0,000027	17,2	0,35	93,91623	0,30368	0,01340	-1,60637	0,01316
	18	45.487805	5.721297	0,708611	0,000029	17,53	0,375	93,48495	-1,31258	0,01997	-2,01929	0,02731
	8	45.487513	5.719013	0,708480	0,000017	19,08	0,225	93,00483	-0,68429	0,05043	-2,58693	0,04936
	1	45.484589	5.71556	0,707538	0,000017	78,15		102,74528	-0,82254	0,00922	-3,85070	0,01752
	1	45.486894	5.719315	0,707456	0,000018	82,7		56,16799	0,63205	0,02523	-2,13515	0,03477

	Magnieu (C3)		45.779875	5.714786	0,708566	0,000027	18,08	0,325	98,80059	-0,17969	0,01129	-1,68985	0,01405
	La Pesse (C1)		46.280278	5.856558			74,9		93,97642	-3,22995	0,02774	-5,98926	0,02645
			46.280278	5.856558			85,4		49,47122	1,54760	0,01944	-3,07393	0,02702
	La Bridoire (C11)		45.533262	5.748309	0,708514	0,000065	18,7	0,8	73,98648	0,03120	0,02487	-4,99129	0,04004
			45.541711	5.758291	0,708528	0,000022	18,5	0,25	71,58079	-0,23180	0,01876	-4,88529	0,03705
	Bauche (C12)		45.480421	5.772074	0,708571	0,000020	18	0,25	129,59384	-0,54221	0,01837	-4,59181	0,02885
	Bugnière (C13)	80+/- 10m	45.460511	5.761243	0,708636	0,000021	17,2	0,3	93,39938	-2,66132	0,01470	-3,54470	0,01665
Le Chatelard (C14)	0-5m	45.43035	5.776594	0,708549	0,000017	18,25	0,2	64,01424	0,07613	0,01277	-6,07004	0,02353	
Zone D Le synclinal de Voreppe Annexe 39	La Roize (n°22)	308	45.306255	5.665337	0,708615	0,000017	17,48	0,225	96,25153	-3,53151	0,01995	-4,93915	0,02724
		20	45.309528	5.641654	0,708628	0,000015	17,3	0,2	99,70237	-4,35960	0,01669	-3,87350	0,01717
		20	45.309528	5.641654	0,708621	0,000017	17,38	0,225	99,27358	-4,31138	0,01759	-4,10717	0,01853
		19	45.309499	5.641742	0,708577	0,000025	17,95	0,3	97,77798	-5,34260	0,01517	-5,61095	0,01947
		9	45.309784	5.641278	0,708640	0,000009	17,13	0,125	87,37024	-2,95176	0,01507	-2,08137	0,02210
		9	45.309784	5.641278	0,708635	0,000026	17,25	0,35	?	?	?	?	?
	La Gachetière (n°23)	15	45.292763	5.646007	0,708665	0,000015	16,8	0,2	99,23794	-7,27593	0,01518	-1,41673	0,02494
		15	45.292763	5.646007	0,708626	0,000017	17,33	0,225	98,14055	-4,19149	0,01558	-2,82584	0,01988
		8	45.29265	5.645351	0,708625	0,000020	17,33	0,275	99,61839	-3,16571	0,01287	-2,47039	0,01681
	St-Quentin-	0-5	45.273458	5.553916	0,708630	0,000036	17,28	0,475	93,53663	-0,16806	0,01651	-1,65811	0,01303

	s/L'isère (D1)													
Zone E Les synclinaux de Rencurel et de Méaudre Annexe 44	Les Ecouges (n°24)	15	45.17737	5.497853	0,70861	0,00002	17,75	0,35	?	?	?	?	?	
		9	45.177441	5.49782	0,708575	0,000008	18,19	0,15	?	?	?	?	?	
		5	45.17752	5.497818	0,708583	0,000007	18,08	0,15	?	?	?	?	?	
	Roche rousse (n°25)	153	45.164006	5.494036	0,708685	0,000018	16,5	0,25	78,65923	-0,33578	0,01522	-4,05748	0,01314	
		14	45.163518	5.489769	0,708628	0,000031	17,3	0,4	100,15038	0,48931	0,02015	-1,75529	0,02215	
	Meaudre (n°11)	10	45.155937	5.554002	0,708581	0,000025	17,9	0,3	93,08182	-0,87572	0,01167	-4,14089	0,02244	
		10	45.155937	5.554002	0,708566	0,000017	18,05	0,2						
Autrans (E3)	0-5m	45.171352	5.548853	0,708603	0,000018	17,6	0,25	97,38393	0,02139	0,01050	-2,15122	0,02073		
Zone F La Bièvres Annexe 48	Cognet (n°30)	TA1	45.270438	5.346267	0,708760	0,000016	15,43	0,275	88,87677	-2,82998	0,01153	-8,75981	0,02126	
	Albenc (F9)	ALC1	45.231009	5.455807	0,708777	0,000016	15,1	0,35	95,59882	-0,91487	0,01375	-2,09293	0,01549	
Zone G	Pont de Manne (n°32)	222	45.077025	5.302765	0,708828	0,000022	12,68	1,475	94,30378	-0,90547	0,01935	-1,76318	0,02731	
		76	45.062015	5.291672	0,708787	0,000005	15,08	0,425						
		15	45.061528	5.279986	0,708636	0,000017	17,18	0,225	97,54196	1,21672	0,01113	-0,71856	0,02025	
		15	45.061528	5.279986	0,708501	0,000040	18,85	0,5	65,45294	0,02086	0,02528	-5,11750	0,01729	
	La Motte Fanjas (n°34)	61	45.036525	5.277152	0,708693	0,000044	16,4	0,6	97,26815	0,50553	0,02042	-1,84718	0,02427	
		22	45.032675	5.272878	0,708605	0,000020	17,6	0,25	70,32737	0,25238	0,01203	-1,73171	0,02071	
		15	45.032856	5.273061	0,708631	0,000043	17,25	0,55	68,31916	0,40708	0,01114	-0,19629	0,01688	

Le synclinal du Royans Annexe 54	1 Dupl.	45.033255	5.271637	0,708592	0,000022	17,75	0,3	85,70371	0,18164	0,02359	-0,95774	0,01460	
		45.033255	5.271637	0,708610	0,000018	17,53	0,225	88,26660	0,43516	0,01840	-1,24804	0,01986	
	18	45.022723	5.289174	0,708723	0,000017	15,98	0,225	96,73433	-1,01992	0,02594	0,21626	0,03100	
		45.024022	5.289132	0,708686	0,000008	16,57	0,25	?	?	?	?	?	
	10	45.024022	5.289132	0,708671	0,000017	16,7	0,25	97,51515	-4,57736	0,01371	-1,92841	0,03048	
Oriol-en- Royans (n°35)	121	44.992483	5.270015	0,708608	0,000016	17,55	0,2	98,24773	1,68975	0,02102	0,74015	0,02662	
Zone H - La région de la Tour-du- Pin Annexe 59	Pont de beauvoisi n (H3) Dupl.	45.542244	5.681604	0,708275	0,000026	22,6	0,55	93,49387	-6,41069	0,01304	-1,90807	0,02343	
0,708290				0,000023	22,3	0,45							
Zone I Le bassin de la Bresse	Jujurieux (I2)	2.5	46.050342	5.406278	0,708871958	0,000016462	10,4	0,65	98,27268	-1,57762	0,01042	-3,47871	0,00947
		2.5	46,050333 3	5,406277 8	0,70885972	0,000015510	10,9	0,7	141,16454	2,15206	0,01904	0,32156	0,01741
	Blyes- 101 (Echantil loné par Huet. B)	-185 Dupl.	45.839639	5.248694	0,708833	0,000017	12,18	0,975	99,63938	-0,56628	0,02185	-0,77256	0,01951
		-200 Dupl.			0,708847	0,000036	11,73	1,775	88,18758	-0,27328	0,01670	-1,15656	0,02099
	Côte = profonde ur	-230 Dupl.	45.839639	5.248694	0,70884999	0,00002884	11,45	1,4	93,39384	-0,19561	0,01755	-0,96100	0,02715
		-230 Dupl.			0,70884068	0,00001532	11,78	0,875	97,12653	0,11350	0,01105	-0,85956	0,01313
			45,70188	4,85472	0,70884085	0,000016213	11,8	0,9	192,04257	-4,61232	0,01561	-5,10478	0,02450

Annexe 62	St Fons (I14)	Dupl.	45,70188	4,85472	0,70891368	0,000039909	8,575	1,775	94,74539	-4,72266	0,01791	-5,31011	0,01351
		Dupl.			0,70890142	0,000028994	9,1	1,3	120,77730	-2,32639	0,01630	-5,04956	0,01162
	Croix-Paquet (I10)		45.771105	4.836536	0,70888256	0,000016976	10,03	0,625	128,82285	0,61272	0,01585	-2,11867	0,01512
			45.771105	4.836536	0,70884468	0,000019171	11,63	1,025	100,25149	-0,27083	0,01677	-1,61767	0,01802
	Gare St-Paul Lyon (I13)		45.765734	4.826936	0,70886298	0,000021287	10,8	0,9	101,64180	0,15594	0,01291	-1,40656	0,02290
			45.765734	4.826936	0,70886678	0,000021774	10,65	0,9	91,35618	-3,32928	0,01192	-3,27300	0,01631
	Jardin des plantes Lyon (I12)		45,770011	4.829643	0,70887655	0,000017313	10,25	0,65	121,37447	0,44994	0,01421	-0,99333	0,02139
			45,770011	4.829643	<i>0,7089129</i>	<i>0,000018149</i>	8,7	0,95	98,03788	-0,38794	<i>0,01226</i>	-4,39100	<i>0,02411</i>
			45,770011	4.829643	0,7088719	0,000019047	10,45	0,75	96,23029	0,20528	0,01130	-0,45644	0,02378
	Villette-Serpaize (I18)		45.565257 ?	5.001824 ?	<i>0,7088917</i>	<i>0,000046356</i>	9,45	2,1	95,56350	-2,41439	<i>0,00698</i>	-4,64333	<i>0,02786</i>
		Dupl.1			<i>0,70890336</i>	<i>0,000019403</i>	9,125	0,875	96,55076	-2,35843	<i>0,01094</i>	-4,30500	<i>0,02205</i>
		Dupl.2							97,79298	-2,33866	0,01384	-4,48456	0,01772
	Les guillemottes (I19)		45.536745	4.887846	0,70885257	2,0341E-05	11,25	1	81,87506	-2,46310	0,01596	-3,62304	0,02769
	Pont-Evêque - La Perrière (I19b)		45.539003	4.91077	<i>0,70890996</i>	<i>0,000012996</i>	8,925	0,675	88,67964	-6,04106	<i>0,01584</i>	-6,53544	<i>0,02025</i>
Zone K		45.360033	4.864411	0,70881479	0,000013264	13,4	1,1	74,57205	-6,04710	0,01491	-6,12633	0,01994	

Le plateau de Bonnevaux Annexe 69	Carrière Vesciat (J6) - niv 1	Dupl.							69,97612	-5,93366	0,02007	-6,34922	0,01193
	Carrière Vesciat (J6) - niv 4		45.360033	4.864411	0,70884276	0,000014261	11,7	0,8	93,59506	-5,64928	0,01123	-5,89522	0,01299
		Dupl.1							94,40860	-5,69177	0,01756	-5,67044	0,01734
		Dupl.2							98,40565	-5,63466	0,01429	-5,68878	0,02372
Zone L Le Bassin de Crest Annexe 82	Les Berthouins (L4)		44.693664	5.006701	0,70866831	1,6754E-05	16,75	0,25	98,43996	-2,14762	0,01611	-2,98571	0,01720
			44.692545	5.005975	0,70867253	1,8248E-05	16,7	0,25	100,07630	-2,05318	0,01204	-1,39904	0,02640
	Carrière Gilles, Moutier (L5)		44.685163	4.989701	0,70860996	1,854E-05	17,53	0,225	98,97112	-0,26995	0,01429	-1,62559	0,01678

Annexe 12: Tableau des résultats des datations isotopiques Sr^{87}/Sr^{86} combinés aux analyses isotopiques des éléments stables $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$. Les âges obtenus ainsi que les incertitudes associées concernent les 2 colonnes centrales : les âges qui apparaissent en gras rouge sont les âges exploités au cours de l'étude. Les lignes entièrement colorées correspondent aux échantillons à exclure car présentant un $\delta^{13}C < -5\%$: Rouge pour les échantillons incohérent stratigraphiquement, rose pour les échantillons tout de même cohérents stratigraphiquement. Les noms des échantillons encadrés en couleur concernent les échantillons remaniés (en vert), dupliqués (en bleu), roche totale (en beige).

Cote	Nom	Type de statistiques	Intervalle	n	Dg	Ig	Ds	Is	MAD	Strike S0	Dip S0
Coupe sédimentologique de Grésy-sur-Aix (n°4)											
401	GRE01	GC Kir	N000-N280	10	289,2	-18,9	288	10,2	19,4	350	33
403	GRE02-1	Dir Kir	N000-N020	5	27,7	75,7	63,4	46,9	10,5	350	33
	GRE02-1	Dir Kir	N020-N070	5	147,9	40,8	129,7	23,1	11,3	350	33
	GRE02-1	GC Kir	N000-N070	9	4,6	27,8	17,3	15,7	22,8	350	33
	GRE02-1	GC Kir	N000-N070	9	4,6	27,8	17,3	15,7	22,8	350	33
	GRE02-1	GC Kir	N000-N070	9	4,6	27,8	17,3	15,7	22,8	350	33
405	GRE03-1	GC Kir	N000-N025	5	259,1	-5	259	28	13,8	350	33
452	GRE04	Dir Kir	N020-N015	6	330	67,4	27,9	55,7	8,5	340	31
	GRE04	Dir Kir	N015-N025	3	7,9	7,8	8,1	-7,1	9	340	31
	GRE04	GC Kir	N020-N025	8	331,4	-31,8	315,6	-22,7	21	340	31
454	GRE05-1	GC Kir	N100-N035	12	310,9	-22,5	304,2	-5,5	33,4	340	31
	GRE05-1	Dir Kir	N150-N020	8	2,7	34,6	16,6	18,9	8,7	340	31
457	GRE06	DirOKir	N020-N025	12	345,2	46,7	12,1	36,3	7,7	340	31
457	GRE06FD	Dir Kir	N100-N350	6	325	32,2	346,1	34,7	7,9	340	31
	GRE06FD	GC Kir	N100-N350	6	243,3	-7,7	242,8	23,1	6	340	31
460	GRE07-1	Dir Kir	N015-N065	9	15	44,6	30,6	23,1	15,9	340	31
	GRE07-1	GC Kir	N020-N065	14	230,3	45,3	200,3	71,9	22,4	340	31
498	GRE08-1	Dir Kir	N020-N200	4	284,4	38,1	307,7	63,9	8,4	350	31
	GRE08-1	Dir Kir	N200-N400	5	163,4	-13	171,1	-14,6	7,1	350	31
505	GRE09-1	GC Kir	N000-N025	5	206,5	41,1	174,3	52,6	23,7	350	31
508	GRE11-1	GC Kir	N100-N300	4	351,2	63,3	36,1	49,5	6,2	350	31
	GRE11-2	DirOKir	N010-N030	3	144,1	-26,9	162,9	-36	6,4	350	31
508	GRE11-3	Dir Kir	N020-N005	5	288,3	67,2	34,7	75	4	350	31
	GRE11-3	GC Kir	N020-N005	5	135,8	21,8	130,2	2,8	8,9	350	31
565	GRE12	GC Kir	N020-N030	7	49,1	-45	12	-64,3	6,5	355	31
568	GRE13-2	Dir Kir	N100-N010	5	329,6	47	6,6	51,1	9,8	355	31
570	GRE14-1	Dir Kir	N020-N015	8	28,5	53,5	49,5	31,3	7	355	31
	GRE14-1	GC Kir	N020-N015	8	96,9	-13,3	101,1	-43,5	18,2	355	31
602	GRE15	Dir Kir	N024-N034	5	241,4	16,1	232,9	43,7	11,3	355	31
	GRE15	Dir Kir	N000-N018	10	325,4	64,2	31,4	61,9	7,8	355	31
	GRE15	GC Kir	N000-N030	12	275,9	-12,5	276,1	18	8,8	355	31
607	GRE16-1	DirOKir	N010-N045	6	118,1	-19,9	130,7	-44,2	5,5	355	31
613	GRE17	Dir Kir	N000-N034	13	335,1	52,7	17,1	52	7	355	31
	GRE17	Dir Kir	N034-N054	7	304,7	-6,3	306,8	17,4	19,6	355	31
	GRE17	GC Kir	N002-N054	17	223,4	7,8	215,7	29,8	7,7	355	31
621	GRE18	GC Kir	N020-N000	6	168,3	0,1	169,1	-3,2	20,4	355	30
621,5	GRE19	Dir Kir	N000-N064	43	3,9	55,5	36,1	42,1	11,7	355	30
	GRE19	GC Kir	N000-N064	43	288,9	-3,8	291,2	23,5	15,2	355	30
623	GRE20-1	GC Kir	N020-N300	6	44,7	-29,4	28,2	-47,6	24,8	355	27
667	GRE24-1	DirOKir	N150-N020	9	302,8	26,6	317,1	39,3	10	340	25

711	GRE25	Dir Kir	N000-N066	22	44,9	62	54,4	42,2	12,3	340	21
	GRE25	GC Kir	N000-N066	22	173,2	17	166,1	20,5	17,2	340	21
713	GRE26	Dir Kir	N000-N125	13	209,8	49,3	186,4	62	15,1	340	20
	GRE26	Dir Kir	N175-N250	8	184	74,2	117,8	70,4	16,4	340	20
	GRE26	DirOKir	N325-N475	14	355,4	-52,5	328,5	-53,2	10	340	20
728	GRE27-1	Dir Kir	N020-N300	6	39,9	31	42,9	14,4	9	335	18
	GRE27-1	GC Kir	N020-N300	6	238,4	55,6	231,9	73,4	9,6	335	18
772	GRE28	Dir Kir	N006-N026	11	37,7	53,5	44,2	39,8	17,3	335	15
774	GRE29-1	Dir Kir	N100-N250	4	107	49,4	98,3	37,4	19,1	335	15
778	GRE30-1	GC Kir	N020-N300	6	195,2	41,8	182,2	50,2	17,1	335	15
	GRE30-1	Dir Kir	N300-N350	2	222,5	-38,1	225,8	-24,1	0,1	335	15
	GRE30-1	Dir Kir	N100-N300	5	29,3	47,1	36,3	34,4	5,6	335	15
801	GRE38	Dir Kir	N000-N010	5	12,5	59,2	30,1	53,3	17,1	355	13
	GRE38	GC Kir	N000-N025	11	295,5	-17,4	294,2	-6,1	33,7	355	13
802	GRE39-1	Dir Kir	N020-N200	4	320,9	48,8	335,8	54,7	4,8	355	13
	GRE39-1	DirOKir	N005-N025	5	170,7	-62	194,4	-60,3	8,1	355	13
	GRE39-2	DirOKir	N150-N020	6	220,8	66	190,6	72,9	9,7	355	13
803	GRE40	Dir Kir	N002-N016	6	350,3	-14,4	347,1	-13	10,8	355	13
	GRE40	Dir Kir	N016-N024	5	196,4	6,2	194,5	10,8	11,2	355	13
810	GRE41	Dir Kir	N020-N250	5	54	8,9	54,4	-2,3	6,2	355	13
	GRE41	GC Kir	N020-N250	5	307,2	60,4	329,2	68,4	4,9	355	13
810	GRE41FD	Dir Kir	N020-N350	4	357,9	47,8	11,6	45,6	6,3	355	13
	GRE41FD	GC Kir	N020-N350	4	101,8	11,9	101,4	-0,5	6,4	355	13
818	GRE42-1	GC Kir	N020-N300	6	102	27,9	100,6	15,4	11,2	355	13
830	GRE44-1	DirOKir	N150-N300	4	150,4	-29	157,9	-33,7	7,4	355	13
834	GRE45-1	GC Kir	N020-N300	5	132,7	34,6	127,4	25,3	22,9	355	13
834	GRE45-2	DirOKir	N000-N030	4	17,1	52,6	23	40,8	2,6	315	13
836	GRE46-1	GC Kir	N020-N250	5	95	62,6	92,1	49,7	19,5	355	13
	GRE46-1	Dir Kir	N100-N250	4	38,6	-1,6	37,6	-10,5	9,6	355	13
855	GRE48-1	DirOKir	N150-N030	4	184,2	-47,7	194,9	-44	8,5	350	11
857	GRE49	DirOKir	N250-N350	3	176,9	-10	178,7	-8,5	3,6	350	11
863	GRE51-1	Dir Kir	N020-N200	4	275,8	7,5	276,5	18	14,2	350	11
	GRE51-1	DirOKir	N200-N300	3	167,1	49,5	154,7	47,7	4,9	350	11
865	GRE52-1	Dir Kir	N100-N300	3	337,8	55,8	359,4	59,6	3,5	4	14
	GRE52-1	DirOKir	N300-N350	2	205,2	-38,8	214,4	-32,7	0,4	4	14
868	GRE54	Dir Kir	N007-N035	6	42,6	54,6	53	39,3	5,9	350	18
870	GRE55	Dir Kir	N012-N082	31	48,7	8,8	48,8	-8	8,7	340	18
872	GRE56-1	Dir Kir	N020-N250	5	29	35,7	32,6	28,7	19,9	340	9
887	GRE57	DirOKir	N000-N030	5	212,4	-25,9	214,1	-22,5	16,2	350	5
888	GRE58	DirOKir	N020-N027	4	119	-21,9	120,4	-25,8	6,4	350	5
893	GRE59	GC Kir	N200-N300	3	309,3	19,5	310,8	22,7	1,7	350	5
898	GRE60-1	Dir Kir	N250-N060	12	10,3	-2,9	10	-4,7	13,9	350	5
	GRE60-1	GC Kir	N060-N080	3	266,1	32,9	266,5	37,9	20	350	5

898	GRE60-2	Dir Kir	N020-N025	9	335	37,4	338,8	38,6	17,1	350	5
901	GRE61-1	Dir Kir	N020-N250	5	333,2	49,7	339,1	50,9	22,1	350	5
	GRE61-1	DirOKir	N300-N035	8	332,4	-61	324,3	-59,2	5,4	350	5
919	GRE62-1	DirOKir	N250-N400	3	128,1	-58	132	-59,9	10,7	350	3
	GRE62-1	Dir Kir	N020-N200	4	357,1	57,7	1,7	57,2	2,2	350	3
922	GRE63-1	GC Kir	N020-N090	8	156,3	72	147,7	71,1	30,5	350	3
	GRE63-2	Dir Kir	N020-N060	12	8,2	18,9	9,1	17,9	14	350	3
922,5	GRE64	Dir Kir	N002-N020	8	352,4	47,7	355,6	47,4	6,3	350	3
	GRE64	Dir Kir	N027-N052	5	229,3	-59,1	231,7	-56,5	18	350	3
	GRE64	GC Kir	N000-N052	16	239	16,7	238,6	19,5	9,1	350	3
925	GRE65-1	Dir Kir	N005-N025	5	75,2	6,7	75,2	3,7	8,7	350	3
	GRE65-1	GC Kir	N020-N025	9	341,5	1	341,6	1,4	21,2	350	3
938	GRE35	Dir Kir	N200-N035	6	288,1	31,7	288,1	31,7	11,8	0	0
	GRE35	Dir Kir	N020-N200	4	336	67,6	336	67,6	5,2	0	0
	GRE35	GC Kir	N020-N035	8	86,2	28,7	86,2	28,7	22,5	0	0
942	GRE32	GC Kir	N020-N250	5	248	39,5	248	39,5	9,7	0	0
	GRE32	Dir Kir	N020-N250	5	16,4	41,9	16,4	41,9	7,9	0	0
945	GRE33	Dir Kir	N010-N040	6	49,4	47,1	49,4	47,1	12,5	0	0
	GRE33	GC Kir	N000-N040	7	256,8	33,1	256,8	33,1	16,4	0	0
950	GRE34	DirOKir	N150-N300	4	200,4	63,3	196,6	64	8,6	359	2
982	GRE36	DirOKir	N000-N100	13	170,4	-36,9	170,4	-36,9	3,3	0	0
983	GRE37	DirOKir	N150-N300	4	192,6	-35,8	192,6	-35,8	3,7	0	0
Coupe sédimentologique de Forézan (n°5)											
727	FOR01-1	DirOKir	N200-N350	4	71,6	-3,7	69,5	-41,4	7,5	348	38
	FOR01-1	GC Kir	N020-N350	7	161	33,6	141	22	23,4	348	38
732	FOR02FD	DirOKir	N250-N030	14	172,5	-43,8	201,2	-30,7	7	348	38
	FOR02FD	Dir Kir	N020-N250	5	345	48,8	21,5	37,9	9,7	348	38
738	FOR03-1	Dir Kir	N100-N250	4	20,6	85,9	72,7	49,7	17,2	348	38
	FOR03-1	Dir Kir	N400-N045	6	187,8	47,6	144,6	46,2	15,4	348	38
742	FOR04FD	Dir Kir	N020-N200	4	271,4	61,9	47,2	77,7	9,8	348	38
	FOR04FD	DirOKir	N200-N300	3	176,9	-29,7	193,6	-17,9	3,4	348	38
752	FOR05-1	Dir Kir	N100-N250	4	102,4	65,8	89,2	29,3	9,9	348	38
	FOR05-1	DirOKir	N250-N015	6	140,9	-44,7	183,7	-48,9	13,9	348	38
762	FOR07FD	Dir Kir	N200-N400	6	154,3	-36,7	183,7	-36	12,7	348	38
	FOR07FD	Dir Kir	N020-N250	5	273,9	71,7	64,1	69	18,2	348	38
	FOR07FD	Dir Kir	N300-N400	5	150,4	-38,3	182,5	-39,4	14,6	348	38
860	FOR14FD	DirOKir	N250-N580	10	195,4	-29	206,2	-11,7	3,1	350	33
	FOR14FD	Dir Kir	N020-N250	5	209,1	71,3	115,8	64,8	11,2	350	33
903	FOR16FD	Dir Kir	N020-N250	5	312,8	58,9	355,8	56,8	14	330	26
	FOR16FD	Dir Kir	N250-N400	6	126,1	-66,8	185,8	-63,6	9,9	330	26
920	FOR20AF	Dir Kir	N020-N200	4	347,6	45,4	6,9	33,2	7	330	26
	FOR20AF	Dir Kir	N250-N425	6	158,5	-16,6	164,9	-11,2	6,2	330	26
	FOR20BF	Dir Kir	N020-N250	5	353,7	46,7	12,1	32,3	11,5	330	26

920	FOR20BF	Dir Kir	N250-N375	4	164,7	-37,3	180,1	-27,2	6,6	330	26
756	FOR06-1	Dir Kir	N100-N010	4	42,7	33,2	49	0,6	7,4	348	38
	FOR06-1	Dir Kir	N005-N030	6	198,1	-28,8	208,3	-6,3	19,6	348	38
762	FOR07-1	Dir Kir	N020-N300	6	186,7	82,5	90	53,8	17	348	38
	FOR07-1	Dir Kir	N300-N080	10	356,2	-26,5	336,8	-25,5	13,1	348	38
763	FOR08-1	Dir Kir	N300-N030	5	176	-45,2	202,7	-29,1	25	345	37
	FOR08-1	Dir Kir	N020-N150	3	40	67,6	59,8	33,4	1,6	345	37
765	FOR09-1	Dir Kir	N100-N045	7	318,8	66,2	33,5	56,9	13,2	345	37
	FOR09-1	GC Kir	N100-N045	7	86,5	15,5	86,9	-20,8	5,3	345	37
765,5	FOR10-1	Dir Kir	N020-N250	5	21,4	42,7	37	16,2	6,8	345	37
	FOR10-1	Dir Kir	N250-N025	6	197,9	16,2	182,1	32,4	20,1	345	37
767	FOR11	Dir Kir	N150-N300	4	199,8	-29,1	208,9	-5	22,2	345	37
	FOR11	Dir Kir	N010-N050	7	164	-21,5	177,6	-17,6	14,1	345	37
805	FOR12-1	Dir Kir	N020-N150	3	329,8	-3,9	330,4	5,9	8,3	345	37
	FOR12-1	DirOKir	N250-N010	5	141,7	43,2	121,2	22	4,6	345	37
	FOR12-1	GC Kir	N020-N010	8	67,5	-15,6	63,2	-52,1	19,8	345	37
805	FOR12-2	DirOKir	N020-N030	3	136,8	-5,7	145,2	-21,2	10,7	345	37
	FOR12-2	Dir Kir	N150-N015	5	40,4	20,8	42,3	-10,3	4,6	345	37
	FOR12-2	Dir Kir	N020-N150	3	342,4	33,8	5,1	27,8	12,9	345	37
	FOR12-2	GC Kir	N020-N030	10	183,2	71,9	105,8	54,9	16	345	37
853	FOR13-1	Dir Kir	N020-N200	4	32,2	69,2	47,9	37,8	6,9	330	33
	FOR13-1	DirOKir	N005-N040	8	151,1	-18,9	161,5	-15,2	4,3	330	33
853	FOR13-2	Dir Kir	N020-N010	5	28,1	70,8	59,3	42,9	6,9	350	33
	FOR13-2	DirOKir	N020-N030	3	143,6	-32,9	168,7	-41,2	3,3	350	33
860	FOR14-1	Dir Kir	N020-N300	6	127,3	64,4	103,3	36,6	14,2	350	33
	FOR14-1	Dir Kir	N300-N130	21	191,9	-32,2	205,3	-16	4,6	350	33
890	FOR15-1	DirOKir	N200-N040	7	191,5	-46,1	208,7	-26,2	9,9	340	30
	FOR15-1	Dir Kir	N000-N200	4	127,1	68,1	96,1	44,6	7,1	340	30
903	FOR16	Dir Kir	N020-N150	3	13,9	54,8	29,9	34	2,8	330	26
	FOR16	Dir Kir	N200-N045	10	274,7	-72,3	255,1	-48,3	14,5	330	26
	FOR16	DirOKir	N030-N040	3	195,6	-65,3	216,3	-43,3	4,3	330	26
904	FOR17-1	Dir Kir	N020-N250	5	303,2	-10,4	301,4	1,9	14,1	330	26
	FOR17-1	Dir Kir	N300-N045	7	131,5	-45	159,2	-47,2	20,1	330	26
	FOR17-1	Dir Kir	N300-N025	6	144,7	-39,4	165,5	-37	27,8	330	26
904	FOR17-2	Dir Kir	N020-N010	5	354,3	16,6	358,7	4,8	11,6	330	26
	FOR17-2	Dir Kir	N010-N030	4	121,5	-57,3	166	-60,4	27	330	26
907	FOR18-1	Dir Kir	N020-N200	4	352,2	-32,9	333,5	-38,8	7	330	26
	FOR18-1	Dir Kir	N250-N030	7	197,6	-10,9	197,9	8,5	12,5	330	26
918	FOR19-1	DirOKir	N300-N120	17	205,9	-39,8	213,2	-17,3	3,7	330	26
920	FOR20-1	Dir Kir	N020-N200	4	349,5	53,6	13,5	39,6	10,9	330	26
	FOR20-1	Dir Kir	N250-N025	8	162,3	8,1	157,5	12,6	13,1	330	26
928	FOR21-1	Dir Kir	N020-N300	6	30,8	52,3	51,9	37,8	8,6	7	25
	FOR21-1	DirOKir	N200-N040	9	285,4	-25,9	284,6	-1,1	15,6	7	25

928	FOR21-2	GC Kir	N020-N030	9	239,5	44,3	213,8	60,8	8,1	7	25
937	FOR22	Dir Kir	N020-N200	4	252,8	68,6	132,6	84	11	355	25
	FOR22	DirOKir	N250-N035	6	173,8	-19,1	182,3	-17,8	3,5	355	25
945	FOR23-1	Dir Kir	N020-N250	5	179,8	51,8	150,1	47,3	15	355	25
	FOR23-1	Dir Kir	N250-N080	13	165,6	-11,2	171,2	-14,1	11,8	355	25
958	FOR24	DirOKir	N000-N020	5	126,5	-61,1	179,5	-71,3	8	355	24
	FOR24	Dir Kir	N020-N250	4	40	56,8	55,8	37,4	7,7	355	24
971	FOR25-1	Dir Kir	N100-N250	4	62,3	58	68	45,7	23,3	355	13
	FOR25-1	Dir Kir	N250-N080	8	191,5	-46,8	203,3	-41,8	9,9	355	13
980	FOR26-1	Dir Kir	N020-N005	6	317	55,7	317	55,7	5,1	0	0
	FOR26-1	DirOKir	N005-N015	3	111,2	-22,3	111,2	-22,3	6,3	0	0

Annexe 13: Résultat des analyses paléomagnétiques. Le code couleur indique le type de désaimantation : par champ alternatif en vert, thermique en rouge, mixte en bleu. Intervalle = l'intervalle de traitement et nombre de données qu'inclut le calcul statistique; Dg= Déclinaison non corrigé du pendage ; Ig= Inclinaison non corrigé du pendage ; Ds= Déclinaison corrigé du pendage ; Is= Inclinaison corrigé du pendage ; MAD= « Maximum Angular Deviation »; Strike S0= Direction de la couche géologique (règle de la main droite : pendage à droite); Dip S0= pendage de la couche géologique.

NANNOPLANCTONS CALCAIRES				
Zone	Coupe	Côte	Résultats	Interprétations
A Les synclinaux de Rumily- Chambéry Annexe 17	<u>Alby/s Chéran</u> (n°3)	620	Riche en nannoplanctons. Présence de <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i> (T.O. NN6), <i>Helicosphaera sp.</i> , <i>Helicosphaera euphratis</i> (T.O. NN2, remaniés?), <i>Reticulofenestra minuta</i> . A noter la présence de <i>Sphenolithus belemnos</i> (NN3). Présence de nannoplanctons (139/177) et nannoflores remaniées du Paleogène et Crétacé.	NN3 Burdigalien (18-19Ma)
	Gresy (n°4)	1060	Présence de <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Sphenolithus sp.</i> et <i>Cyclicargolithus floridanus</i> (T.O. NN6). Présence de nannoplanctons (70/94) remaniés du Paleogène et Crétacé.	Top NN6- NP15 (Eocène) Age antérieur au Serravalien terminal (anté-12.1 Ma)
		1045	Absence de nannoplancton Miocène. Présence d'un nannoplancton remanié du Crétacé.	Indéterminé. Pas marin?
		8m	Présence de <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Sphenolithus sp.</i> et <i>Cyclicargolithus floridanus</i> (T.O. NN6). Présence de nannoplanctons (70/96) remaniés du Paleogène et Crétacé.	Top NN6- NP15 (Eocène) Age antérieur au Serravalien terminal (anté-12.1 Ma)
	Forezan (n°5)	980 m	Absence de nannoplancton Miocène. Présence de nannoflores remaniées (4/4) du Crétacé (<i>Quadrum gartneri</i> , <i>Micula decussata</i>) et Crétacé/Jurassique (<i>Watznaueria britannica</i>).	Indéterminé.
	<u>Corbel (n°7)</u>	141.5 m	Interprétation basée sur l'assemblage de <i>H. ampliaperta</i> (NN4-NN2), <i>H. scissura</i> (NN5-NN2) et sur l'absence de <i>S. heteromorphus</i> . Quelques remaniements crétacés. (<i>W. barnesae</i> , <i>M. decussata</i>) et oligo-éocènes (<i>R. bisecta</i> , <i>R. umbilica</i> , <i>H. compacta</i>). Echantillon riche en nannoflore.	NN4 - NN2 Langhien à Aquitanien (14.91-20.1Ma)
		65 m	Echantillon très riche et diversifié, L'interprétation se base sur l'assemblage <i>S. heteromorphus</i> (NN5-NN4), et <i>H. ampliaperta</i> (NN4-NN2). Présence de nombreux remaniements crétacé sup. (<i>A. parvus parvus</i> , <i>A. parvus constrictus</i>) et Paleogene (<i>R. bisecta</i> , <i>E. formosa</i>).	NN4 Langhien à Burdigalien supérieur (14.9-17.95Ma)
6.5 m		Présence d'un spécimen unique de <i>H. ampliaperta</i> (NN4-NN2), et l'absence de <i>S. heteromorphus</i> . Quelques remaniements jurassico-crétacés. (<i>W. barnesae</i> , <i>W. britannica</i>) et oligo-éocènes (<i>R. bisecta</i> , <i>R. umbilica</i>). Echantillon très pauvre en nannoflore.	NN4 - NN2 Langhien à Aquitanien (14.91-20.1Ma)	
B Les synclinaux de Provezieux et de Lans Annexe 26	Col de la Charmette (n°8)	16.5 m	Présence de marqueurs remaniés (NP21/16 – Rupélien à Lutétien): <i>E. formosa</i> (LAD NP21), <i>R. bisecta</i> (FAD NP16). Nombreuses espèces Crétacés remaniées (<i>W. barnesae</i> , <i>M. decussata</i> , <i>N. truittii truittii</i> , <i>A. parvus parvus</i>) ainsi que paleocènes (<i>F. tympaniformis</i>). Echantillon moyennement riche en nannoflore.	Indéterminé
	Planfay (B2)		Absence de nannoplancton Miocène.	Indéterminé
	<u>Le Gua S (B3)</u>	112 m	Présence de marqueurs remaniés (NP22/16 – Rupélien à Lutétien): <i>R. bisecta</i> (LAD NP16) et d'un spécimen douteux de <i>R. umbilicus</i> (pas plus	Indéterminé

			jeune que la NP22). Echantillon moyennement riche en nannoflore.	
		5 m	Présence de marqueurs remaniés (NP21/16 – Rupélien à Lutétien): <i>E. formosa</i> (LAD NP21), <i>R. bisecta</i> (FAD NP16). Quelques espèces Crétacés remaniées (<i>W. barnesae</i> , <i>M. decussata</i>). Echantillon moyennement riche en nannoflore.	Indéterminé
C Le synclinal de Novalaise Annexe 30	Loisieux (n°13)	620	Absence de nannoplancton Miocène. Présence de nannoplanctons (6/6) remaniés du Paleogène et Crétacé.	Indéterminé. Pas marin?
		590	Nannofossiles possiblement Miocène moyen: <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Discoaster sp.</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i> (T.O. NN6). Remaniement Eocène et Crétacé sup (50/74)	Diminution des formes Miocène et de la richesse, plus on monte dans la série. Top NN6- NP15 (Eocène) Age antérieur au Serravalien terminal (anté-12.1 Ma)
		580	Nannofossiles possiblement Miocène moyen: <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Discoaster sp.</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i> (T.O. NN6), <i>Helicosphaera carteri</i> . Remaniement Eocène et Crétacé sup (69/110).	
	<u>Chaille Est</u> (n°16)	196 m	Présence de marqueurs remaniés: <i>R. bisecta</i> et de <i>R. umbilica</i> (NP22/NP16 – Rupélien à Lutétien – Oligocène à Eocène moy). Quelques remaniements mésozoïques (<i>W. barnesae</i> , <i>W. britannica</i>). Echantillon très pauvre en nannoflore.	Indéterminé
		86 m	Très pauvre en nannoplancton. Présence de marqueurs remaniés: <i>R. hillae</i> (Zones NP22/17 – Rupélien Bartonien – Oligocène inf. à Eocène moy.) et <i>W. barnesae</i> (mésozoïque).	Indéterminé
	<u>Villette</u> (n°18)	170 m	L'interprétation se base sur l'occurrence d'un spécimen unique de <i>S. heteromorphus</i> (NN5/NN4). Echantillon riche en nannoflore, la diversité est marquée. Abondance en remaniements crétacés sup. (<i>R. levis</i> , <i>A. cymbiformis</i> , <i>B. matalosa</i>) mais également Eocène (assemblage <i>R. umbilica</i> et <i>Ch. solitus</i>).	NN5 - NN4 Serravalien à Burdigalien (13,5-18Ma)
		129 m	Absence de nannoplancton Miocène.	Indéterminé. Pas marin?
125 m		Moyennement riche en nannoplancton. Présence de <i>S. heteromorphus</i> (NN5/NN4), <i>C. pelagicus</i> et <i>Cy. Floridanus</i> (T.O. NN6). Présence de formes remaniées Crétacés (<i>W. barnesae</i> , <i>Ark. Cymbiformis</i>) et oligo-eocènes (<i>R. bisecta</i> , <i>E. formosa</i>). L'interprétation proposée se base sur l'occurrence de <i>S. heteromorphus</i> dont le total range est NN5/NN4. L'absence de <i>H. ampliaperta</i> n'exclut pas une NN4 car l'échantillon est très peu riche.	NN5 - NN4 Serravalien à Burdigalien (13,5-18Ma)	
D Le synclinal de Voreppe Annexe 39	<u>La roize-La Malossanne</u> (n°22)	255 m	Plus de 50% de nannoplanctons permettent de fournir un assemblage possiblement NN6: <i>C. pelagicus</i> , <i>Cy. Floridanus</i> (T.O. NN6), <i>Discoaster deflandrei</i> (T.O. NN7), <i>Helicosphaera Stalis</i> (NN11-NN6). Présence de nannoplanctons (26/51) et nannoflore remaniées du Paleogène et Mésozoïque.	NN6 Serravalien (11,9-13,6Ma)

		60 m	Présence de <i>C. pelagicus</i> , <i>Cy. floridanus</i> , <i>Helicosphaera</i> sp., <i>Sphenolithus</i> sp., <i>Reticulofenestra lockeri</i> (Top NN2: remaniés?). Présence de nannoplanctons (19/31) et nannoflore remaniées du Paleogène et Crétacé.	Indéterminé
		14 m	Remaniement (NP18/17 – Priabonien à Bartonien – Eocène sup) avec <i>S. obtusus</i> (LAD Top NP18) et de <i>H. gartneri</i> (FAD base NP17). Echantillon très pauvre en nannoflore.	Indéterminé
<p>E</p> <p>Les synclinaux de Rencurel et de Méaudre</p> <p>Annexe 44</p>	Méaudre (n°11)	20	Abondance nannoplancton miocène moyen. Présence de <i>Sphenolithus heteromorphus</i> (NN5/NN4) et de <i>Helicosphaera scissura</i> (NN5/NN2) qui permettent de restreindre ce niveau à la biozone NN5 ou NN4. Présence de nannoplanctons (98/159) et nannoflores remaniées du Paleogène, Crétacé et Jurassique supérieur.	NN5 - NN4 Serravallien à Burdigalien (13,5-18Ma)
	Les Écouges (n° 24)	212 m	L'assemblage de <i>R. pseudoumbilicus</i> (F.O. NN4) et <i>Cy. Floridanus</i> (T.O. NN6) donne l'interprétation. Présence de <i>C. pelagicus</i> , <i>R. pseudoumbilica</i> (small), <i>Helicosphaera carteri</i> . Présence de nannoplanctons (15/25) remaniées du Paleogène et Crétacé. Abondance en nannoflores	NN6-NN4 Serravallien à Burdigalien sup. (11,8-18 Ma)
		180m	L'assemblage de <i>R. pseudoumbilica</i> (F.O. NN4) et <i>Cy. Floridanus</i> (T.O. NN6) donne l'interprétation. Présence de <i>C. pelagicus</i> , <i>R. pseudoumbilica</i> (small), <i>Helicosphaera carteri</i> , <i>Sphenolithus</i> sp. Présence de nannoplanctons (35/92) remaniées du Paleogène et Crétacé. Abondance en nannoflores	NN6-NN4 Serravallien à Burdigalien sup. (11,8-18 Ma)
		165 m	L'assemblage de <i>R. pseudoumbilica</i> (F.O. NN4) et <i>Cy. Floridanus</i> (T.O. NN6) donne l'interprétation. Présence de <i>C. pelagicus</i> . Présence de nannoplanctons (6/11) remaniées du Paleogène et Crétacé. Abondance en nannoflores	NN6-NN4 Serravallien à Burdigalien sup. (11,8-18 Ma)
		117 m	Absence de nannoplancton Miocène.	Indéterminé
		102 m	Absence de nannoplancton.	Indéterminé
		16.5 m	Très pauvre en nannoplancton. Présence de marqueurs remaniés: <i>R. bisecta</i> (NP25/NP16 – Chattien à Lutetien – Oligocène à Eocène moy.) et <i>W. barnesae</i> (mésozoïque).	Indéterminé
		16.5 m	Peu de marqueurs présents. Diagnoses délicates (recristallisation). Présence de deux espèces douteuses <i>H. obliqua</i> (T.O. NN6), <i>H. carteri</i> (F.O. NN1), qui donne un âge Miocène moyen à inf. possible. Présence de nombreuses espèces remaniées eocènes (<i>R. umbilica</i> , <i>E. formosa</i> , <i>Towieus</i> sp. ...) et crétacées (<i>W. barnesae</i> , <i>M. decussata</i>). Abondance et diversité en nannoflores.	NN6?-NN1? Serravallien ?/Aquitainien ? (11,8-23.2 Ma)
		9.5 m	Echantillon très pauvre en nannoplancton. Présence <i>S. heteromorphus</i> (NN5-NN4), <i>C. pelagicus</i> , <i>R. pseudoumbilica</i> (F.O. NN4) et <i>Cy. floridanus</i> (T.O. NN6) donne l'interprétation. Présence de formes Mésozoïques remaniées (<i>W. barnesae</i> , <i>W. britannica</i>).	NN5 - NN4 Serravallien à Burdigalien (13,5-18Ma)

	<u>Roche Rousse</u> (n°25)	175 m	Absence de nannoplancton.	Indéterminé: Pas marin?
		158 m	Absence de nannoplancton.	
		108 m	Absence de nannoplancton Miocène. Remaniement: <i>Micula decussata</i> , <i>Watznaueria sp</i> (Paleogène à Crétacé)	
		48 m	Absence de nannoplancton.	
		40 m	Absence de nannoplancton.	
F La Bièvres Annexe 48	St-Nicolas-de-Macherin (n°29)	230	Pauvre en nannoplancton. <i>Cyclicargolithus floridanus</i> (T.O. NN6) est la seule espèce possiblement middle Miocene. Présence de formes Crétacées remaniées (8/9)	Top NN6- NP15 (Eocène) Age antérieur au Serravalien terminal (anté-12.1 Ma)
	Toutes Aures (n°30)	95 m	Nannoplancton abondant. Présence de <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i> (T.O. NN6). Grande majorité de nannoplanctons (520/529) remaniées du Paleogène et Crétacé.	Top NN6- NP15 (Eocène) Age antérieur au Serravalien terminal (anté-12.1 Ma)
G Le synclinal du Royans Annexe 54	<u>Pont-de-Beauvoir</u> (n°31)	27 m	Absence de nannoplancton Miocène.	Indéterminé: Pas marin?
		9.5 m	Absence de nannoplancton Miocène.	Indéterminé: Pas marin?
	<u>Pont-de-Manne</u> (n°32)	80 m	Riche en nannoplancton. Présence <i>S. heteromorphus</i> (NN5-NN4), <i>C. pelagicus</i> et <i>Cy. Floridanus</i> (T.O. NN6) donne l'interprétation. Présence de formes remaniées du Crétacé (<i>W. barnesae</i> , <i>E. eximius</i> ,) et du Paleogene (<i>H. compacta</i> , <i>R. bisecta</i> , <i>E. formosa</i>).	NN5 - NN4 Serravalien à Burdigalien (13,5-18Ma)
		52.5 m	L'assemblage <i>H. ampliaperta</i> (NN4-NN2), <i>H. scissura</i> (NN5-NN2) et l'absence de <i>S. heteromorphus</i> (NN5/NN4) donne l'interprétation. Quelques remaniements jurassico-crétacés. (<i>W. barnesae</i> , <i>W. fossacincta</i>) et éocènes (<i>E. formosa</i> , <i>R. bisecta</i>). Appauvrissement de la nannoflore.	NN4 - NN2 Langhien à Aquitanien (14.91-20.1Ma)
		15 m	Relativement riche. L'assemblage <i>H. ampliaperta</i> (NN4/NN2), <i>H. scissura</i> (NN4/NN1) et l'absence de <i>S. heteromorphus</i> (NN5/NN4) donne l'interprétation. Remaniement crétacé sup. (<i>W. barnesae</i> , <i>M. decussata</i> , <i>A. cymbiformis</i>) et eocènes (<i>E. formosa</i> , <i>R. hillae</i>).	NN4 - NN2 Langhien à Aquitanien (14.91-20.1Ma)
	<u>Pont-en-Royans</u> (n°33)	294 m	Absence de nannoplancton Miocène.	Indéterminé
<u>St-Jean-en-Royans</u> (n°34b)	17m	Très pauvre en nannoplancton. Présence de marqueurs remaniés: <i>R. bisecta</i> (NP25/NP16 – Chattien à Lutetien – Oligocene à Eocène moy.) et <i>W. barnesae</i> (mésozoïque).	Indéterminé	

Annexe 14: Résultats des datations par les nannoplanctons calcaires

KYSTES DE DYNOfLAGELLEES						
Zone	Coupe	Cote	En place	Remaniement <i>Classopollis</i> = pollen de gymnosperme Crétacé	Description	Interpretation
A Les synclinaux de Rumily-Chambéry Annexe 17	Alby s/Chéran (n°3)	620	<i>Systematophora placacantha</i> (T.O= D18 moyen), <i>Cribroperidinium tenuitabulatum</i> (T.O= D18 terminal)	<i>Deflandrea phosphoritica</i> . (Eocène-Oligocène)		D18 moyen-Eocène - Age antérieur au Serravalien (anté-13 Ma)
	Gresy (n°4)	1060	<i>Systematophora placacantha</i> (T.O= D18 moyen)	<i>Classopollis</i> , <i>Cribroperidinium</i> , <i>Cyclonephelium distinctum</i> (Crétacé)	Dinoflagellés abondants	D18 moyen-Eocène - Age antérieur au Serravalien (anté-13 Ma)
		1045		<i>Classopollis</i> (pollen de gymnosperme, Crétacé)	Dinoflagellés rares, non diagnostiques	Indéterminé
		8	<i>Systematophora placacantha</i> (T.O= D18 moyen), <i>Cribroperidinium tenuitabulatum</i> (T.O= D18 terminal)	<i>Wetziella sp.</i> (Eocène), <i>Meiourogonaulax</i> (Crétacé), <i>Gonyaulacysta jurassica</i> (Jurassique)	Dinoflagellés abondants	D18 moyen-Eocène - Age antérieur au Serravalien (anté-13 Ma)
	Forezan (n°5)	980		<i>Enneadocysta sp.</i> (Oligocène inf-Eocene), <i>Classopollis</i> , <i>Quadrum gartneri</i> , <i>Micula decussata</i> (Crétacé), <i>Watznaueria britannica</i> (Crétacé/Jurassique)	Dinoflagellés rares, non diagnostiques	Indéterminé
C Le synclinal de Novalaise Annexe 30	Loisieux (n°13)	580	<i>Systematophora placacantha</i> (T.O= D18 moyen), <i>Cousteaudinium</i> (Top D17-D16 supérieur)	<i>Apectodinium sp.</i> (Eocène), <i>Classopollis sp.</i> , <i>Odontochitina sp.</i> , <i>Muderongia sp.</i> , <i>Kleithriasphaeridium simplicispinum</i> (Crétacé), <i>Gonyaulacysta jurassica</i> (Jurassique)	Débris charbonneux. Pas de microfossiles	Top D17 - D16 supérieur - Base Aquitainien - Langhien- (14,8-20,55Ma)
		590	<i>Reticulatasphaera actinocoronota</i> (T.O= D20 inférieur), <i>Cribroperidinium tenuitabulatum</i> (T.O= D18 terminal)	<i>Apectodinium homomorphum</i> (Eocène)	Dinoflagellés rares	D18 terminal-Eocène - Age antérieur au Serravalien (anté-11,7 Ma)
		620			,	Indéterminé
D Le synclinal	Pisserotte (n°20)	76	<i>Spiniferites pseudofurcatus</i> (T.O= D20 inférieur), <i>Pentadinium laticinctum</i> (T.O= D19 moyen)	<i>Enneadocysta arcuata</i> (Eocène moyen à base Rupélien), <i>Meiourogonaulax sp.</i> (range du genre:	Présence de dinoflagellés considérés comme en place:	D19 moyen-Eocène - Age antérieur au Tortonien (anté-8,6 Ma)

de Voreppe Annexe 39				Jurassique à Crétacé), <i>Classopollis</i> (Trias sup. à Crétacé.), <i>Phoberocysta</i> <i>neocomica</i> (range Berriasien à base Aptien)		
		120	<i>Ectosphaeropsis</i> <i>burdigalensis</i> (D16- D18), Genre <i>Homotryblium</i> (Top du range au Miocène sup)	<i>Areoligera</i> cf. <i>gippingensis</i> (dinoflagellé, range limité au Paléocène), <i>Apectodinium</i> sp. (dinoflagellé; range: Paléocène sup. à Eocène inf)	Abondants grains de pollen bissacates (non dignostiques) et présence de dinoflagellés considérés comme en place	D16- D18 - Base Aquitanien - Top Langhien- 13.8– 23.2Ma
	La Placette (n°21)	50	<i>Spiniferites</i> <i>pseudofurcatus</i> (T.O= D20 inferieur), Genre <i>Homotryblium</i> (Top du range au Miocène sup), <i>Systematophora</i> <i>placacantha</i> (T.O= D18 moyen)		Abondants grains de pollen bissacates (non dignostiques) et présence de dinoflagellés considérés comme en place	D18 moyen- Eocène - Age antérieur au Serravalien (anté-13 Ma)
		22	<i>Spiniferites</i> <i>pseudofurcatus</i> (T.O= D20 inferieur), <i>Systematophora</i> <i>placacantha</i> (T.O= D18 moyen)			
	La roize (n°22)	255		<i>Classopollis</i> (Trias sup. à Crétacé)	Très peu de résidu. Très rares grains de pollen d'angiosper mes, non diagnostique s. Présence d'un spécimen remanié	Indéterminé
		225	<i>Holotryblium floripes</i> (Top au Tortonien)	<i>Homotryblium</i> <i>pallidum</i> , <i>Ericsonia</i> <i>formosa</i> (Eocène), <i>Classopollis</i> , <i>Micula</i> <i>decussata</i> , <i>Arkhangel'skiella</i> <i>cymbiformis</i> (Crétacé), <i>Watznaueria britannica</i> (Crétacé/Jurassique)	Matière organique abondante et bien conservée	Age Tortonien ou anté- Tortonien
		70	<i>Palaeocystodinium</i> <i>golzowenze</i> (T.O= D19 moyen)	<i>Wetzeliella</i> sp., <i>Homotryblium</i> <i>pallidum</i> , <i>Discoaster</i>	Matière organique abondante et	D19 moyen- Eocène - Age antérieur au

				<i>Iodensis</i> , <i>Ericsonia formosa</i> (Eocène), <i>Classopollis</i> (Crétacé), <i>Watznaueria britannica</i> (Crétacé/Jurassique)	bien conservée	Tortonien (anté-9,1 Ma)	
E Les synclinaux de Rencurel et de Méaudre Annexe 44	Méaudre (n°11)	20	<i>Reticulatasphaera actinocoronota</i> (T.O= D20 inférieur), <i>Cribroperidinium tenuitabulatum</i> (T.O= D18 terminal)	<i>Apectodinium homomorphum</i> (Eocène)	Dinoflagellés abondants	D18 terminal-Eocène - Age antérieur au Serravalien (anté-11,7 Ma)	
	Les Ecouges (n° 24)	212				Dinoflagellés rares, non diagnostiques, matière organique carbonneuse	Indéterminé
		175	<i>Systematophora placacantha</i> (T.O= D18 moyen), <i>Spiniferites pseudofurcatus</i> (T.O= D20 inférieur)	<i>Deflandrea phosphoritica</i> (Eocène-Oligocène), <i>Achomosphaera alcornu</i> (Eocène inf - Oligocène)	Rares microfossiles	D18 moyen-Eocène - Age antérieur au Serravalien (anté-13 Ma)	
		158	<i>Cribroperidinium tenuitabulatum</i> (T.O= D18 terminal), <i>Spiniferites pseudofurcatus</i> , <i>Spiniferites pseudofurcatus</i> (T.O= D20 inférieur)	<i>Deflandrea phosphoritica</i> (Eocène-Oligocène), <i>Achomosphaera alcornu</i> (Eocène inf - Oligocène), <i>Homotryblium pallidum</i> (Eocène), <i>Wetziella varielongituda</i> (Eocène), <i>Florentinia sp.</i> (Crétacé)	Rares microfossiles	D18 terminal-Eocène - Age antérieur au Serravalien (anté-11,7 Ma)	
		180	<i>Spiniferites pseudofurcatus</i> (T.O= D20 inférieur), <i>Melitasphaeridium choanophorum</i> (T.O= D21 moyen-Pliocène inf.)	<i>Wetziella articulata</i> (Eocène), <i>Muderongia sp.</i> , <i>Cribroperidinium sp.</i> (Crétacé)	Dinoflagellés abondants, matière organique abondante et bien conservée	D20 inférieur-Eocène - Age antérieur au Tortonien (anté-6,8 Ma)	
		165		<i>Wetziella articulata</i> (Eocène), <i>Chatangiella sp.</i> (Crétacé)	Dinoflagellés rares, non diagnostiques	Indéterminé	
		102	<i>Cribroperidinium tenuitabulatum</i> (T.O= D18 terminal)	<i>Deflandrea phosphoritica</i> (Eocène-Oligocène), <i>Homotryblium pallidum</i> (Eocène), <i>Cribroperidinium sp.</i> (Crétacé)	Rares microfossiles, matière organique carbonneuse	D18 terminal-Eocène - Age antérieur au Serravalien (anté-11,7 Ma)	

	Roche Rousse (n°25)	108	<i>Cordosphaeridium cantharellum</i> (T.O= D17 inférieur), <i>Cribroperidinium tenuitabulatum</i> (T.O= D18 terminal)	<i>Wetziella sp.</i> (Eocène), <i>Classopollis</i> (Crétacé)	Dinoflagellés absents	D17 inférieur-Eocène - Age antérieur au Burdigalien supérieur (anté-17,6 Ma)
		48		<i>Classopollis</i> (Crétacé)	Dinoflagellés rares, non diagnostiques	Indéterminé
		40	<i>Hystrichosphaeropsis obscura</i> (Top D19-D17 inférieur), <i>Cribroperidinium tenuitabulatum</i> (T.O= D18 terminal), <i>Systematophora placantha</i> (T.O= D18 moyen)	<i>Charlesdwonia sp.</i> (Oligocène inf à Eocène), <i>Classopollis</i> (Crétacé)	Dinoflagellés absents	D18 moyen - D17 inférieur - Base Aquitainien - Top Langhien- (13Ma-18,65)
F La Bièvres Annexe 48	St-Nicolas-de-Macherin (n°29)	230			Matière organique carbonneuse. Rare pollen. Non diagnostique	Indéterminé
	Toutes Aures (n°30)				Dinoflagellés rares, non diagnostiques	Indéterminé
I Le bassin de la Bresse Annexe 62	Jujurieux (I2, prélevement par B. Huet)	7	Genre <i>Homotryblum</i> (Top - Miocène sup)	<i>Wetziella sp.</i> ou <i>Apectodinium sp.</i> (Range max: Paléocène sup à Oligocène)	Abondants débris ligneux, rares microfossiles et présence de dinoflagellés considérés comme en place	Miocène
		1,8	<i>Glaphyrocysta sp</i> (Top au Tortonien)	<i>Deflandrea phosphoritica.</i> (Eocène-Oligocène)	Abondants débris ligneux et grains de pollen bissacates (non diagnostiques). Présence de dinoflagellés peut-être en place	Age Tortonien ou anté-Tortonien

		0,6	<i>Homotryblium floripes</i> (Top au Tortonien)	<i>Cyclonephelium distinctum</i> (Crétacé)	Abondants grains de pollen bissacates (non diagnostiques) et présence de dinoflagellés considérés comme en place	Age Tortonien ou anté-Tortonien
		0,2		<i>Cyclonephelium distinctum</i> (Crétacé)	Très rares microfossiles et remaniements	Indéterminé
	Priay (I3, prélèvement par B. Huet)	6,8			Amas de petits angiospermes (pollution actuelle?)	Indéterminé
		2,6			Amas de petits angiospermes (pollution actuelle?)	Indéterminé
		2,2			Abondants débris ligneux, Très rares palynomorphes, non diagnostiques	Indéterminé

Annexe 15: Résultats des datations par les kystes de dynoflagellées

FORAMINIFERES PLANCTONIQUES					
Zone:	Coupe:	Côte:	Résultats:	Autres éléments:	Interprétation:
A Les synclinaux de Rumily-Chambéry Annexe 17	Alby/s Chéran (n°3)	620 m		Lavage partiel (argiles schistosées ?), azoïque	Indéterminé
	Gresy (n°4)	635m		Quartz, Micas, rares radioles d'oursins et bryozoaires.	Indéterminé
		650m		Quartz, Micas, débris ligneux.	Indéterminé
	Forezan - est (n°5)	375m		Micas, Quartz, azoïque	Indéterminé
		710m (base des marnes bleues)		Azoïque	Indéterminé
	Forezan - ouest (n°5)	720m		Lavage partiel (argiles schistosées ?), Micas, azoïque	Indéterminé
		755m		Lavage partiel (argiles schistosées ?), Quartz, Micas, azoïque	Indéterminé
		820m		Quartz, Micas, clastes carbonatés, débris ligneux	Indéterminé
	Forezan (n°5) Identification par Lamiriaux (1977)	Dans le niveau de marnes bleues: Entre 710-760m	<i>Globorotalia acrostoma</i> (N12a-P22b), <i>Globigerinoïdes trilobus</i>	Dans le domaine périméditerranéen, FCO et LCO de <i>Globorotalia acrostoma</i> calibrés => MMi2, 19.52 - 16.74 Ma (Lirer et al., 2019)	N12a- Oligocène – Age antérieur au Serravalien (anté-13.6 Ma) (Boudagher-Fadel, 2015). => Burdigalien probable (19.52 à 16.74 Ma) d'après (Lirer et al. 2019) ce qui est cohérent stratigraphiquement
	C Le synclinal de Novalaise Annexe 30	Loisieux (n°13)	180m		Lavage partiel (argiles légèrement schistosées), Quartz, azoïque
215m				Lavage partiel (argiles légèrement schistosées), Quartz, azoïque	Indéterminé
220m				Micas, Quartz, azoïque	Indéterminé
280m			Rares foraminifères benthiques (Milliolidae, <i>Elphidium</i> sp., Nodosariidae, <i>Lenticulina</i> sp.) – Préservation VERY POOR	Ostracodes, bryozoaires, radioles d'oursins, dents de poissons	Indéterminé

	Chailles Est (n°16)	20 m		Lavage partiel (argiles en plaquettes), débris ligneux abondants	Indéterminé
	Fourvoirie (n°19)	245m		Echantillon azoïque	Indéterminé
		270m		Echantillon azoïque, très riche en Quarz, rares débris ligneux	Indéterminé
		295m		Echantillon azoïque, très riche en Quarz	Indéterminé
	Sainte-Marie-d'Alvey (n°27) - Latreille (1969)	Dans les intercalations de marnes noires dans calcaires de base:	<i>Globorotalia mayeri</i> (N13-N7), <i>Globigerina cf. concinna</i> , <i>Globigerinoïdes trilobus</i>	Attention c'est un cf. mayeri qui est cité dans l'échantillon (et potentielles mauvaises déterminations pour ce taxon compte-tenu de la date de publication [Latreille, 1969]).	N7- N13 Burdigalien terminal à Serravalien moyen 17.2- 11.6Ma (Boudagher-Fadel, 2015)
D Le synclinal de Voreppe Annexe 39	Roize (n°22)	68m		Quartz, Micas, azoïque	Indéterminé
	La Gachetière (n°23)	10m		Quartz, Feldspaths, clastes carbonatés, Micas, débris ligneux	Indéterminé
		15m		Lavage partiel (argiles schistosées ?), Micas, Quartz, azoïque	Indéterminé
E Le synclinal de Rencurel et Méaudre Annexe 44	Les Ecouges (n°24)	5m	Rares foraminifères benthiques Rotaliida (e.g., <i>Elphidium</i> spp., <i>Lenticulina</i> spp.) et Textulariidae (e.g., <i>Triplasia</i> sp.), préservation « very poor ».	Divers bioclastes carbonatés, radioles d'oursins, bryozoaires, Ostracodes, Dents de poissons	Indéterminé
		5m	Rares foraminifères benthiques (Textulariidae, <i>Lenticulina</i> spp.)	Divers bioclastes carbonatés indéterminés, radioles d'oursins, bryozoaires, coraux hexacoralliaires	Indéterminé
		9m	Rares foraminifères benthiques indéterminés	Bioclastes divers, radioles d'oursins, bryozoaires, gastéropodes	Indéterminé
		20m		Echantillon azoïque	Indéterminé
		20m		Echantillon azoïque	Indéterminé
		165m		Echantillon azoïque	Indéterminé
		180m		Echantillon azoïque, très riche en micas	Indéterminé
		G Le synclinal du Royans	Pont-de-Manne (n°33) - Identification par Latreille (1969)	5m	<i>Globorotaloides cf. suteri</i> (Bolli; N7-P12), <i>Globocassidulina oblonga</i> (Reuss), <i>Globigerina</i> sp.

Annexe 54	Les Pousselets (n°34)	20m		Quartz, radioles d'oursins	Indéterminé
F La bièvres Annexe 48	Puits VAF-2 (Huet, 2018)	300 +/- 10m de prof.		Quartz, azoïque	Indéterminé
	Puits PA-1 (Huet, 2018)	855 m de prof.	<i>Globigerinita glutinata</i> (Oligocene à actuel), <i>Globigerinoides</i> sp. groupe sacculifer (Aquitanian à actuel).	Echantillon essentiellement composé de Quartz	Indéterminé
		833 m de prof.	<i>Paragloborotalia bella</i> (N5b-N9), <i>Globoturborotalia decoraperta</i> (N9-N21a), <i>Globorotalia praescitula</i> (N5b- N12a) – “très bien préservé”, <i>Globigerinoides trilobus</i> (Aquitanian à actuel), <i>Globigerinoides subquadratus</i> (N4b- N15), <i>Globigerinita glutinata</i> (Oligocene à actuel), <i>Globoturborotalia woodi</i> (Aquitanian to Zanclean)	Rares foraminifères planctoniques (préservation « poor to moderate »). Quartz. (attention un seul spécimen de la plupart des spécimens, en particulier <i>P. bella</i> et <i>G. decoraperta</i> => âge à considérer avec prudence, d'autant qu'aucune <i>Orbulina</i> n'a été trouvée)	N9 ? Langhien 15.0- 14.0 Ma (BouDagher-Fadel, 2015) Ou M6? Langhien 15.1 to 14.23 Ma (Wade et al, 2011)
H La région de la Tour-du-Pin Annexe 59	Sables du Pont-de-Beauvoisin (H3) Identification par Latreille (1969)	265 m d'altitude	<i>Globorotalia cd. mayeri</i> (N13-N7) (Cush. Et Ellis.), <i>Globigerina microstoma</i> (Cita), <i>Globigerina woodi</i> Jenkis), <i>Globigerinoides trilobus</i> (Reuss)	Attention c'est un cf. <i>mayeri</i> qui est cité dans l'échantillon (et potentielles mauvaises déterminations pour ce taxon compte-tenu de la date de publication [Latreille, 1969]).	N7- N13 Burdigalien terminal à Serravalien moyen 17.2– 11.6Ma (Boudagher-Fadel, 2015)
	Sables de Chimilin (H4-H5) - Identification par Latreille (1969)	255 m d'altitude	<i>Globigerina foliata</i> (Leroy; N18-N6), <i>Orbulina suturalis</i> (N23-N9), <i>Globorotalia pseudopachyderma</i>, <i>Globigerina ex. gr. bulloides</i> (d'Orb)		Association <i>Globigerina foliata</i> avec <i>Orbulina suturalis</i> : N9- N18 Langhien à Messinien 15.0– 5.33Ma (BouDagher-Fadel, 2015).

	Puits LTP-1 (Huet, 2018)	550 m de prof.	<i>Praeorbulina circularis</i> (N8b-N9a), <i>Globorotalia siakensis</i> (Aquitanian - Serravalian), <i>Sphaeroidinella seminulina</i> (Burdigalian - Zanclean ; N6b-N20), <i>Sphaeroidinella disjuncta</i> (Burdigalian-Piacenzian ; N6a-N21), <i>Globigerinoides trilobus</i> (Aquitanian- modern), <i>Globoturborotalia woodi</i> (Aquitanian- Zanclean)	Rares foraminifères planctoniques, préservation « poor to moderate ». Clastes calcaires	N8b ou N9a Langhien 15.4- 14.5 Ma
I- Le bassin de la Bresse Annexe 62	Sables de Jujurieux (I2) - Identification par Mein (1985)	Position stratigraphique exacte inconnue	<i>Cassigerinella chipolensis</i> (N13-P18), <i>Globorotalia cf. archaeomenardi</i> , <i>Globigerina gr. Pseudociperoensis</i> , <i>Globigerina sp.</i> , <i>Turborotalia cf. quinqueloba</i> ,	Incohérence stratigraphique de <i>Globorotalia archeomenardii</i> (Langhien): attention, c'est un cf. qui est répertorié. Remanié ?	N13- P18 (Oligocène) Age antérieur à la limite Serravalien-Tortonien (anté-11.61 Ma) (Boudagher-Fadel, 2015).
	Sables de Jujurieux (I2) - Identification par Aguilar (2004)	2,3-10,6m	<i>Globrotalia menardii</i> (N23-N12b), <i>N. siakensis</i> (N13-P22b), <i>Neogloboquadrina acostaensis</i> (N21a-N16)	Incohérence entre FCO de <i>N. acostaensis</i> (9.6Ma) et LCO de <i>N. siakensis</i> (11.61Ma). Or, présence du nannoplancton <i>C. Miopelagicus</i> (LCO : Top NN8=10.55Ma). Dans le domaine périméditerranéen, FCO de <i>N. acostaensis</i> calibrés à 11.78Ma (MMi8) et LCO de <i>N. siakensis</i> à 11.19Ma (MMi9) d'après Lirer et al., (2019).	Attributions d'âges confuses entre les zonations différentes : <ul style="list-style-type: none"> . Antérieur à 10.55Ma (<i>C. miopelagicus</i>, NN5) . Antérieur à 11.19Ma (<i>N. siakensis</i>, MMi9) . Postérieur à 11.78Ma (<i>N. acostaensis</i>, MMi8) MMi8-MMi9 11.19 et 11.78 Ma ?? (Lirer et al. 2019)
		0-2,3m	<i>Cassigerinella chipolensis</i> (N13-P18), <i>Paragloborotalia mayeri</i> (N13-N7), <i>Globorotalia linguaensis</i> (N17-N13)	D'après Wade et al. (2011), L.C.O à M11 pour <i>Cassigerinella chipolensis</i> et <i>Paragloborotalia mayeri</i> ; M9b-M14 pour	Association des 3 taxons: N13 Serravalien terminal 12– 11.6Ma (BouDagher-Fadel, 2015). Ou

					M9b-11 : 13.09-10.56 Ma (Wade et al., 2011)
	Sables de Solaise (I15) - Identification par Latreille (1969) - Echantillon n°13	160m d'altitude	<i>Globrotalia menardii</i> (N23-N12b) , <i>Globigerina bulloïdes</i> (d'Orb), <i>Globigerina quinqueloba</i> (Natland), <i>Globigerina globorotaloïdea</i> (Colom), <i>Globigerina parabulloïdes</i> (Blow), <i>Globorotalia menardii</i> (d'Orb) <i>stade jeune</i> , <i>Orbulina universa</i> (d'Orb), <i>Orbulina suturalis</i> (Bron)		N12b- actuel Postérieur au Serravalien sup. 12.8 -0 Ma (Boudagher-Fadel, 2015)
	Sables de St-Fons (I14) - Identification par Latreille (1969)	Entre 155 et 175m d'altitude	<i>Globigerinoïdes bulloïdes</i> , <i>globigerinoïdes Parabulloïdes</i> (Blow), <i>Globigerinoïdes trilobus</i> (Reuss)	Parabulloïdes est une espèce apparue au Serravalien terminal, (N13b, Boudagher-Farel, 2015) mais le nom de genre est inexact, comme pour les autres espèces de l'échantillon. Données inutilisables.	inutilisable
	Puits BLYES-101 (Huet, 2018)	260 m de prof.	Rares foraminifères benthiques (<i>Ammonia</i>)	Clastes calcaires et quartz.	Indéterminé
255 m de prof.		Rares foraminifères benthiques (<i>Ammonia</i>).	Clastes calcaires et quartz.	Indéterminé	
255 m de prof.			Echantillon azoïque	Indéterminé	
200 m de prof.			Quartz essentiellement, échantillon azoïque	Indéterminé	
155 m de prof.			Quartz et bioclastes calcaires indéterminés.	Indéterminé	
K- Le plateau de Chambaran Annexe 69	Sables de Montchenu (K5b) - Identification par Latreille (1969)	280-340 m d'altitude	<i>Globigerina cf. bulbosa</i> (Leroy, N11-N16) , <i>Globigerina cf. diplostoma</i> (Reuss; N7-N17), <i>Globigerina bulloïdes</i> (d'Orb), <i>Globigerina woodi</i> (Jenkins), <i>Globorotalia hirsute</i> (?), <i>Globigerinoïdes trilobus</i> (Reuss), <i>Globorotalia xitula xitula</i> (Brady)	Présence de <i>Globorotalia hirsuta</i> (et non hirsuta) problématique car c'est un taxon moderne apparu au Pliocène. Interprétation basée sur <i>G. Bulbosa</i> mais attention, c'est un cf. qui est cité dans l'échantillon.	N16 à N11 ? Langhian à Tortonian, 13.7– 8.6Ma (BouDagher Fadel, 2015)
	Sables de St-Donas (K6) - Identification par Latreille (1969)	250 m d'altitude	<i>Globigerina diplostoma</i> (Reuss; N7-N17) , <i>Globigerinoïdes ex. gr.bulloïdes</i> (d'Orb), <i>Globorotalia incompta</i> (Cifelli)	Attention : association très étrange avec <i>Globorotalia incompta</i> , un taxon moderne apparu au Pliocène sup.	N17 à N7 Burdigalien à Tortonian, 17.2– 5.8Ma (BouDagher Fadel, 2015)

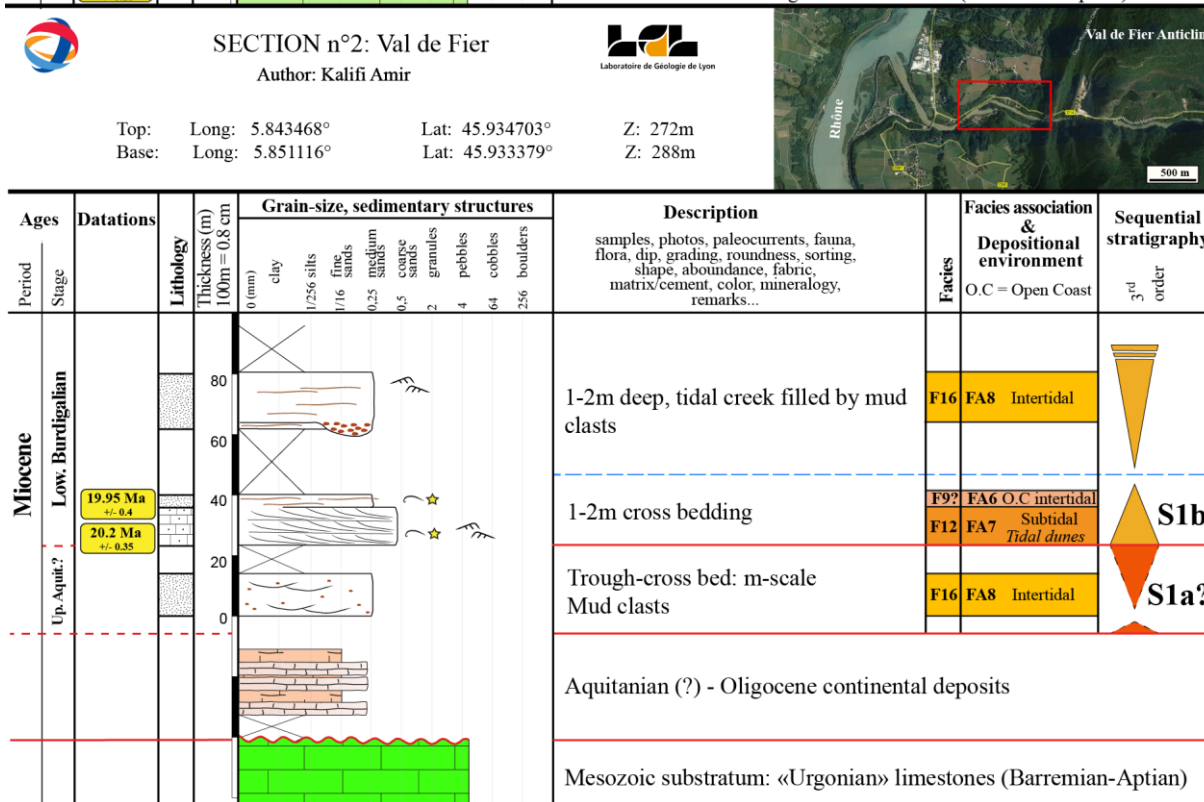
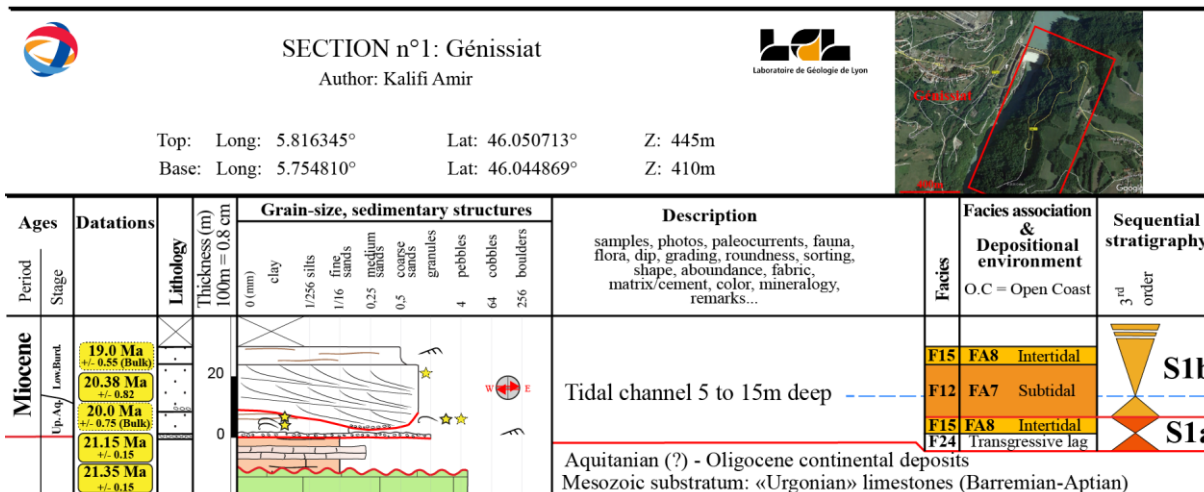
	Sables granitiques de Clérieux, (K10) Identification par Latreille (1969)	215-225 m d'altitude	Orbulina bilobata (d'Orb, N23-N9)		N23 à N9 Langhian à actuel 14.56– 0Ma (BouDagher Fadel, 2015)
	Puits MO2 (Huet, 2018)	690 +/- 10m de prof.	Rares foraminifères benthiques (<i>Lenticulina</i> sp., Textulariidae, Miliolidae, <i>Ammonia</i> sp.) – Préservation très pauvre	Quartz, rares ostracodes.	Indéterminé
	Puits SL2 (Huet, 2018)	300 +/- 10m de prof.		Quartz, rares moules internes de gastéropodes (marin ?)	Indéterminé
	Puits SLF-1 (Huet, 2018)	674 m de prof.	Rares foraminifères planctoniques, remaniés de l'Eocène.		Indéterminé
L- Le Bassin de Crest Annexe 82	Puits GVA-1 (Huet, 2018)	280 +/- 10m de prof.			Indéterminé

Annexe 16: Résultats des datations par les foraminifères planctoniques. Les lignes gris-clair correspondent aux résultats des datations issues de la littérature.

ZONE A : Les synclinaux de Rumilly - Chambéry					
n°	Objet et référence	Localisation	GPS (WGS 84: Lat, Long)	Description de la coupe sédimentologique (de la base vers le toit) ou du point d'observation Str= Datation Strontium; N=Biozonation des foraminifères planctoniques, NN= Biozonation des nanoplanctons calcaires	Interprétation CT=Cortège Transgressif SIM=Surface d'inondation maximale CR= Cortège régressif
1	Coupes sédimentologiques levées	Génissiat	46.044869° ; 5.754810°	Annexe 18	S1a, S1b
2		Val-de-Fier	45.933379° ; 5.851116°	Annexe 18	S1a ?, S1b
3		Alby-sur- Chéran	45.819949° ; 6.029016°	Annexe 19	S1b, S2a, S2b
4		Grésy-sur- Aix	45.724408° ; 5.930310°	Annexe 20	S1b, S2a, S2b, S3
5		Forezan	45.556784° ; 5.885990°	Annexe 21	S1b, S2a, S2b, S3, S4?
5b		Saint-Sulpice	45.569746° ; 5.836428°	Annexe 21	S1a
6		Saint-de-jean de-Couz	45.465175° ; 5.822261°	Annexe 21	S1b, S2a
7		Corbel	45.434955° ; 5.813413°	Annexe 22	S1a ?, S1b, S2a ?
15		Aiguebelette	45.546041° ; 5.820634°	Annexe 22	S1a, S2a
A1	Age Strontium de la base du Miocène	Lelex, à l'est du hameau "les Mars" et de la D991	46.309153°; 5.949013°	(i) non visible (Oligocène marneux , d'après carte géologique), (ii) sables marins (subtidaux?) à coquilles d'huîtres (~10mètres) : Str: 20,7 ± 0,45	(ii) CT S1b
	Datation par foraminifères planctoniques à la base du Miocène - Charollais et al. (2005)		46.30968°; 5.94968°	(i) Marnes et grès à gypse lacustre à saumâtre (Chattien-Miocène basal), (ii) Sables marneux gris-vert alternant avec des lits plus marneux à foraminifères planctoniques (N5-N6= 21.0 à 17.2Ma , d'après Boudagher-Fadel, 2005), microconglomératiques, polygéniques, à gros galets mous, et débris de pectens, de bryozoaires et d'échinides (~10m)	(ii) CT S1b
A2	Coupe sédimentologique détaillée (SS15) - Bass (1991)	Vallon de Raffarey, entre Vallod et Cogny	45.975450°; 5.861147°	Voir Annexe 23	Corrélation avec la coupe n°1 de Génissiat: S1a, S1b
A3	Coupe sédimentologique détaillée (RUM25) - Bass (1991)	A l'ouest de Massigny, entre les hameaux de Marigny et de Pringy	45.832305°; 5.892909°	Voir Annexe 24	Corrélation avec la coupe n°4 de Grésy- sur-Aix (Annexe 20): S1b, S2a
A4	Coupe sédimentologique (725-2) - Lamiroux (1977)	Haut saumon	45,70243; 5,80237	(i) Calcaires Urgoniens, lithophagés en surface, (ii) grès calcareux à bryozoaires (100-110m), (iii) Silts et grès silteux bioturbés alternant avec des grès	Corrélations avec les coupes n°4-

				calcareux (60-65m), marnes bleues argileuses burdigalo-helvétiques (?m)	5 (Annexe 20, Annexe 21): (ii+base iii) S1b + S2a; (iii) S2a; (iv) SIM de S2b
A5	Age Strontium de la base du Miocène calée sur coupe sédimentologique détaillée de Blanc (1991, Fig.51)	Tresserve : au sud-ouest d'Aix-les-Bains, pointe sud de la butte de Tresserve	45.650124°; 5.898683° (point GPS de l'échantillon prélevé pour la datation Strontium)	Reconstitution du Miocène le long de la butte, malgré des coupes discontinues (Fig.51 à Fig.54, Blanc, 1991): Sable marin deltaïque à influences tidales (300-400m). Tentative de datation strontium sur Bulk à la base de cette succession (voir pt Gps), à environ 50m +/- 20m du contact substratum/Miocène non visible: 20,25 +/- 1,8 Ma.	S1b à la base Transition à S2a au top de la coupe ?
A6	Coupe sédimentologique (725-5) - Lamiraux (1977)	Bourdeau	45,67104; 5,85614 à 45,67590; 5,85620	Sur le substratum mésozoïque, conglomérat marin à très fréquentes bio-perforations, taille des clastes parfois pluri-métriques, riche en bivalves (<i>Chlamys Praescabriusculus</i> et dents de Lamma) et évolution vers le haut de la nature des clastes: origine de plus en plus ancienne, allant de silex du Crétacé supérieur à la base, passant au sommet à une dominance de clastes du Crétacé inférieur (total : 50 m)	S1a L'origine de plus en plus ancienne des clastes quand on monte dans la formation indique une érosion progressive des reliefs locaux
A7	Coupe sédimentologique (725-13) - Lamiraux (1977)	Villa Doria, le long de la D916	45,60310°; 5,79690°; z=717m	Contact faillé: (i) conglomérats terminaux de l'Épine marquant un crochon plongeant brutalement vers l'Est (Tortonien >?); (ii) faille à pendage ~45° vers l'est; (iii) les marnes bleues du Burdigalien à pendage fort vers l'Est.	La faille sépare la Zone C et la Zone A (iii= niveau repère des « marnes bleues » = S2b)
A8	Coupe sédimentologique détaillée (CH11) - Bass (1991)	Localisation précise incertaine: probablement ruisseau du Banérieux (ou du Péchu ?)	45.577172°; 5.852856°	Voir Annexe 25	Corrélation avec la coupe n°5 de Forezan (Annexe 21): S2a, S2b
A9	Coupe sédimentologique (725-20) - Lamiraux (1977)	La-Motte-Serveux, ruisseau de la Dhuy	45,57110°; 5,86131° à 45,57741°; 5,86684°	(i) Marnes bleues (70m), (ii) grès verts (100m), (iii) ensemble marno-silto-gréseux (75m), (v) conglomérat de Chamoux interprété en fleuve cotier sur une plateforme littorale, riche en galets lithophagés, en bryozoaires et pectinidés, de plus en plus grossiers vers le toit, blocs et lits de lignite, galets mous, indiquant des courants E=>W (100m)	(i) SIM S2b, (ii, iii) CR S2b, (iv) CR S3 ?

Annexe 17: Liste des points de contrôles de la Zone A: Localisations précises, données sédimentologiques et chronostratigraphiques, interprétations séquentielles. Pour détails, voir Annexe 12 pour les âges strontium, Annexe 14 pour les datations par nannoplanctons calcaires, Annexe 15 pour les datations par kystes de dinoflagellées, Annexe 16 pour les datations par foraminifères planctoniques.



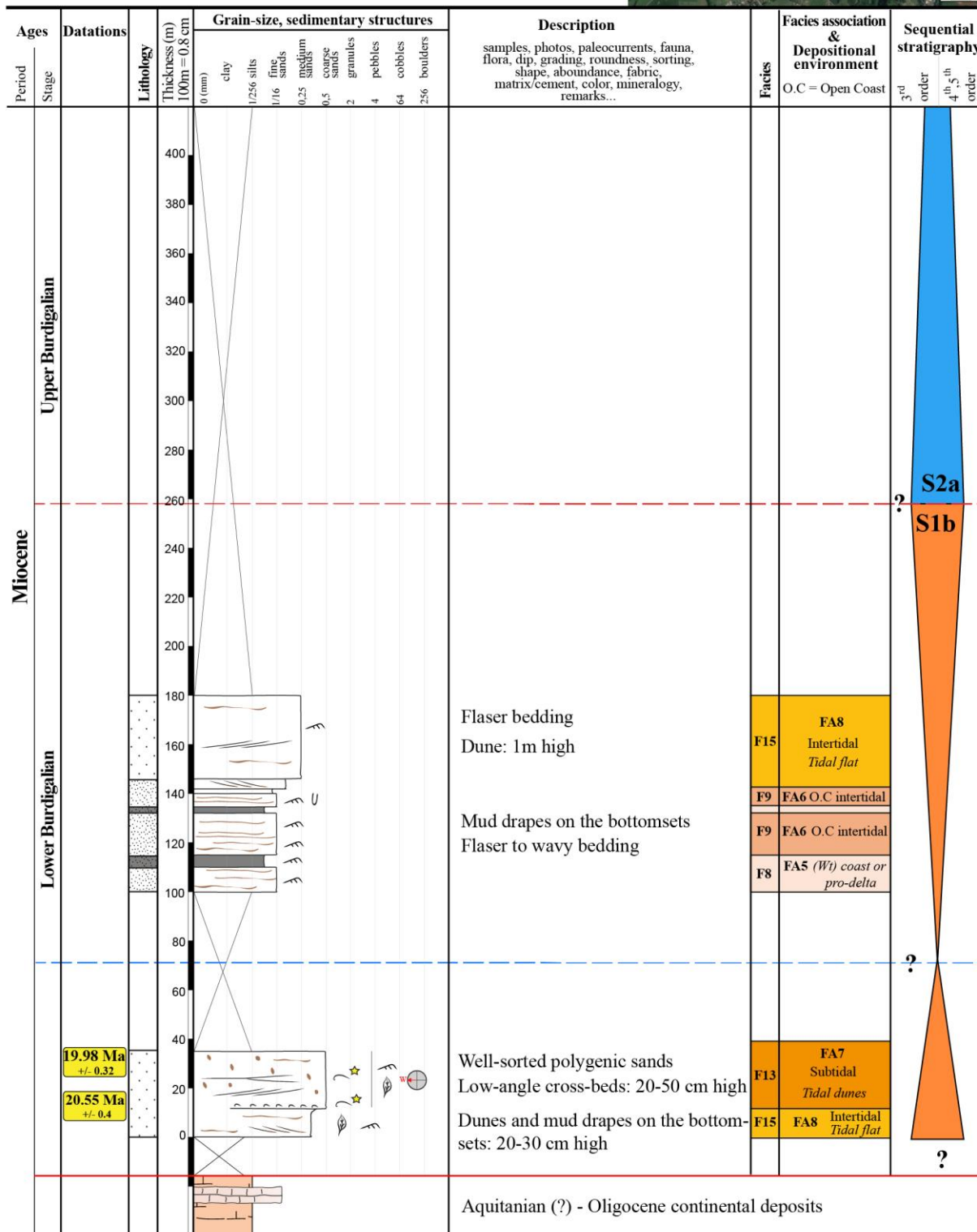
Annexe 18: Coupes sédimentologiques n°1 (Génissiat) et n°2 (Val de Fier). Légende en Annexe 84.

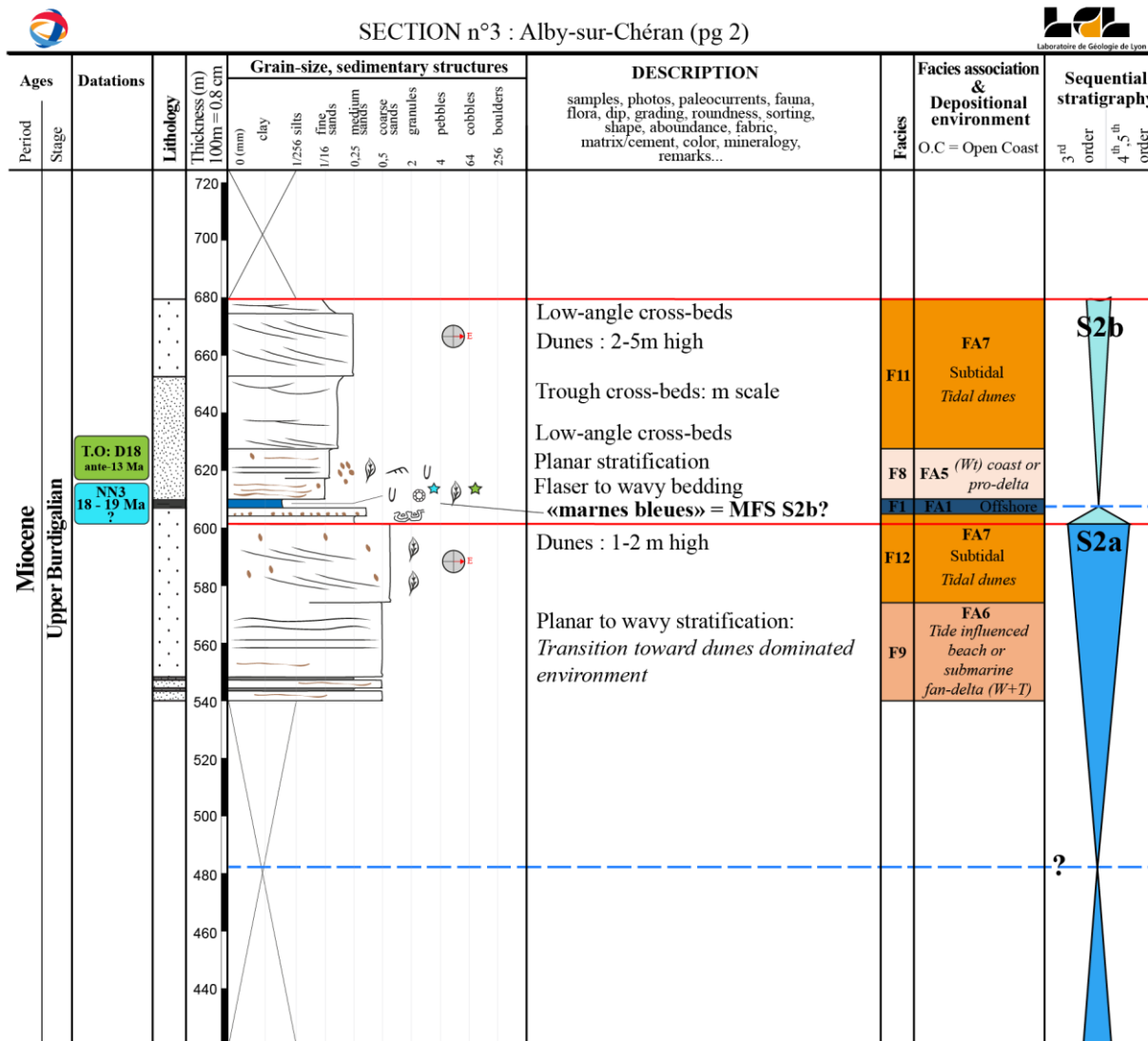


SECTION n°3: Alby-sur-Chéran
Author: Kalifi Amir



Top: Long: 6.017398° Lat: 45.819987° Z: 441m
Base: Long: 6.029016° Lat: 45.819949° Z: 428m



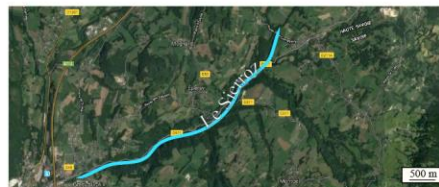


Annexe 19: Coupe sédimentologique n°3: Alby-sur-Chéran. Légende en Annexe 84.

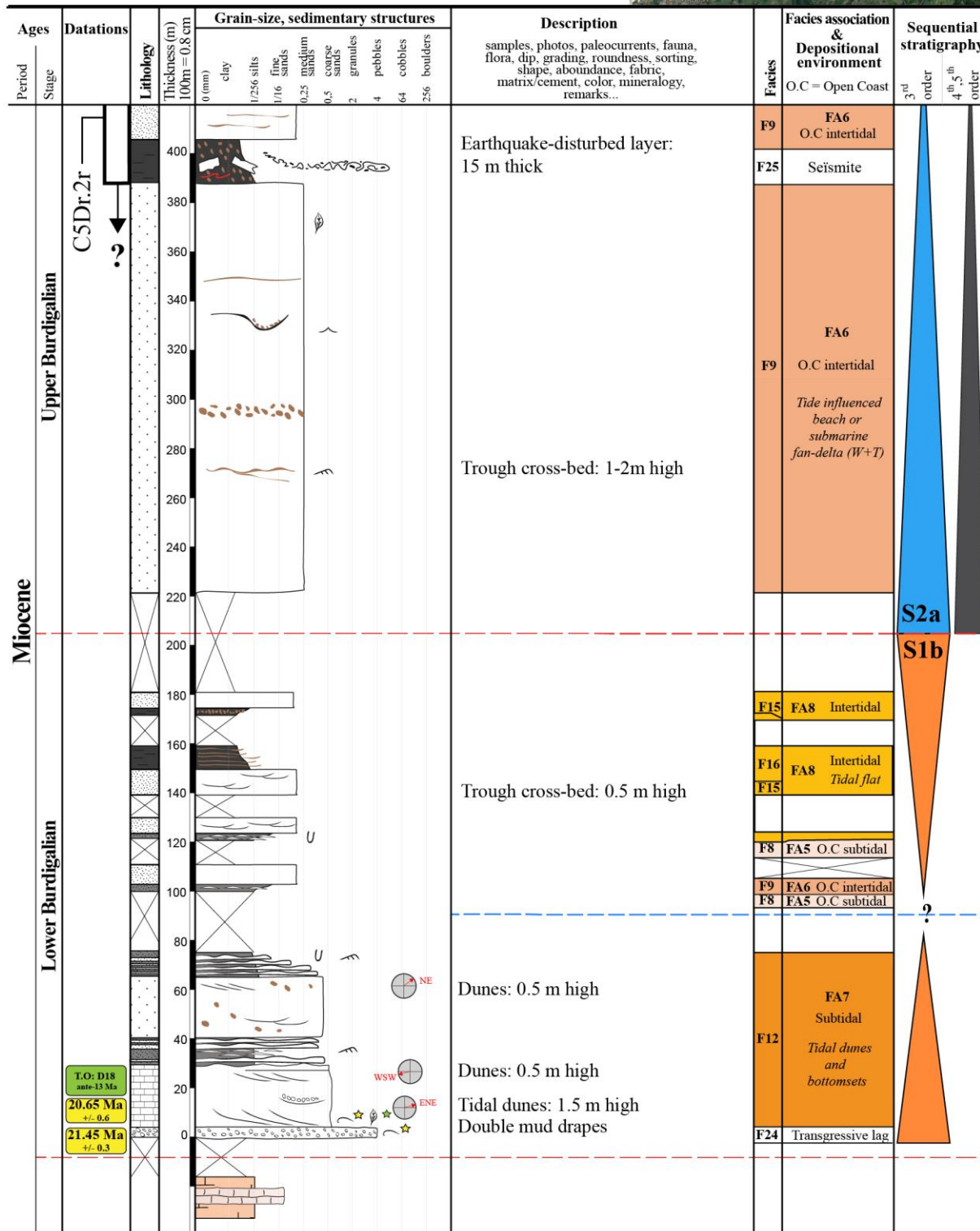


SECTION n°4: Gresy s/Aix

Author: Kalifi Amir

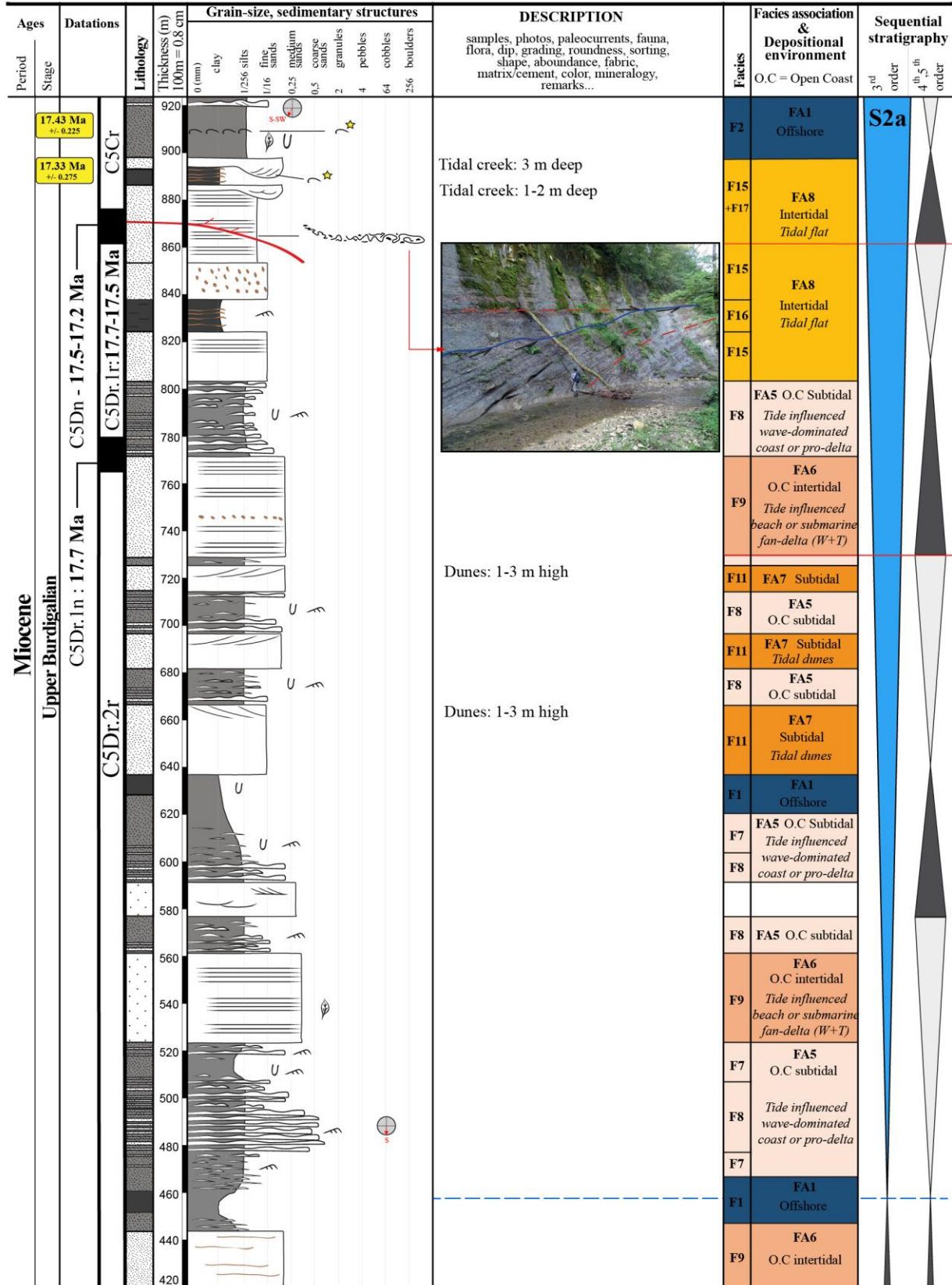


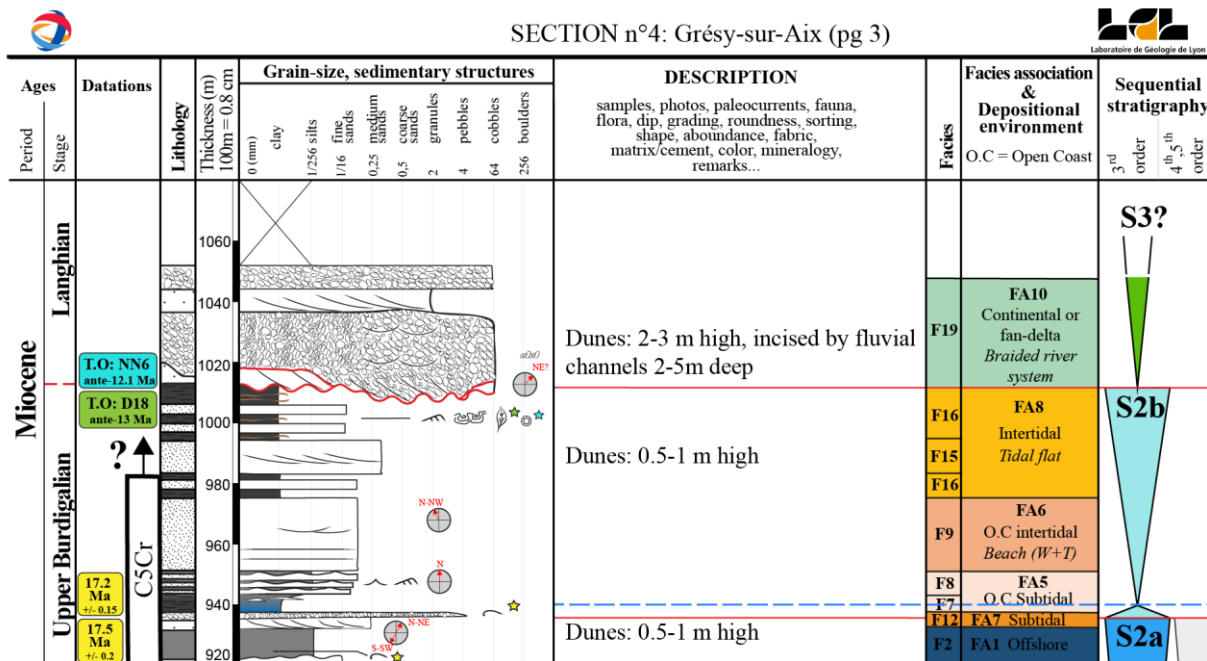
Top: Long: 5.978027° Lat: 45.752958° Z: 491m
 Base: Long: 5.930310° Lat: 45.724408° Z: 302m





SECTION n°4: Grésy-sur-Aix (pg 2)





Annexe 20: Coupe sédimentologique n°4: Grésy-sur-Aix. Légende en Annexe 84.



SECTION n°5: Forezan

Author: Kalifi Amir



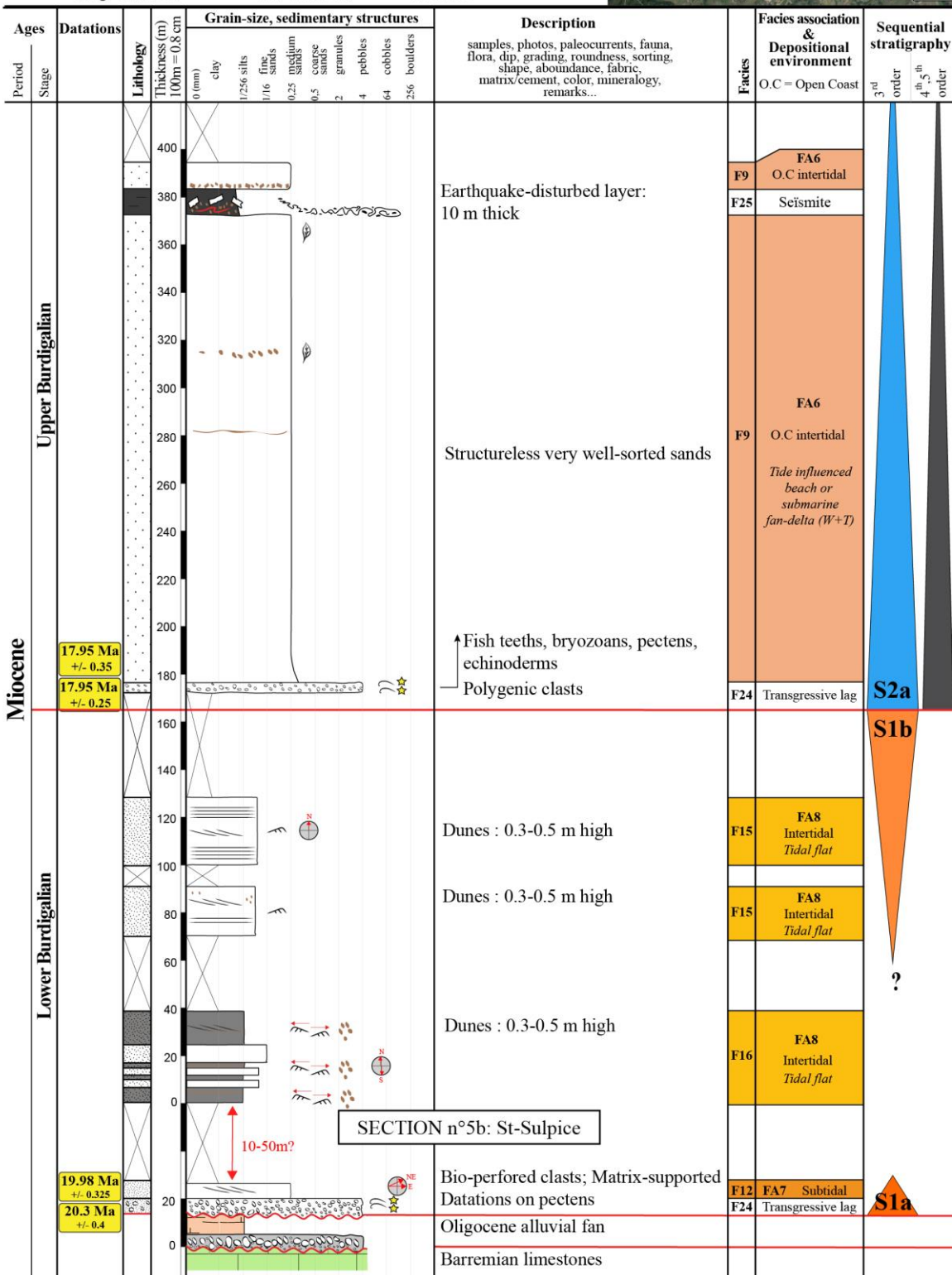
Top: Long: 5.854232° Lat: 45.548415°
 Base: Long: 5.885990° Lat: 45.556784°

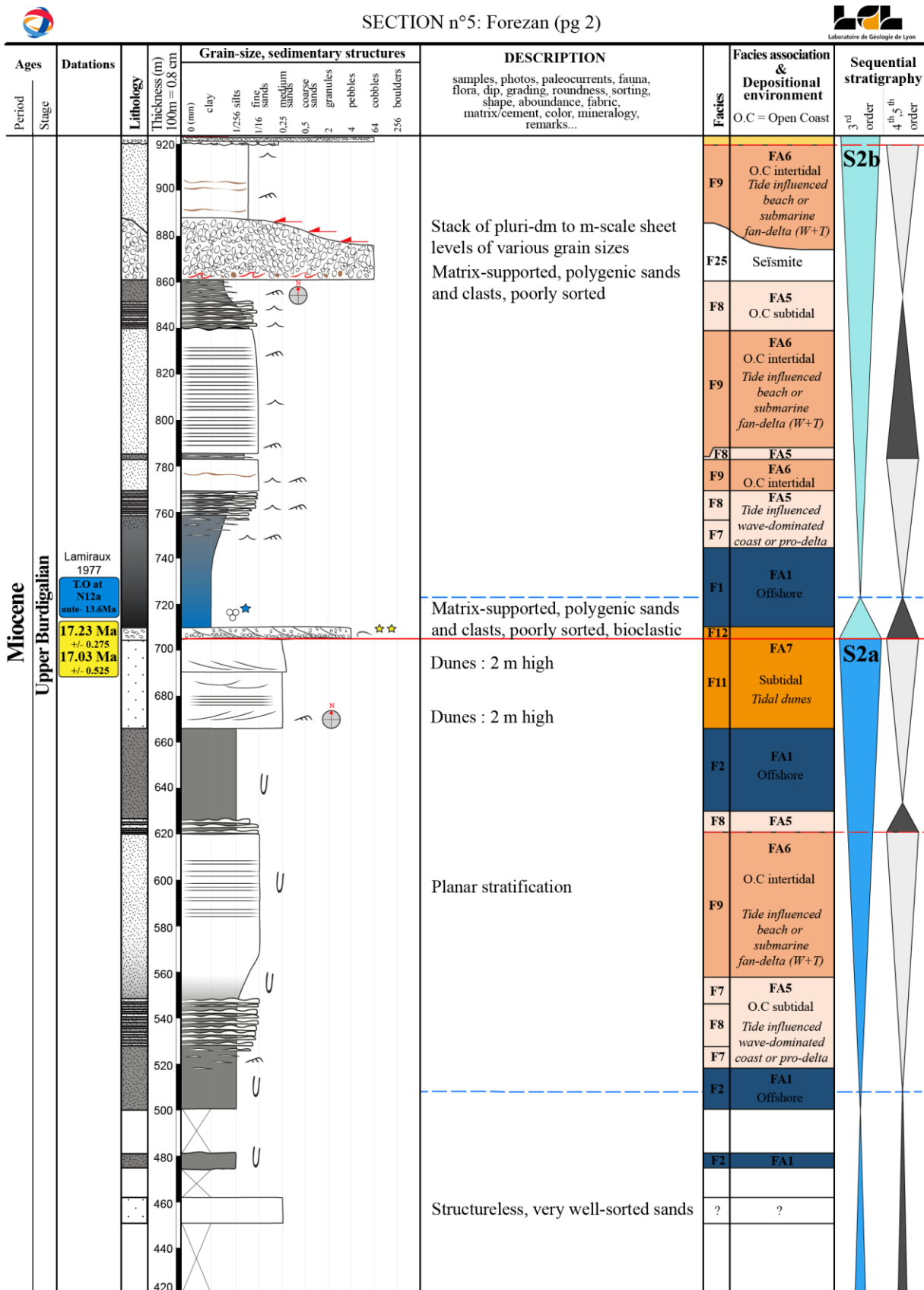
Z: 475m
 Z: 311m

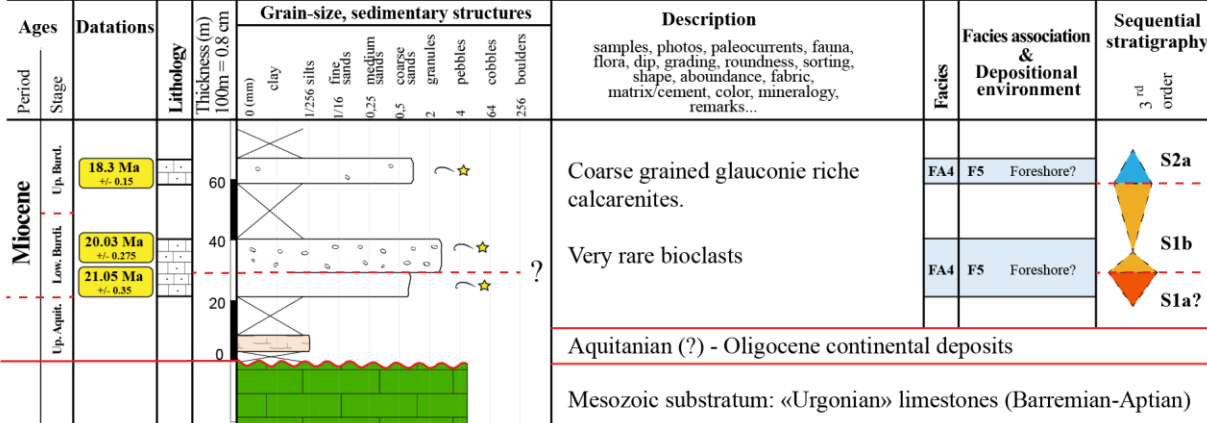
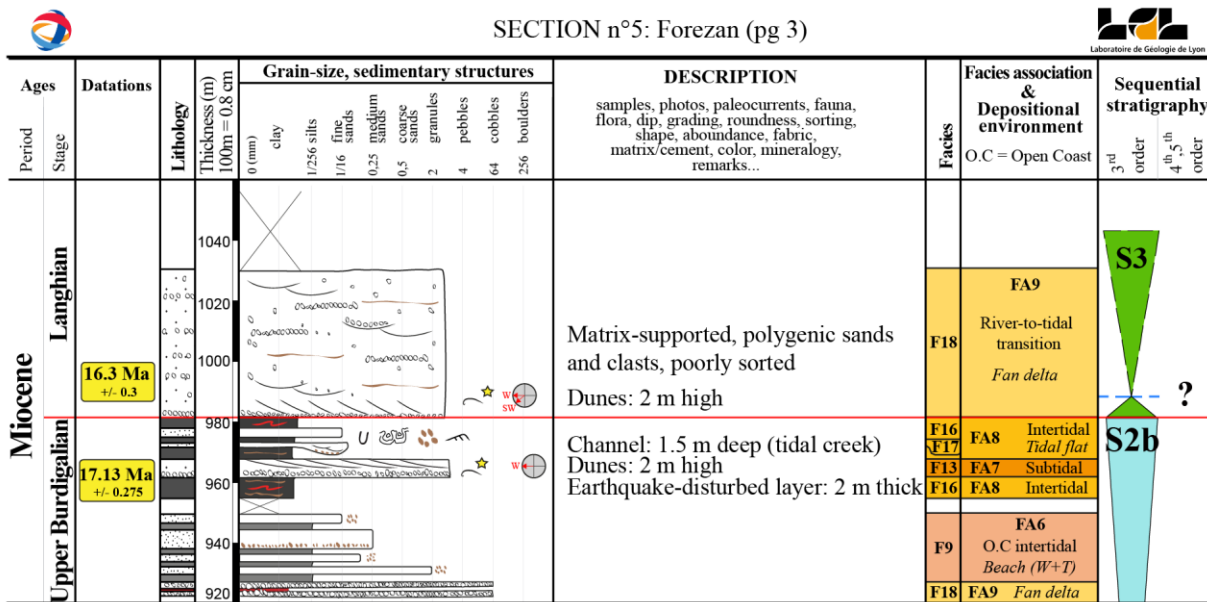


+SECTION n°5b: St-Sulpice

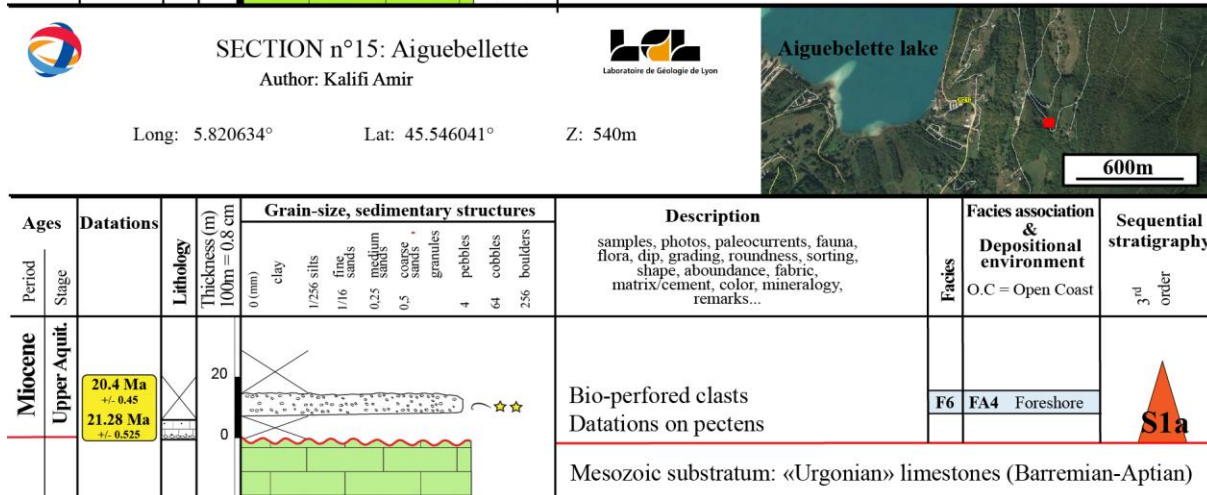
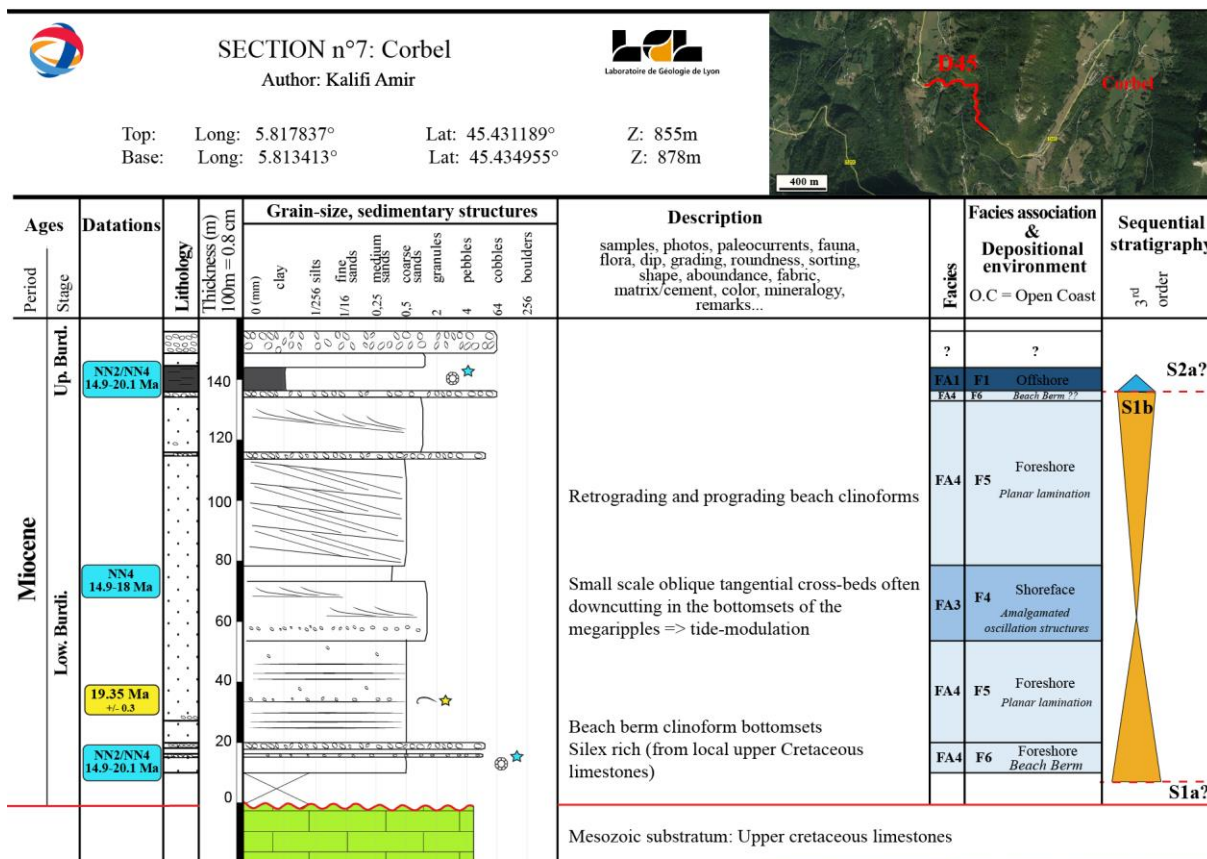
Long: 5.836428° Lat: 45.569746° Z: 660m



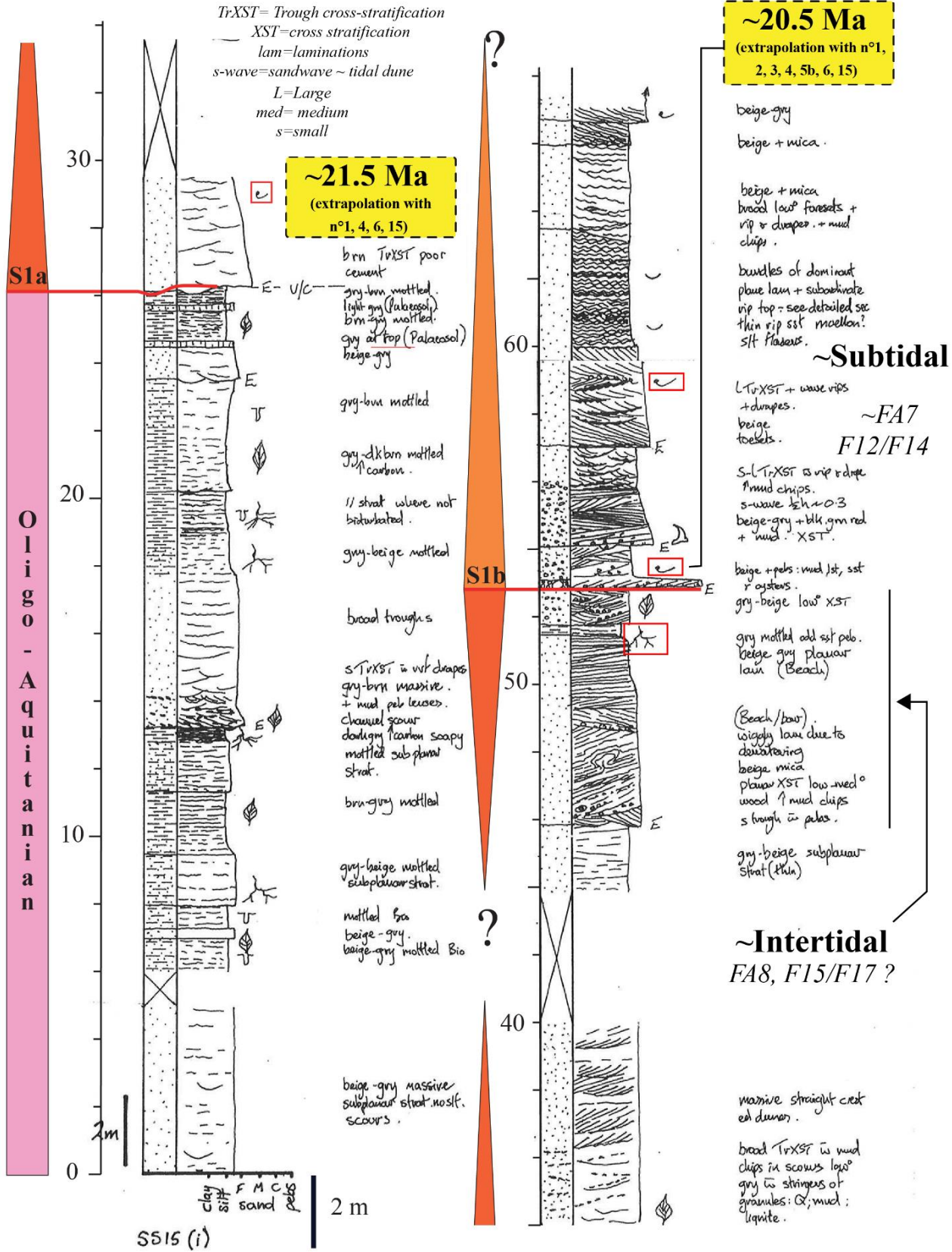




Annexe 21: Coupes sédimentologiques n°5-5b (Forezan-St-Sulpice) et n°6 (St-Jean-de-Couz). Légende en Annexe 84.



Annexe 22: Coupes sédimentologiques n°7 (Corbel) et n°15 (Aiguebellette). Légende en Annexe 84.



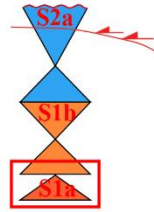
Annexe 23: Coupe sédimentologique A2 : le Vallon de Raffarey (modifié de Bass, 1993). Corrélation avec les coupes 2, 3, 4, 5b, 6, 15 à partir de la STS1a (25.1m) et la STS1b à 53m

n°A3, locality in

RUM25 log section modified from Bass (1991)

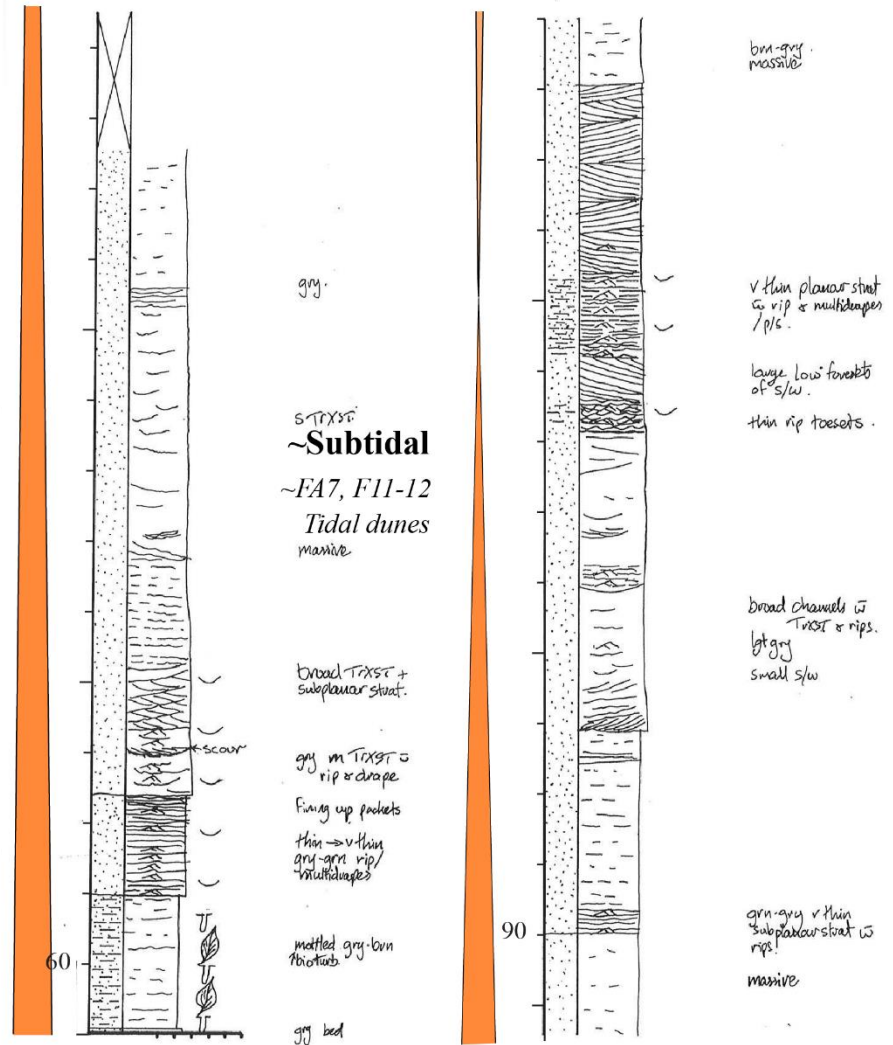
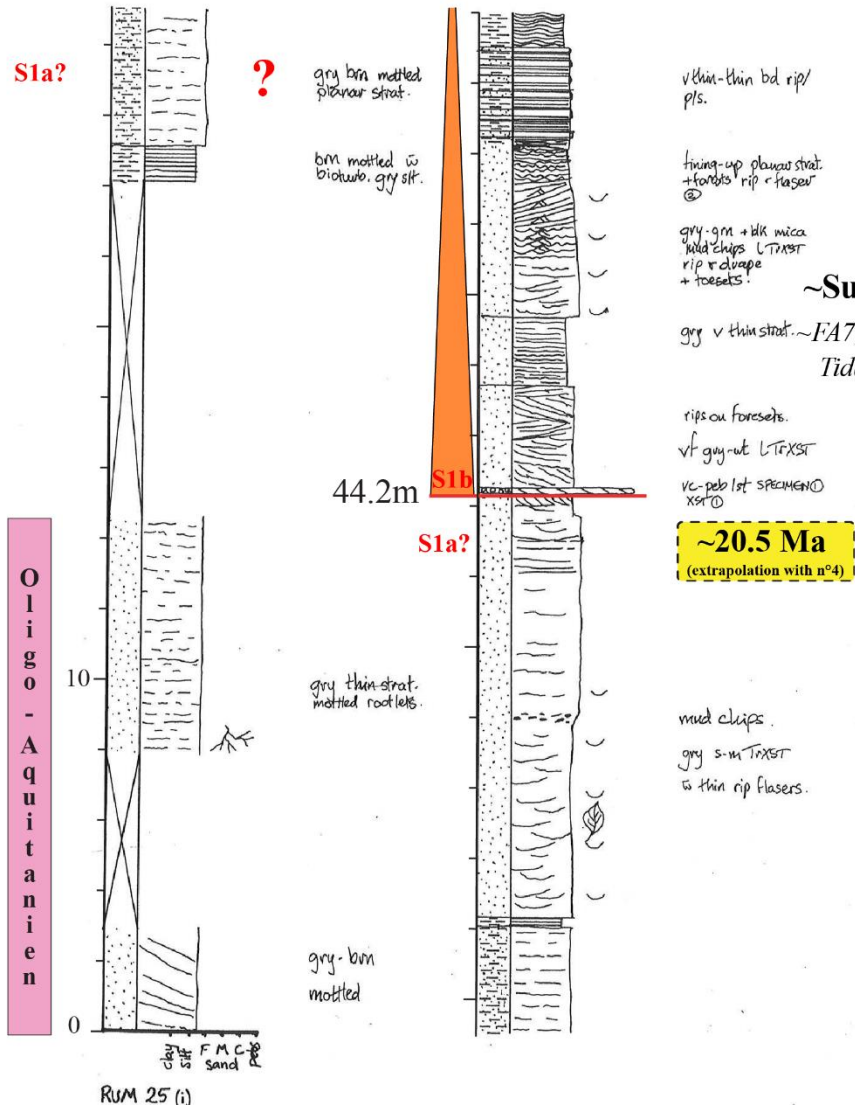
2 levels allow correlation

and timing calibration with log section n°4 (Annexe20): 44.2m (S1b transgressive surface) and 379 m (Seismite).

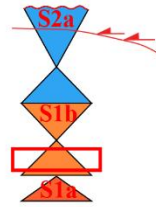


TrXST= Trough cross-stratification
 XST=cross stratification
 lam=laminations
 s-w=sandwave ~ tidal dune

p/s=pinstripe lamination
 Low ° = Low angle
 L=Large
 med= medium
 s=small

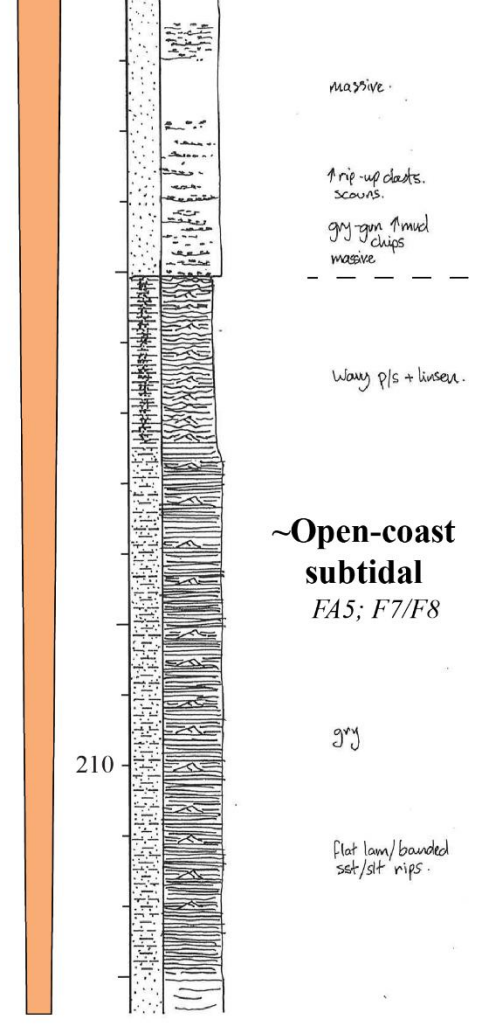
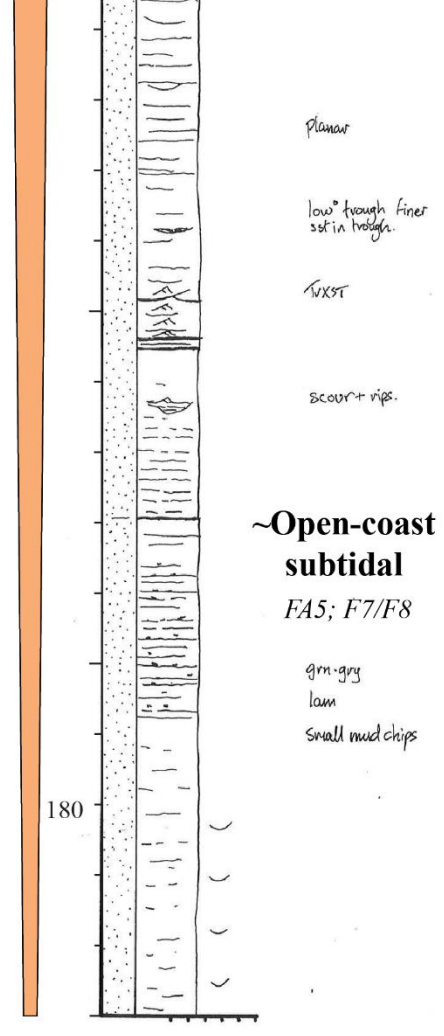
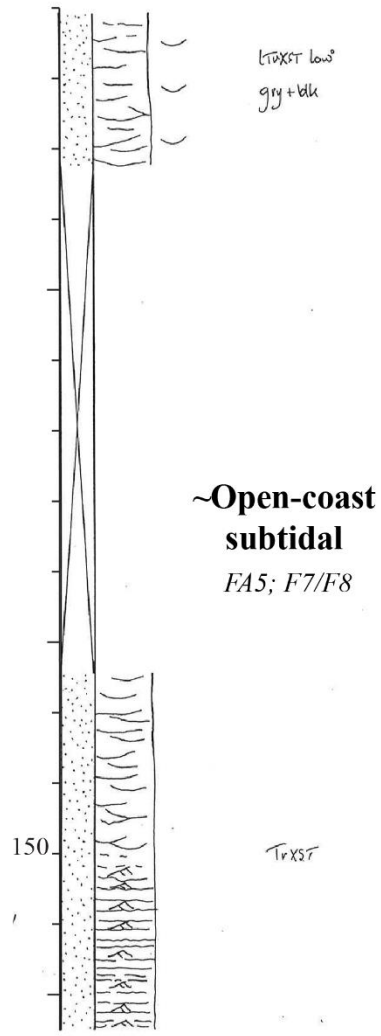
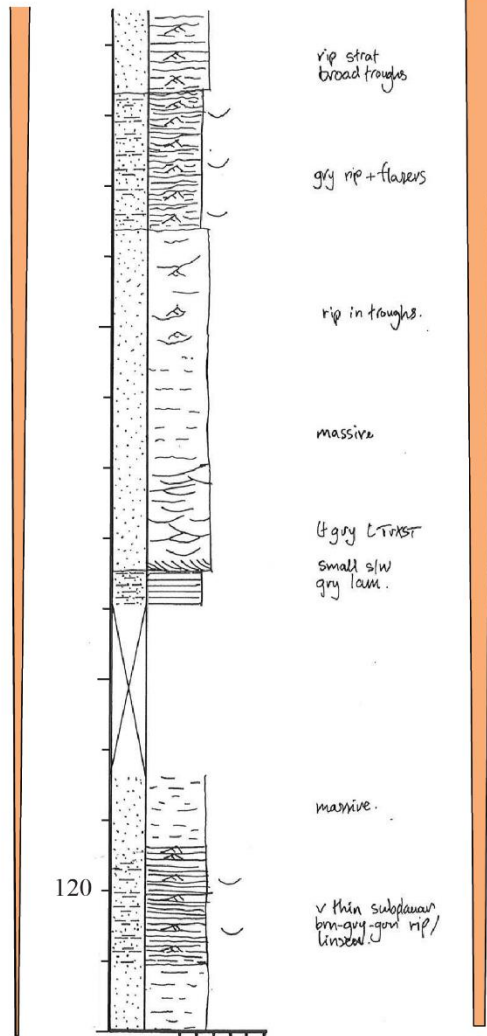


n°A3
(RUM25; modified
from Bass, 1991)

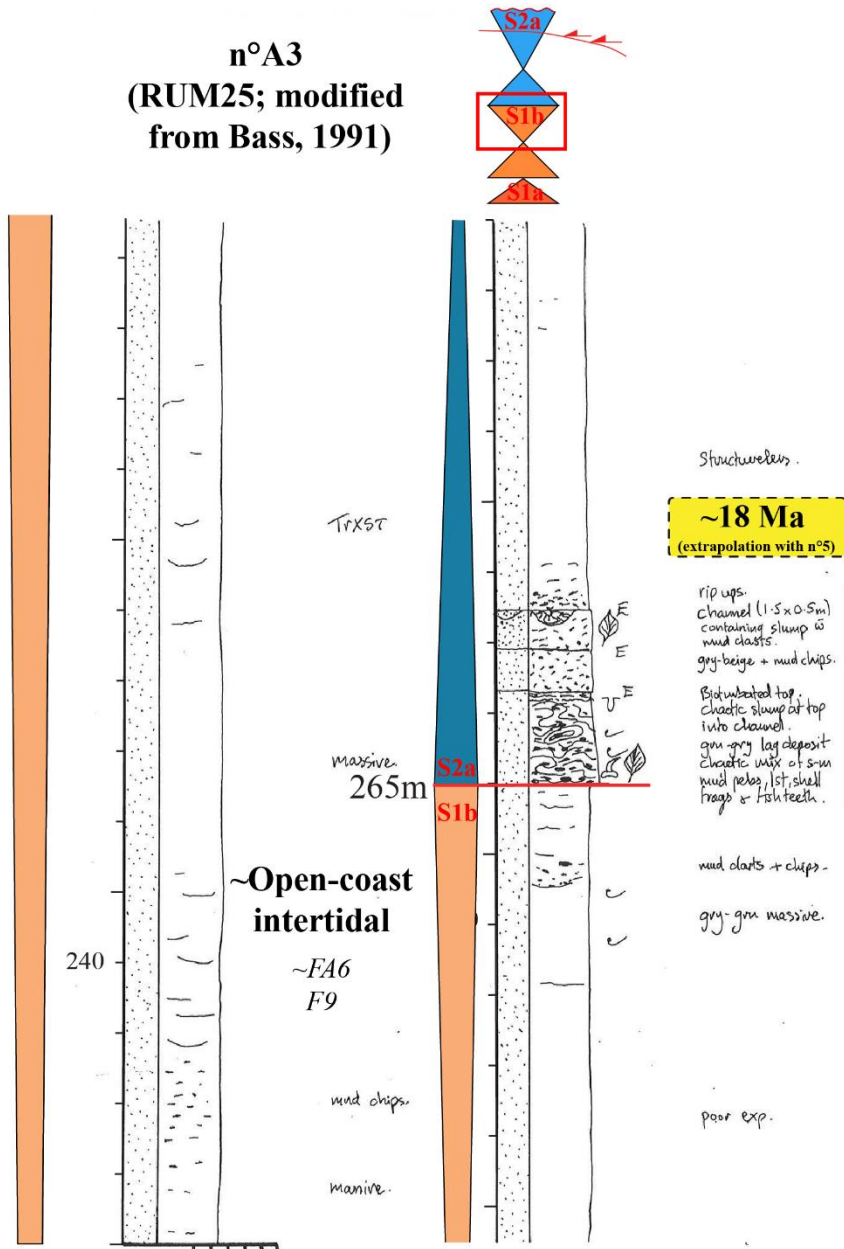


TrXST= Trough cross-stratification
XST=cross stratification
lam=laminations
s-w=sandwave ~ tidal dune

p/s=pinstripe lamination
Low ° = Low angle
L=Large
med= medium
s=small



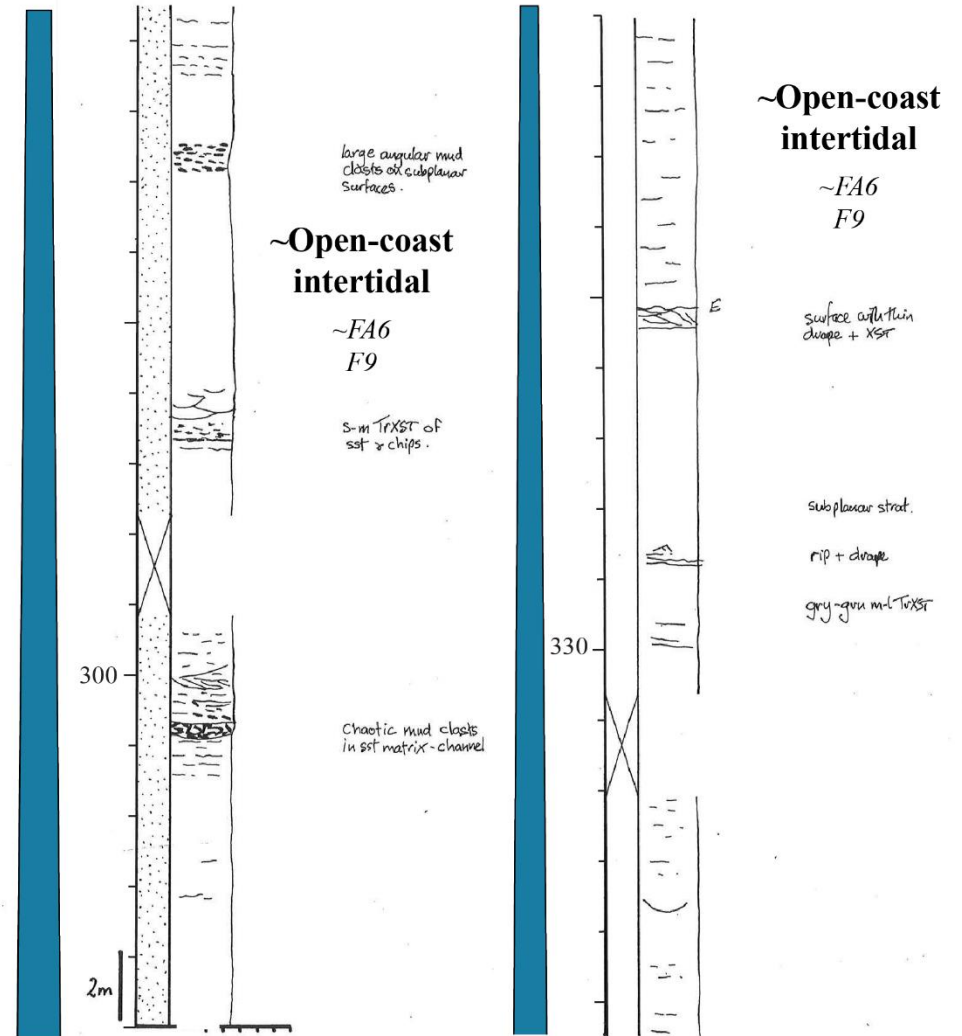
**n°A3
(RUM25; modified
from Bass, 1991)**



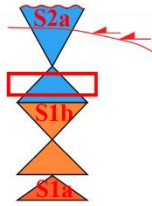
RUM 25 (v)

TrXST= Trough cross-stratification
XST=cross stratification
lam=laminations
s-w=sandwave ~ tidal dune

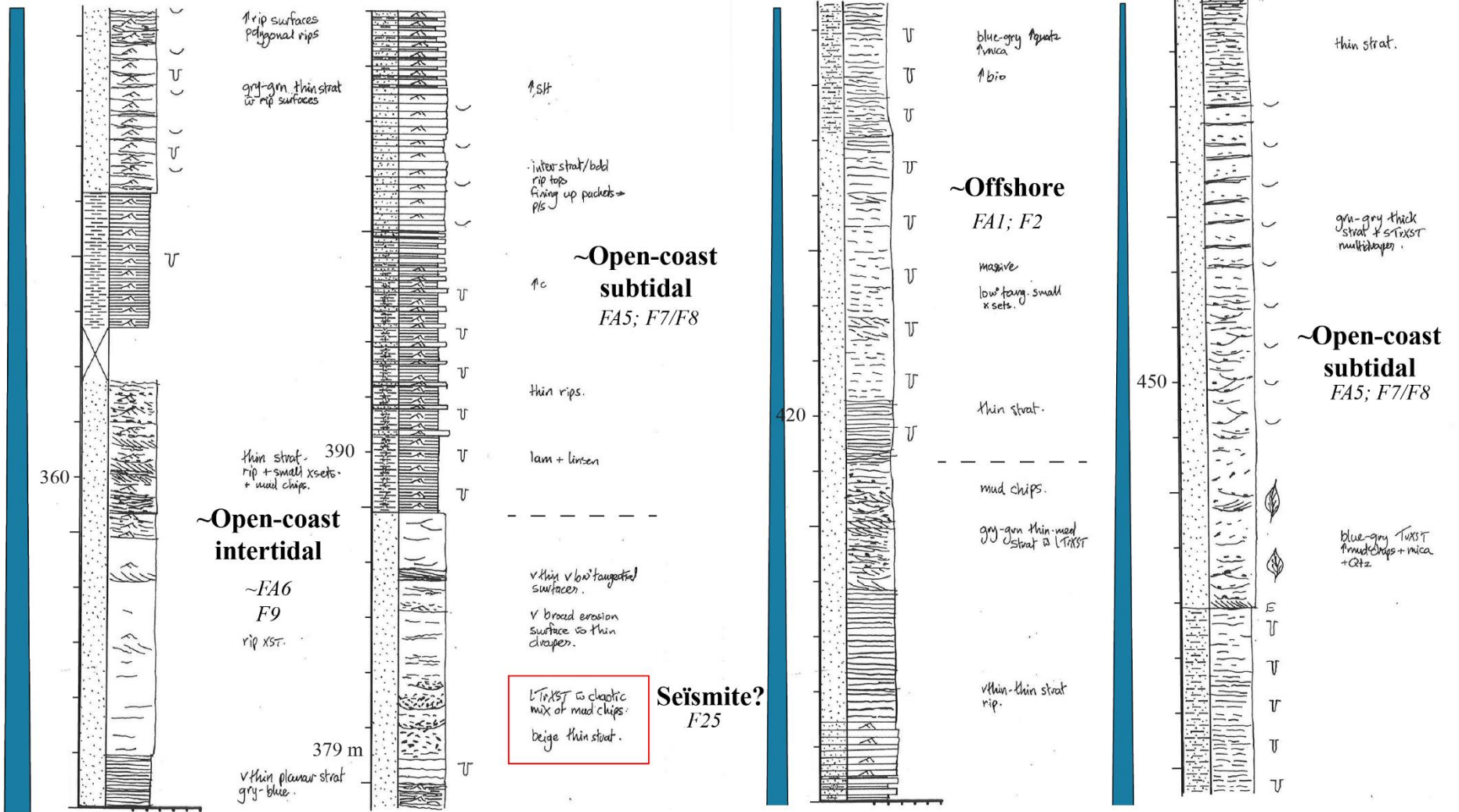
p/s=pinstripe lamination
Low ° = Low angle
L=Large
med= medium
s=small



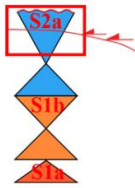
n°A3
(RUM25; modified
from Bass, 1991)



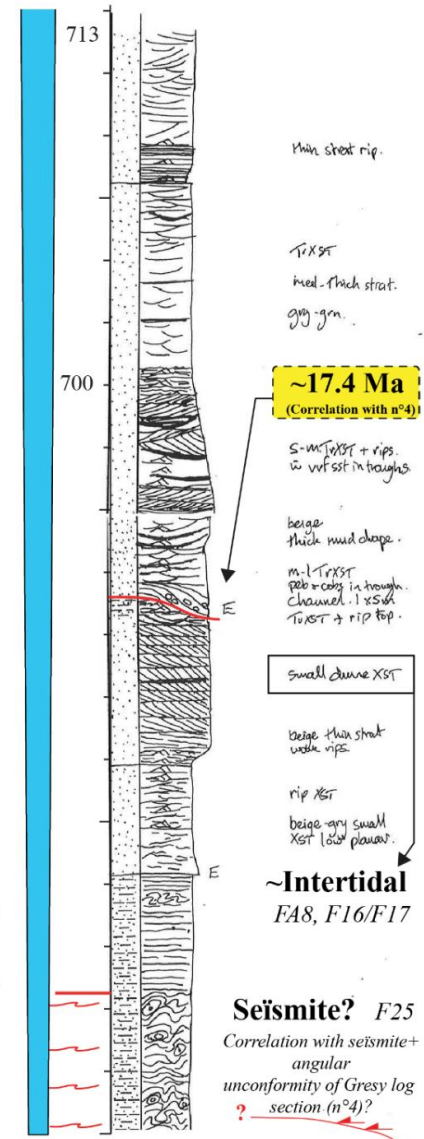
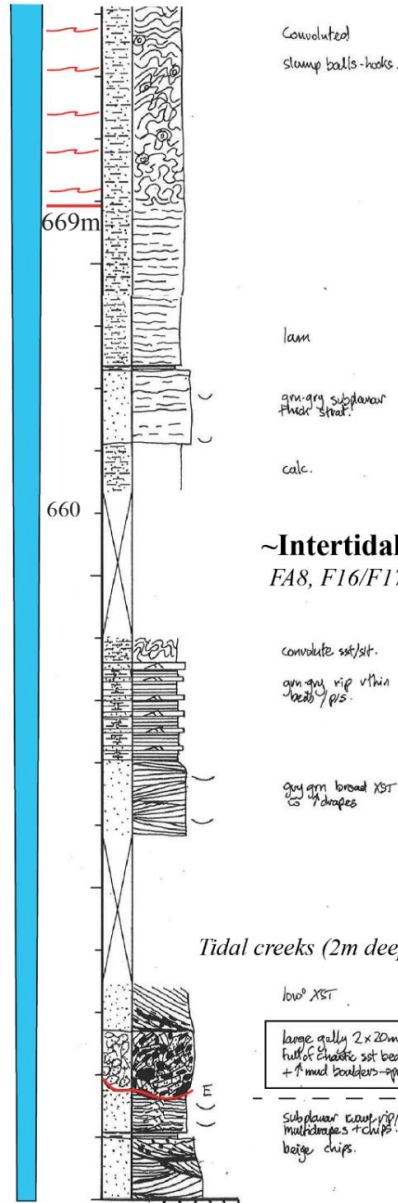
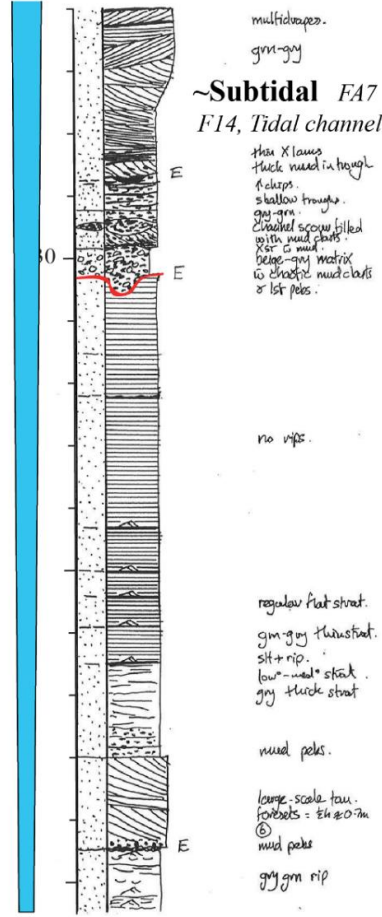
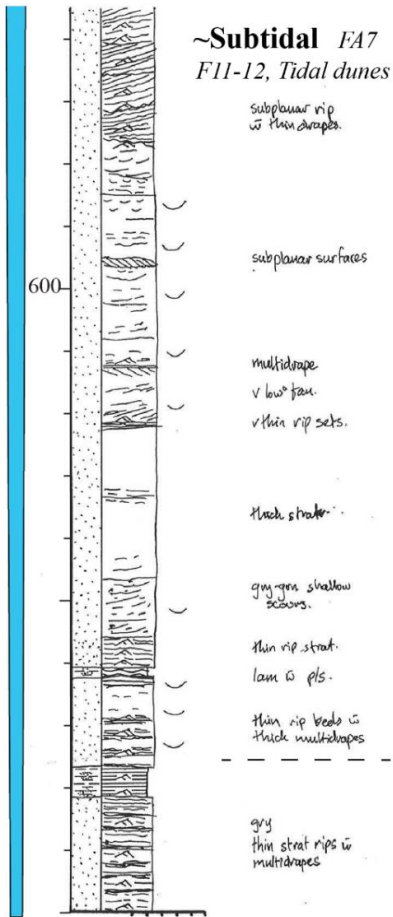
TrXST= Trough cross-stratification
XST=cross stratification
lam=laminations
s-w=sandwave ~ tidal dune
p/s=pinstripe lamination
Low ° = Low angle
L=Large; med= medium; s=small



**n°A3
(RUM25; modified
from Bass, 1991)**



Tr.XST = Trough cross-stratification
 XST = cross stratification
 lam = laminations
 s-w = sandwave ~ tidal dune
 p/s = pinstripe lamination
 Low ° = Low angle
 L = Large; med = medium; s = small



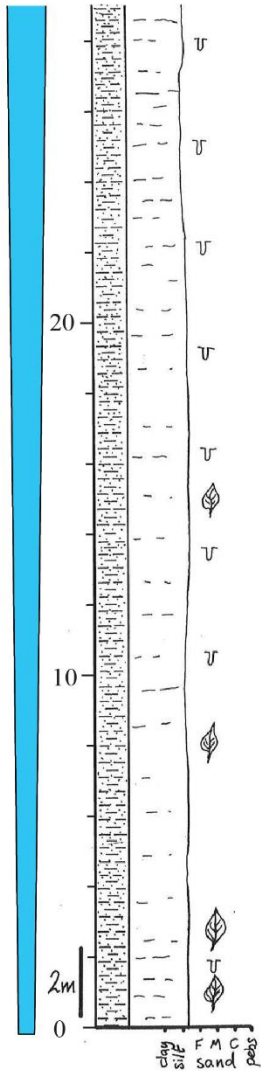
Annexe 24: Coupe sédimentologique A3 : Massigny (modifié de Bass, 1993). Corrélation avec la coupe n°4 (Grésy-sur-Aix) possible grâce à 2 niveaux : 44.2m = LS1b ; 379m=Seismite.

n°A8, locality in
 CH11 log section modified from Bass (1991)
 One level allow correlation
 and timing calibration with log section n°5:
 56.5 m (S2b transgressive surface overlain by the blue marles unit)



TrXST= Trough cross-stratification
 XST=cross stratification
 lam=laminations
 s-w=sandwave ~ tidal dune

p/s=pinstripe lamination
 Low ° = Low angle
 L=Large
 med= medium
 s=small

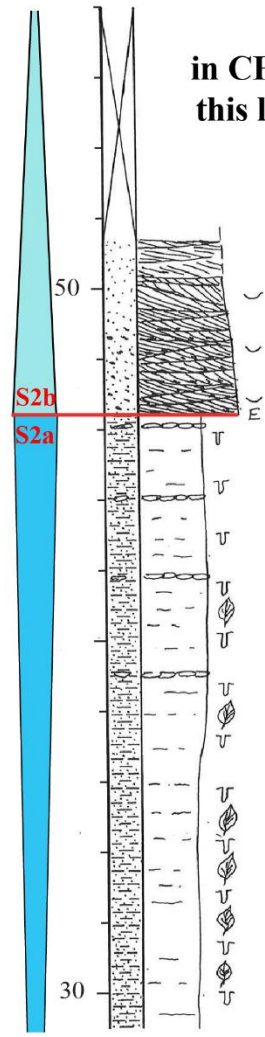


Ch II (i)

gry massive
 ~Offshore
 FA1; F2

massive

chil sil F M G sand pebb



in CH24 (Bass, 1991),
 this level is bioclastic

~17.2 Ma
 (extrapolation with n°5)

~Subtidal
 ~FA7, F11

gry-gm+ort+red+
 black + mud chips
 small slw-tang
 XST

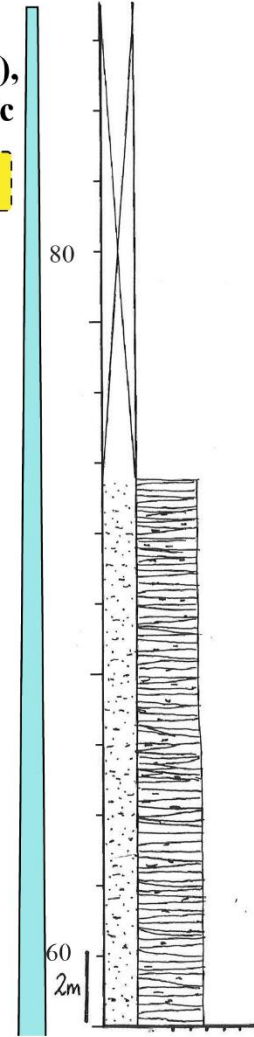
~Open-coast
 subtidal?
 FA5; F7/F8

more bedding subfaces
 few calcareous
 concretions.

mottled

poor stratification.

heavy bioturbation
 + lagrite

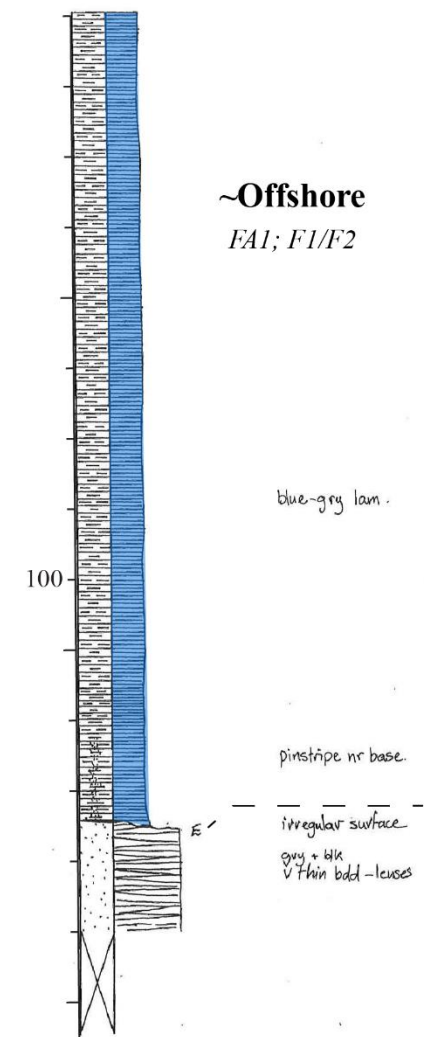


Ch II (ii)

~Subtidal
 ~FA7, F11

low°-med° XST

brn-gry + blk+red
 + mud chips
 thin-rthn bed
 lensing XST w
 rips



~Offshore
 FA1; F1/F2

blue-gry lam.

pinstripe nr base.

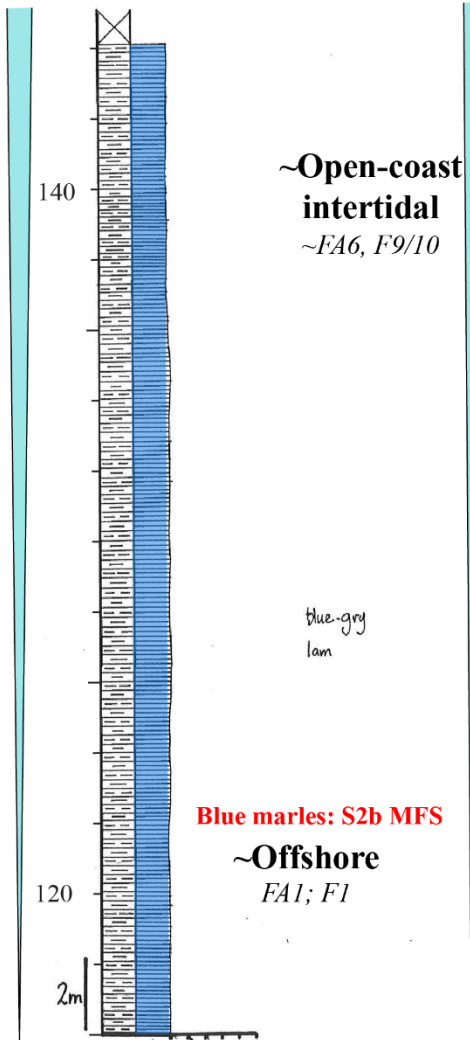
irregular surface
 gry + blk
 V thin bed - lenses

n°A8
(CH11; modified
from Bass, 1991)

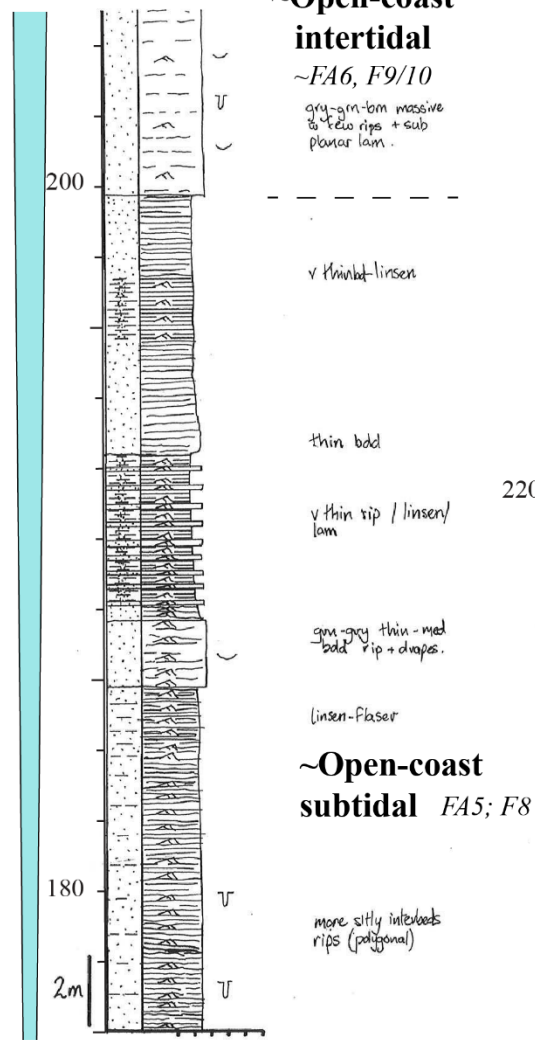
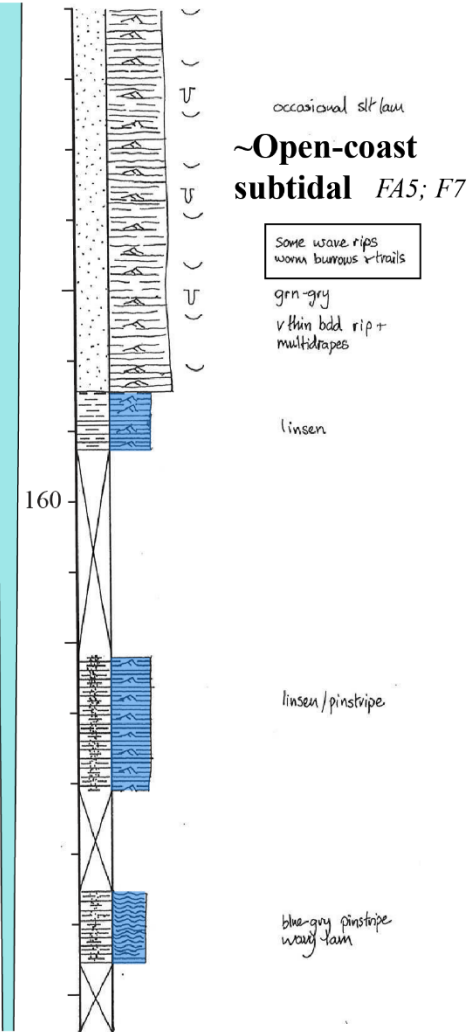


Tr.XST= Trough cross-stratification
XST=cross stratification
lam=laminations
s-w=sandwave ~ tidal dune

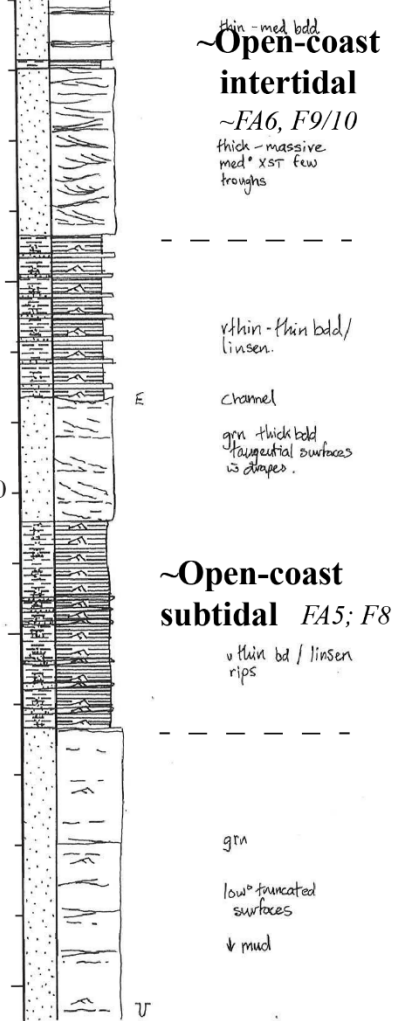
p/s=pinstripe lamination
Low ° = Low angle
L=Large
med=medium
s=small



Ch II (iii)



Ch II (iv)

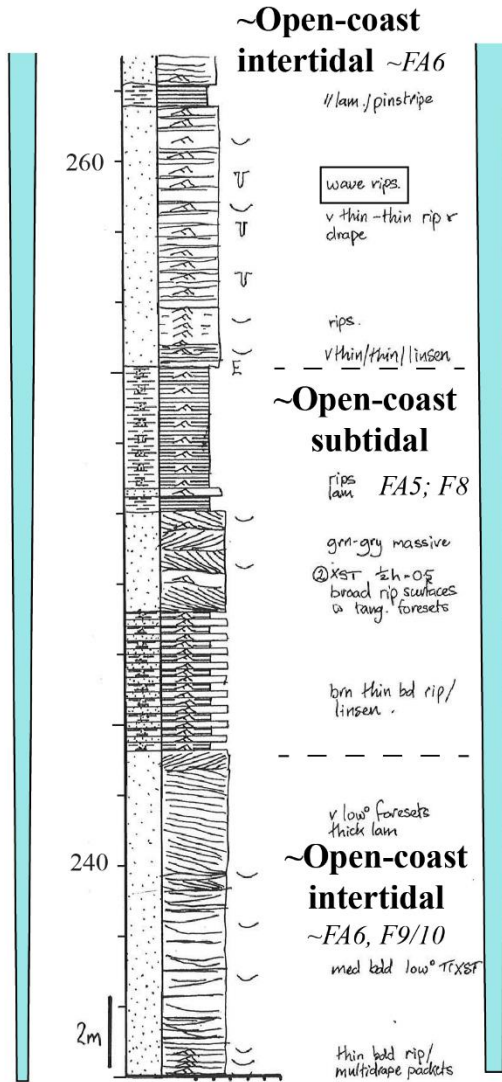


n°5c
(CH11; modified
from Bass, 1991)

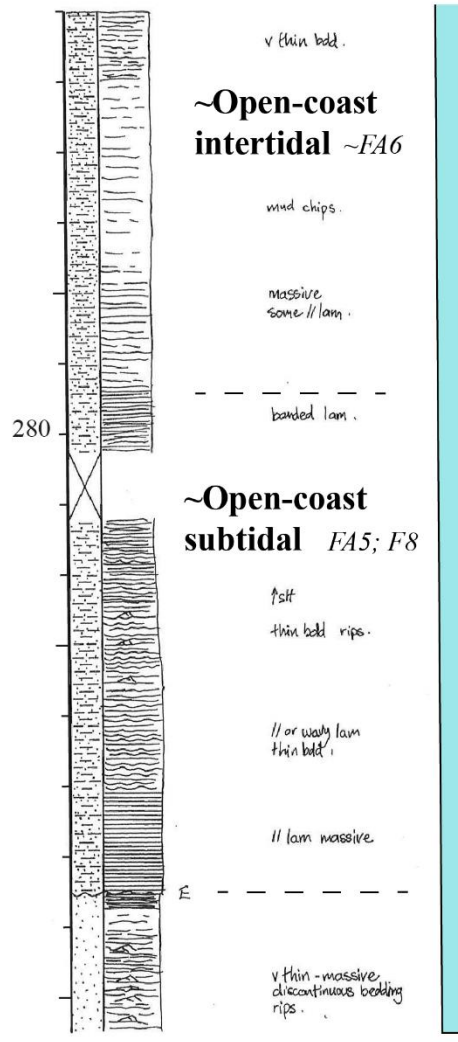


TrXST= Trough cross-stratification
XST=cross stratification
lam=laminations
s-w=sandwave ~ tidal dune

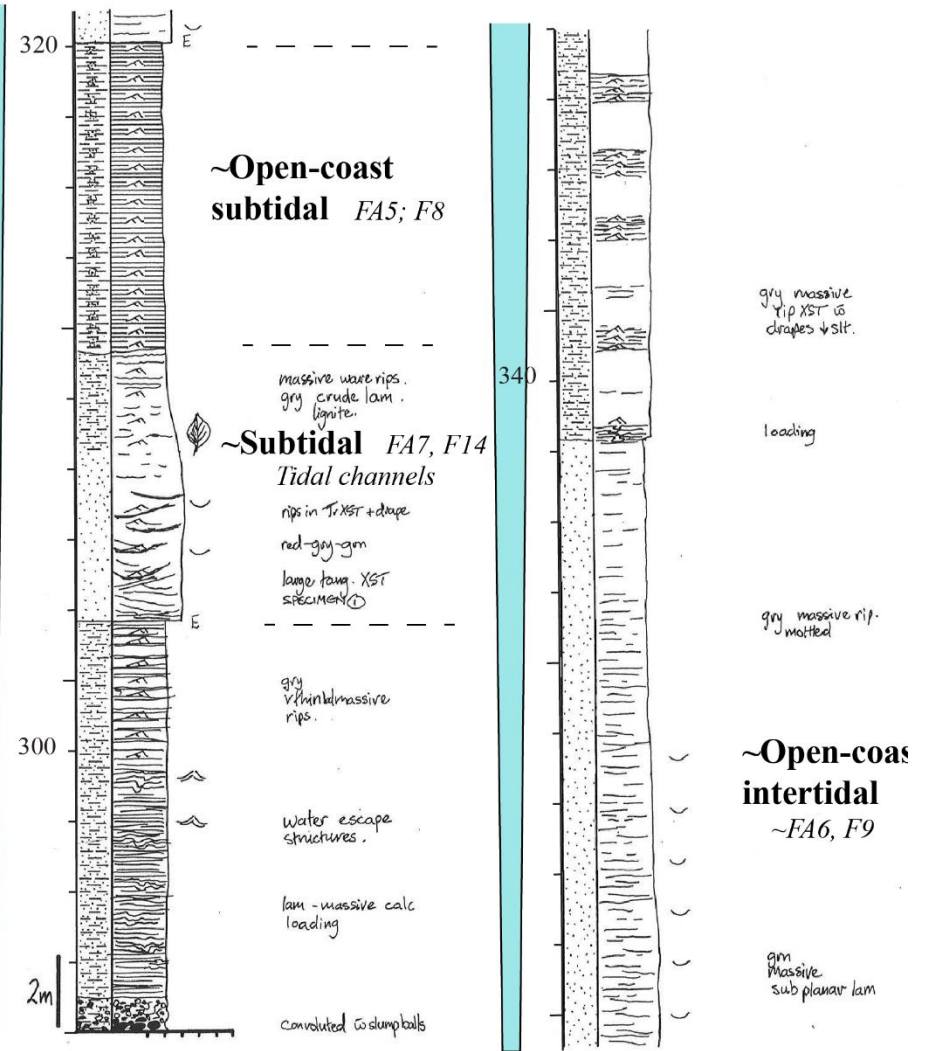
p/s=pinstripe lamination
Low ° = Low angle
L=Large
med= medium
s=small



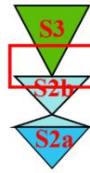
CH11 (v)



CH11 (vi)

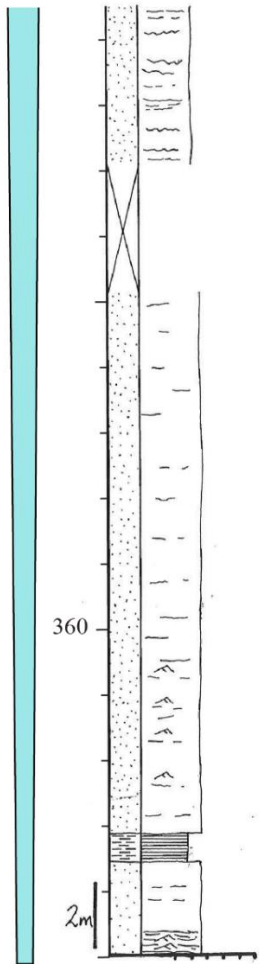


**n°A8
(CH11; modified
from Bass, 1991)**



TrXST= Trough cross-stratification
XST=cross stratification
lam=laminations
s-w=sandwave ~ tidal dune

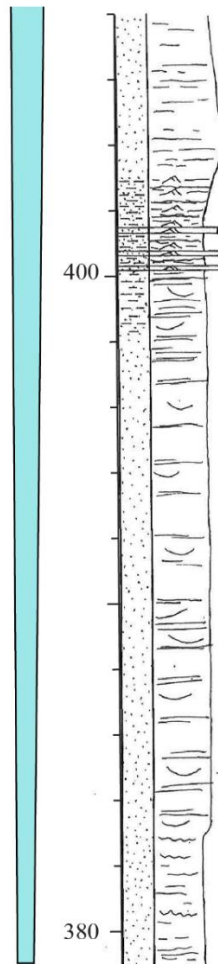
p/s=pinstripe lamination
Low ° = Low angle
L=Large
med= medium
s=small



gry brn massive
wavy lam.
mica.

massive
**~Open-coast
intertidal**
~FA6, F9

grn
massive w few rips

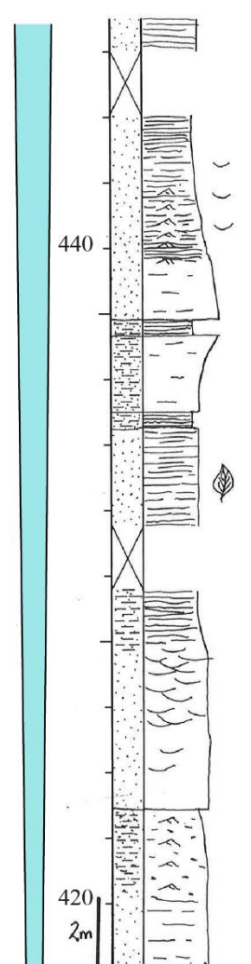


poor exp.
gry-brn massive
poor lam

rip beds w
bands of gry brn

**~Open-coast
intertidal?**
~FA6, F9

grn massive
w troughs &
lam.



gry lam

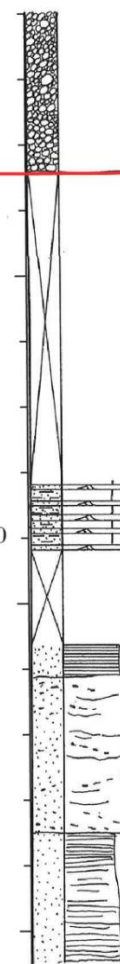
rips massive mica
gry lam rips
rd+or+blk beige-
gry massive
brn
gry mica
massive

brn mica
grn lam
**~Open-coast
intertidal ?**
~FA6, F9

brn mica
sub planar lam.

s-m TrXST w
duapes.

rips + mud chips.



~Braided-river?

~FA10, F19

well rounded pebs-
cobs in vt-f brn-
gry matrix.

beige rips / thin bed
massive

brn-gry thin lam
↑ lignite + mica.

beige + blk massive
w rounded mud chips
-pebs, troughs &
sub planar lam w
rips.

clear lam

gry massive lam
mica.

Annexe 25: Coupe sédimentologique A8 : Ruisseau de Banérioux (modifié de Bass, 1993). Corrélation avec la coupe n°5 (Forezan) possible grâce à un niveau : 56.5m = LS2

ZONE B : Les synclinaux de Proveyzieux - Lans					
n°	Objet et référence	Localisation et numérotation d'origine	GPS (WGS 84: Lat, Long)	Description de la coupe sédimentologique (de la base vers le toit) ou du point d'observation Str= Datation Strontium;	Interprétation ST=Surface de Transgression
8	Coupe sédimentologiques levées	Col de la Charmette	45.328654° ; 5.752210°	Voir Annexe 27	S1b ?
9		La Buissière	45.272070° ; 5.717649°	Voir Annexe 28	S1b, S2a, S2b
10		Le Fontanil	45.245215° ; 5.684795°	Voir Annexe 29	S1b, S2a, S2b ?
12		Route de St-Nizier	Points multiples : Voir annexe 29	Voir Annexe 29	S1b
B1	Point d'observation - Demarcq (1962, 1970)	Col d'Arpoison	45.377126°; 5.776692°	Lambeau de Miocène non carté. Appuie l'hypothèse du raccord initial entre le synclinal de St-Jean-de-Couz et de Proveyzieux.	ST S1b ? Ou S1a?
B3	Age Strontium de la base du Miocène	« Le Gua » : lieu-dit, au nord de Proveyzieux, le long de la D105	45.276938°; 5.705105°	Calcaire gréseux de base, azoïque. Str sur Bulk: 18,65 +/-0,5 Ma	ST de S1b
B4	Coupe sédimentologique de la base du Miocène - Demarcq (1962, 1970)	«Mourets» : Hameau au Nord-est de Villard-de-Lans	45.071553°; 5.577793°	(i) Substratum créacé supérieur, (ii) Miocène basale: Sables verdâtre à <u>galets verdis riche en bryozoaires</u> , balanes et radioles d'oursins (0,15m), sables grossiers verdâtres (2,2m), conglomérat molassique à galets verdis (0,8m), molasse gréseuse grisâtre (quelques mètres), (iii) <u>marnes</u> (épaisseurs ?)	ST S1b (ii) Sables verdâtres riche en bryozoaires = corrélation avec sables à bryozoaires de base du synclinal de Proveyzieux.
B2	Age Strontium de la base du Miocène	"Planfay" : a l'est du lieu-dit, suivre le chemin de la Galneye en direction du Mont Rachais	45.283554°; 5.727038°	Sables grossiers à microconglomérats marins de base (FA4 : « Shoreface »), série inverse. Str sur Bulk: 19,975 +/- 0,875 Ma	ST de S1b

Annexe 26: Liste des points de contrôles de la Zone B: Localisations GPS, données sédimentologiques et chronostratigraphiques, interprétations séquentielles. Voir Annexe 12 pour détails sur les datations strontium.

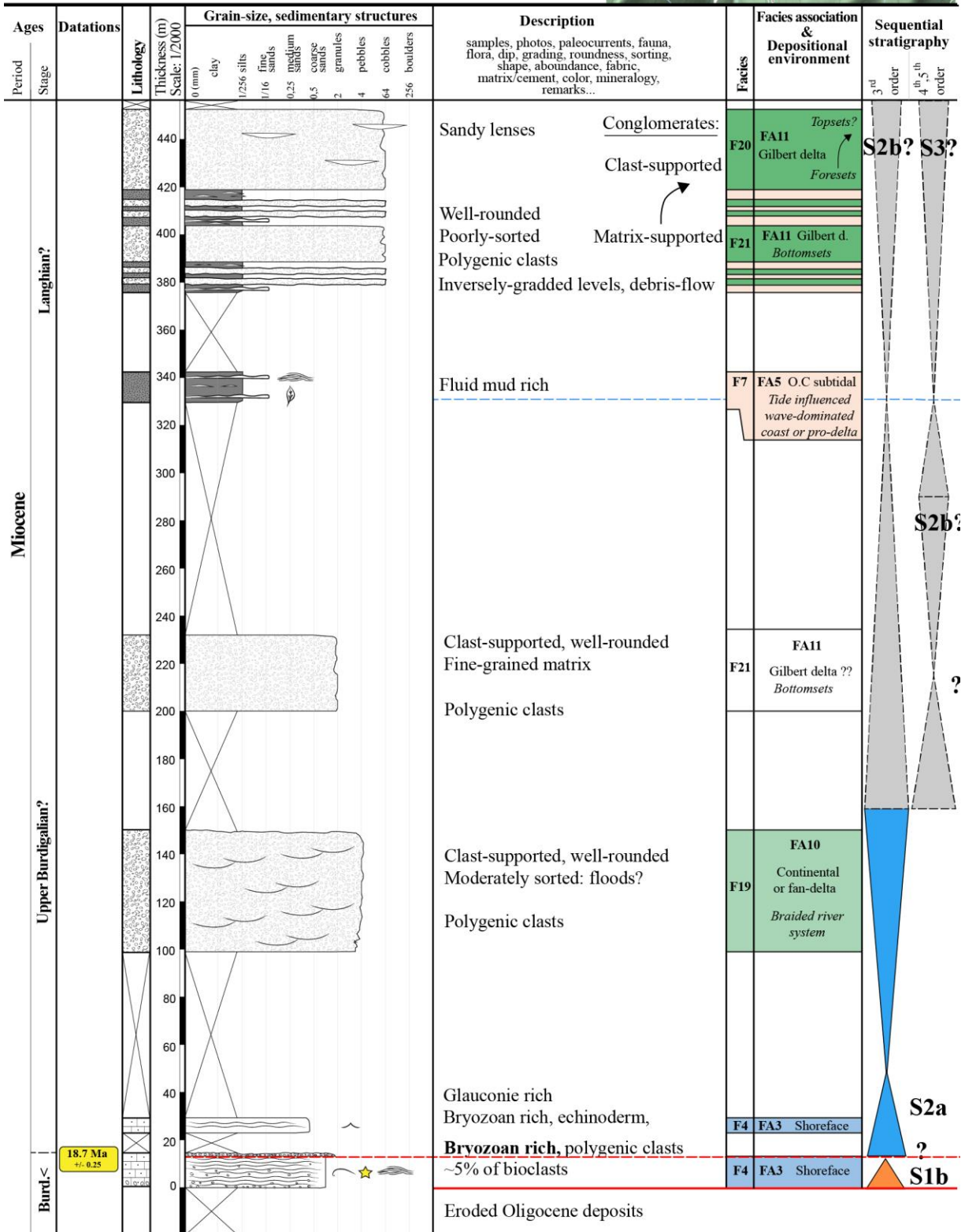


SECTION n°9: La Buissière

Author: Kalifi Amir



Top: Long: 5.707857° Lat: 45.271219° Z: 650m
 Base: Long: 5.717649° Lat: 45.272070° Z: 930m



Annexe 28: Coupe sédimentologique n°9: La Buissière. Légende en Annexe 84.

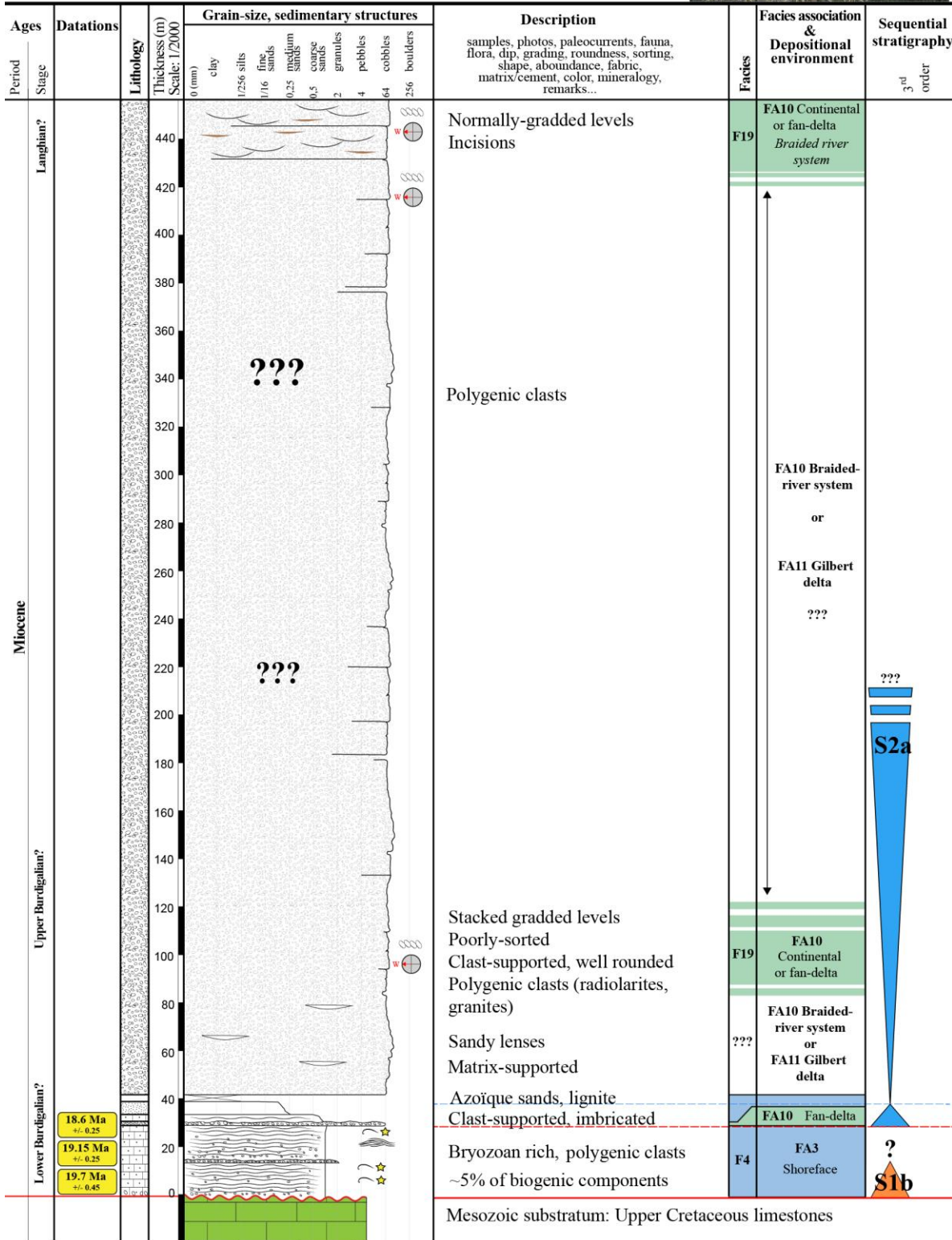


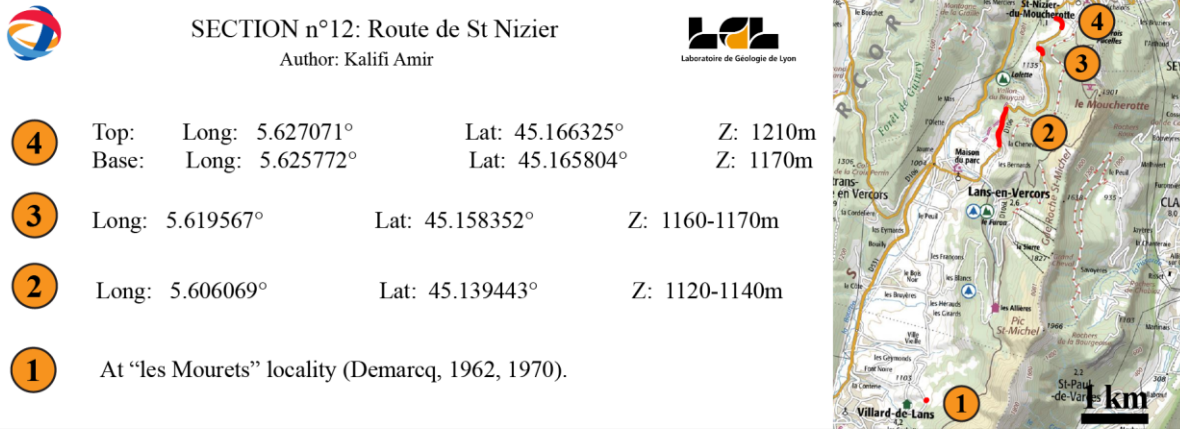
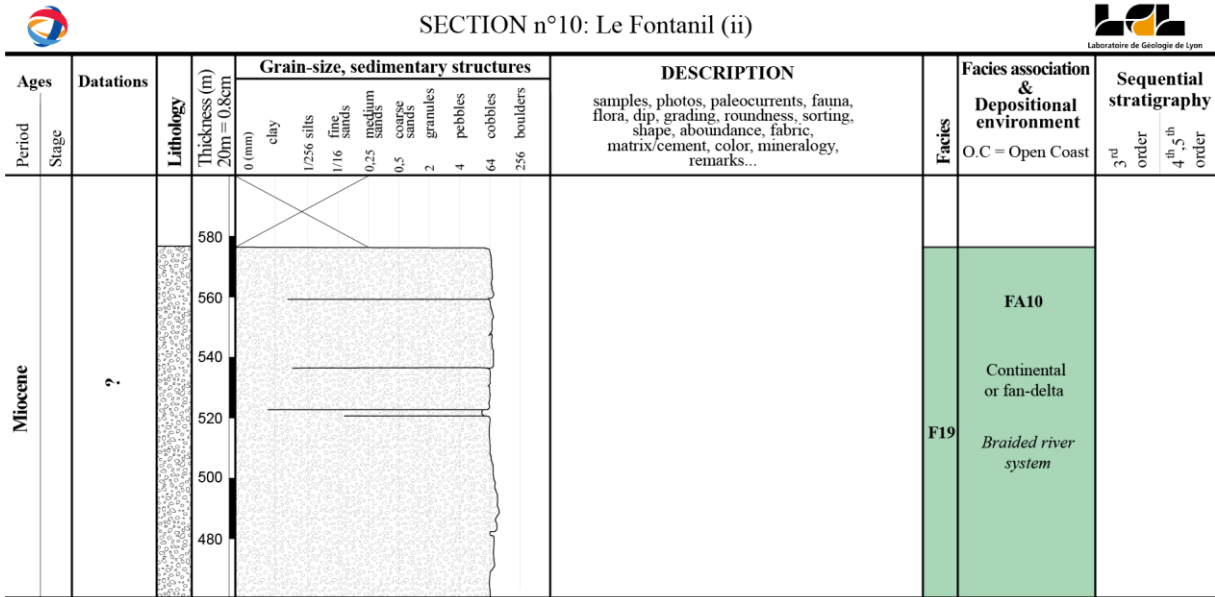
SECTION n°10: Le Fontanil

Author: Kalifi Amir



Top: Long: 5.692599° Lat: 45.244870° Z: 340m
 Base: Long: 5.684795° Lat: 45.245215° Z: 345m





Annexe 29: Coupe sédimentologique n°10 (Le Fontanil) et n°12 (Route de St-Nizier). Légende en Annexe 84.

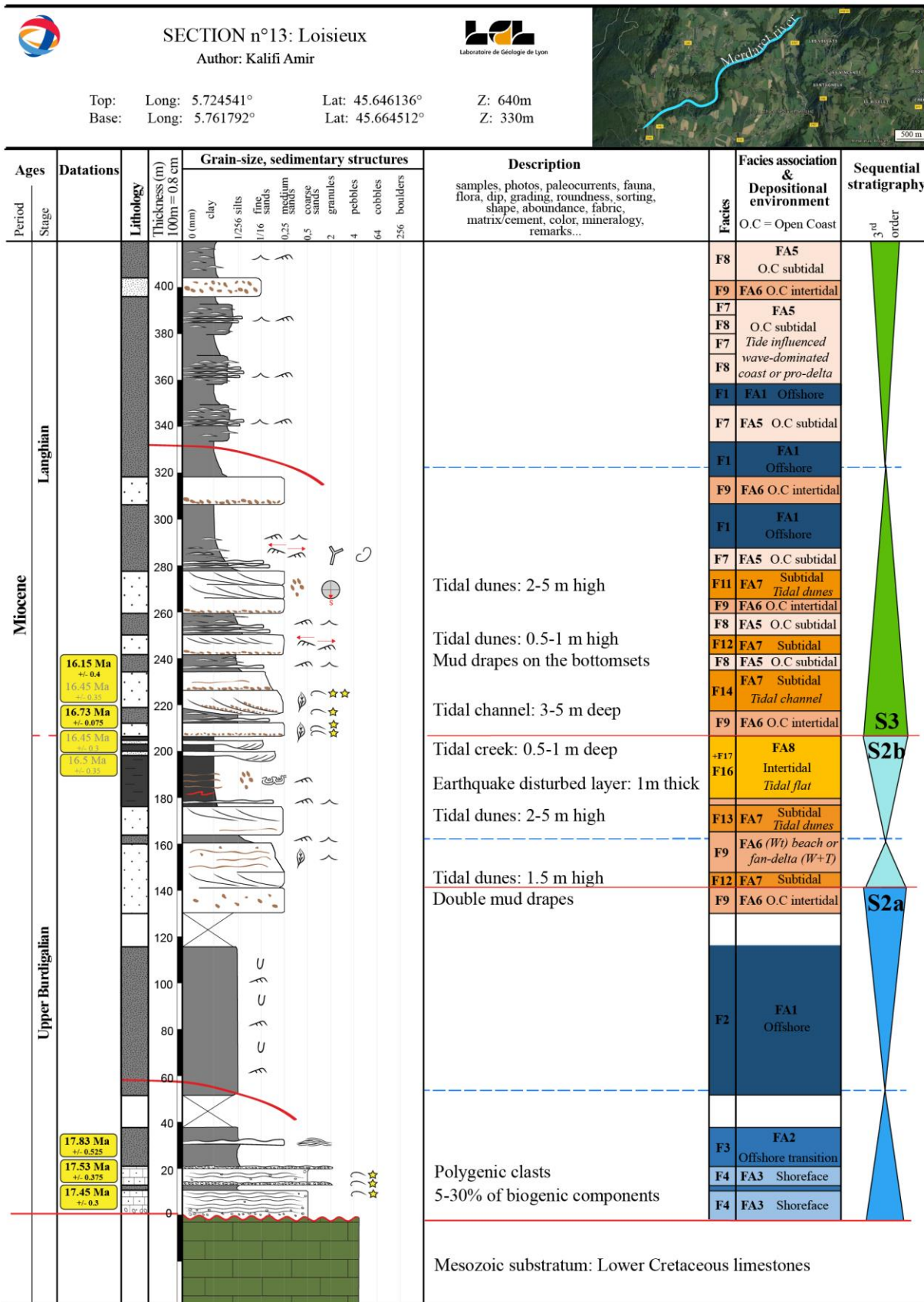
ZONE C : Le synclinal de Novalaise					
n°	Objet et référence	Localisation et numérotation d'origine	GPS (WGS 84: Lat, Long)	Description de la coupe sédimentologique (de la base vers le toit) ou du point d'observation Str= Datation Strontium, N=Biozonation des foraminifères, NN= Biozonation des nanoplanctons	Interprétation CT=Cortège Transgressif SIM=Surface d'inondation maximale CR= Cortège Régressif
13	Coupe sédimentologique levées	Loisieux	45.664512° ; 5.761792°	Voir Annexe 31	S2a, S2b, S3, S4
14		Dullin	45.546266° ; 5.749359°	Voir Annexe 31	S2a
16		Chailles Est	45.473098° ; 5.735986°	Voir Annexe 32	S2a, S2b
17		Les Echelles	45.436298° ; 5.754810°	Voir Annexe 32	S2a
18		Miribel-les-échelles	45.414757° ; 5.703921°	Voir Annexe 33	S2b
19		Fourvoirie	45.377747° ; 5.747897°	Voir Annexe 34	S2a, S2b
26		Saint-Maurice-de-Rotherens	45.608155° ; 5.695950°	Voir Annexe 35	S2a, S2b?, S3 ?, S4 ?
27		Sainte-Marie-d'Alvey	45.596622° ; 5.723324°	Voir Annexe 35	S2a
28		Chailles ouest	45.487290° ; 5.719321°	Voir Annexe 36	S2a
C1	Coupe sédimentologique synthétique datée par foraminifères, nanoplanctons, dinokystes - Charollais et al. (2005)	Synclinal de La Pesse	Voir Fig.4 (Charollais et al., 2005) pour la localisation exacte de l'ensemble des affleurements	Substratum Crétacé, (i) Conglomérat de base discontinu latéralement, à galets de calcaires crétacés, souvent bioperforés (0,5m), (ii) marnes glauconieuses à foraminifères (41m, NN3-NN4), (iii) marnes silteuses grises et lumachelle à huitres en top d'unité (230m-NN4). (i + ii + iii) N5sup-N7. (iv) Conglomérat des Coîtes: superposition de 2 ensembles stratonomiques, tous deux caractérisés par une base dominée par des grès grossiers glauconieux à microconglomérats polygéniques, à faune marine et à critères tidaux (?) (67m), (v) silts argileux riche en palynomorphes et à critères tidaux, sans faune marqueur (30m-Langhien inférieur d'après l'auteur?).	(i) ST+CT S2a (ii, iii) SIM+CR - S2a (iv) Superposition probable des ST de S2b et S3 (v) SIM S3
C2	Coupe sédimentologique de Saint-Martin-de-Bavel daté par biostratigraphie Rangheard et al.	Saint-Martin-de-Bavel, le long de la d69, à partir de la cote 270	45.860201° ; 5.679545°	(i) Conglomérat polygéniques avec galets calcaires perforés de trous de pholades (3m), (ii) calcaires sableux (1-2m), (iii) silts argileux à zones gréseuses micacée et de teinte gris à gris-	(i, ii, iii) S2a. Succession similaire à la base de la coupe n°13 de Loisieux (Annexe 31). (iv) S2b: les

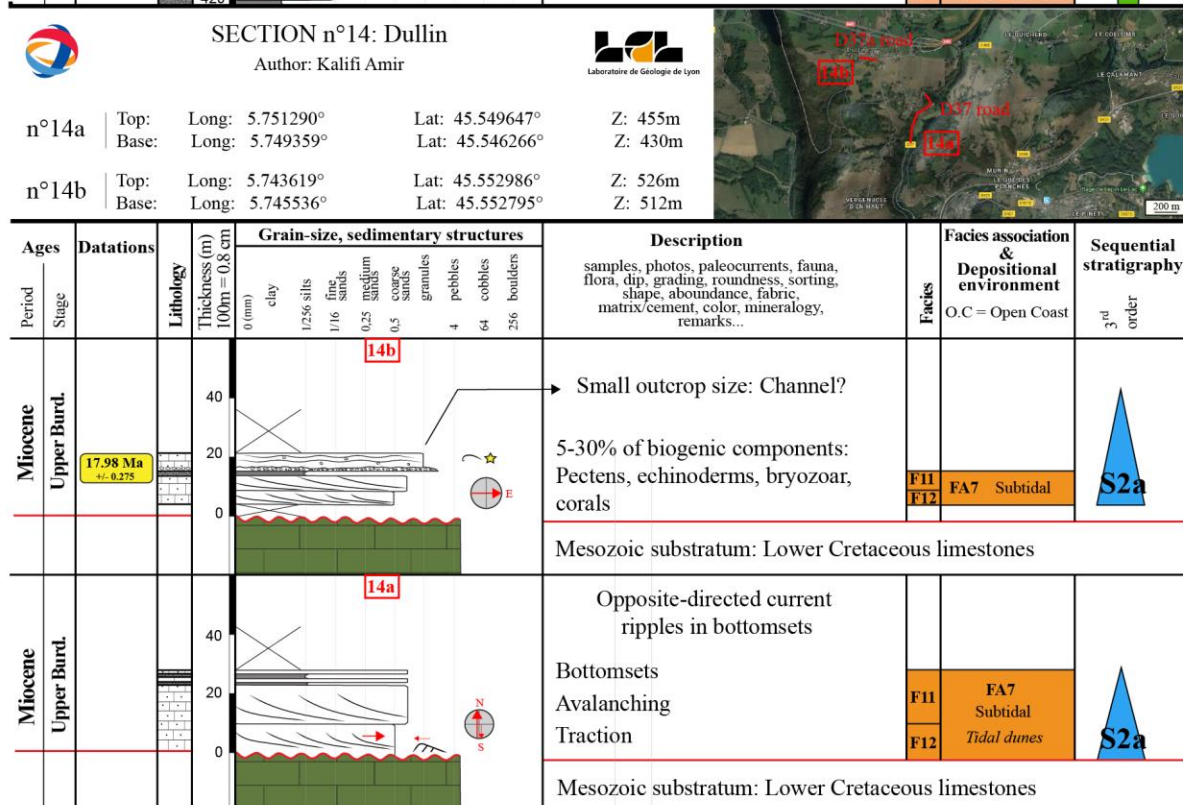
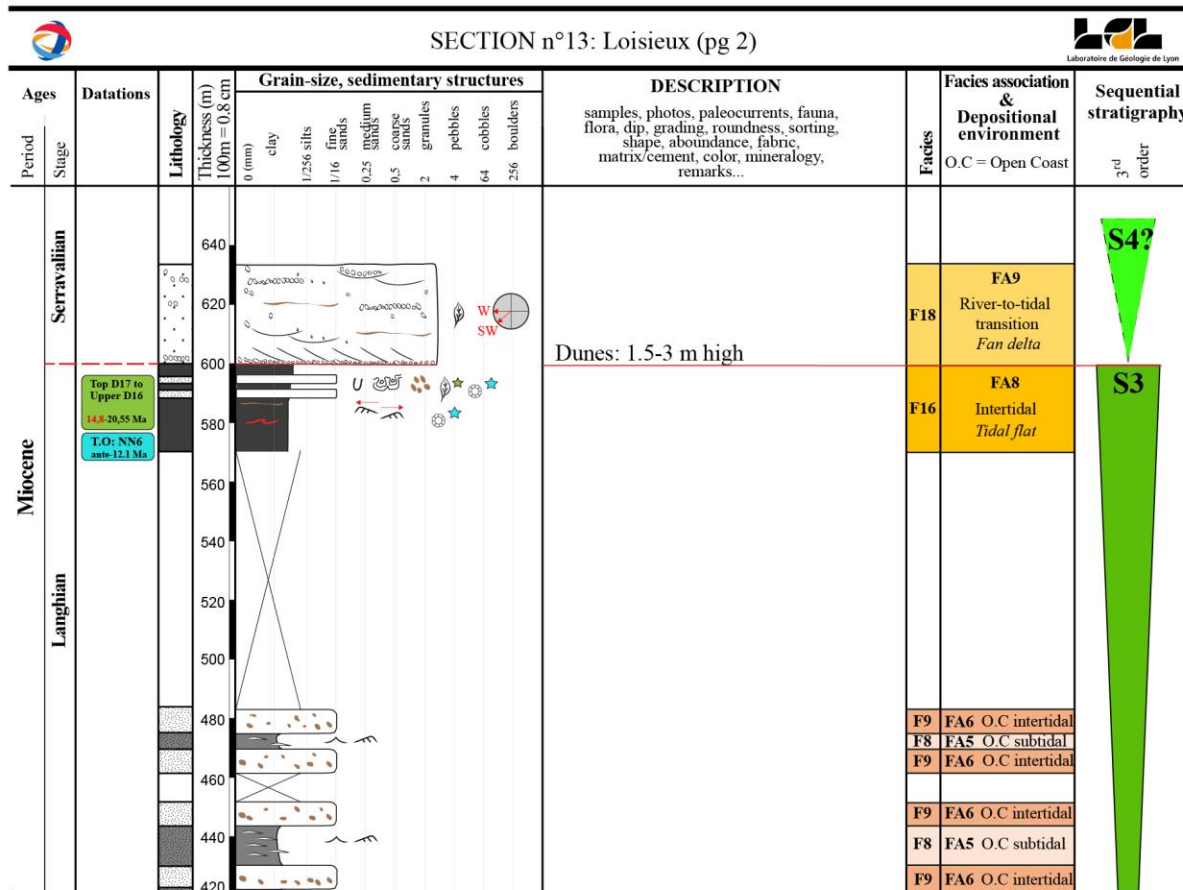
	(1990) complété par des éléments descriptifs donnés par la notice de la feuille Belley (700) -			bleu contenant des foraminifères benthiques et des nannoplanctons (90m) dont <i>Helicosphaera ampliaperta</i> , <i>H. euphratis</i> , <i>H. carteri</i> (NN4, voir Rhangheard et al, 1990 pour les faunes), (iv) dalle lumachellique très fossilifère: <i>Pectens subbenedictus</i> , <i>Chlamys Praescabriusculus</i> , <i>Chlamys scabrella</i> , <i>Echinolampas scutiformis</i> , rares huitres (<i>Ostrea squarossa</i> , <i>O. crispata</i> , <i>O. burdigalensis</i> , <i>O. palliata</i>), des débris de balanes, des dents de poissons (Lamna)	bivalves indiquent une association attribuable au Burdigalien (Rangheard et al. 1990) et non à la S3.
C3	Age Strontium de la base du Miocène	Magnieu, au nord, le long de la D107a	45.780494°; 5.714650°	(i) Calcaire du Crétacé inférieur n1-2, (ii) lacune de moins de 5 mètres, (iii) unité miocène de base représenté par un micro-conglomérat lumachellique, où un bivalve a été daté. Str: 18,1 +/- 0,3 Ma.	(iii) CT de S2a
C4	Coupe sédimentologique (724-42) - Lamiroux (1977)	Ruisseau Theou	45,67928; 5,74978 à 45,67645; 5,75128	(i) Marnes bleues, avec âge nannoplancton NN3-NN4 à la base (20m), (ii) grès verts (25m), (iii) ensemble marno-silto-greux (85m)	(i) SIM S2b (niveau repère des marnes bleues), (ii) CT S3, (iii) SIM S3
C5	Coupe sédimentologique (725-11; 725-10) - Lamiroux (1977)	Le Monard; Le Villaret	45,63458; 5,76576 ; 45,63635; 5,76689	(i) Sables de Pont-de-beauvoisin, grossiers à moyens, galets éparses, avec litages inclinés, laminations planes, structures entrecroisées et chenalisées (décimétriques à décamétriques), rides asymétriques indiquant des courants E=>W ou NNE=>SSW (150m), (ii) Conglomérat de Nances, <u>caractéristiques sédimentologiques identiques aux lentilles conglomératiques des sables de Chimilin (H5)</u> . Interprété en dépôts brutaux mal triés de sables et de galets sur une aire deltaïque marine: les galets indiquent des courants NNE=>SSW et les sables indiquent des courants SSE=>NNW (100m?)	(i) S4, par extrapolation avec les sables de Pont-de-Beauvoisin au sommet de la coupe de Loisieux (13, Annexe 31) (ii) S5 ? S6 ?
C6	Coupe sédimentologique détaillée (LTP15) - Bass (1991)	Gerbaix, au nord ouest, le long du ruisseau du Flon	45.615635°; 5.730780°	Voir Annexe 37	Corrélation avec la coupe de Loisieux (13, Annexe 31 datée par Str): S2a, S2b, S3, S4

C7	Coupes sédimentologiques (725-16; 725-23; 725-25) - Lamiraux (1977)	Nances; Parking A43; Le Gojat	45,58928; 5,78936 45,57130; 5,79144 45,56269; 5,79590	(i) Sables de Pont-de-beauvoisin, grossiers à moyens, galets éparses, avec litages inclinés, laminations planes, structures entrecroisées et chenalisées (décimétriques à décamétriques), rides asymétriques indiquant des courants E=>W ou NNE=>SSW (150m), (ii) Conglomérat de Nances, caractéristiques sédimentologiques identiques aux lentilles conglomératiques des sables de Chimilin dans la zone (H5). Interprété en dépôts brutaux mal triés de sables et de galets sur une aire deltaïque marine: les galets indiquent des courants NNE=>SSW et les sables indiquent des courants SSE=>NNW	(i) S4, par extrapolation avec les sables de Pont-de-Beauvoisin au sommet de la coupe de Loieux (13, Annexe 31) (ii) S5 ? S6 ?
C8	Coupe sédimentologique (725-12) – Lamiraux (1977)	Villa Doria, Route de l'Epine	45,60598; 5,78810 à 45,60302; 869,860	Conglomérats terminaux de l'Epine (Tortonien > d'après l'auteur?): rythmicité entre les bancs conglomératiques et les bancs gréseux avec dominance de conglomérat, interprété en dépôts fluviaux en domaine deltaïque subaérien. Les passées marno-argileuses, parfois fossilifères, indiquent des zones calmes lagunolacustres. Les galets proviennent uniquement des zones subalpines.	S5-6?= l'auteur propose une corrélation avec les conglomérats de La-Tour-du-Pin (H5) sur base sédimentologique: S7-S8? Position de C8 plus interne, apparition plus tôt probable
C9	Coupe sédimentologique détaillée (LTP19-LTP19a) - Bass (1991)	Novalaise: A l'ouest, le long du ruisseau du Collomb	45.582950°; 5.741310°	Voir Annexe 38	Corrélation avec la coupe de Loieux (13, Annexe 31 datée par Str): S2a, S2b, S3
C10	Coupe sédimentologique (749-35) - Lamiraux (1977)	La Genaz	45,52158; 5,65793	(i) Sables de Pont-de-beauvoisin, grossiers à moyens, galets éparses, avec litages inclinés, laminations planes, structures entrecroisées et chenalisées (décimétriques à décamétriques), rides asymétriques indiquant des courants E=>W ou NNE=>SSW (30m [aux points C5 et C7, ces sables font 150m !]), (ii) Conglomérat de Genaz, interprété en dépôts par les courants fluviaux sur une plage deltaïque car courants	(i) S4, par extrapolation avec les sables de Pont-de-Beauvoisin au sommet de la coupe de Loieux (13, Annexe 31) (ii) CR S4 ? Apparition de conglomérat très tôt par rapport à C5, C7.

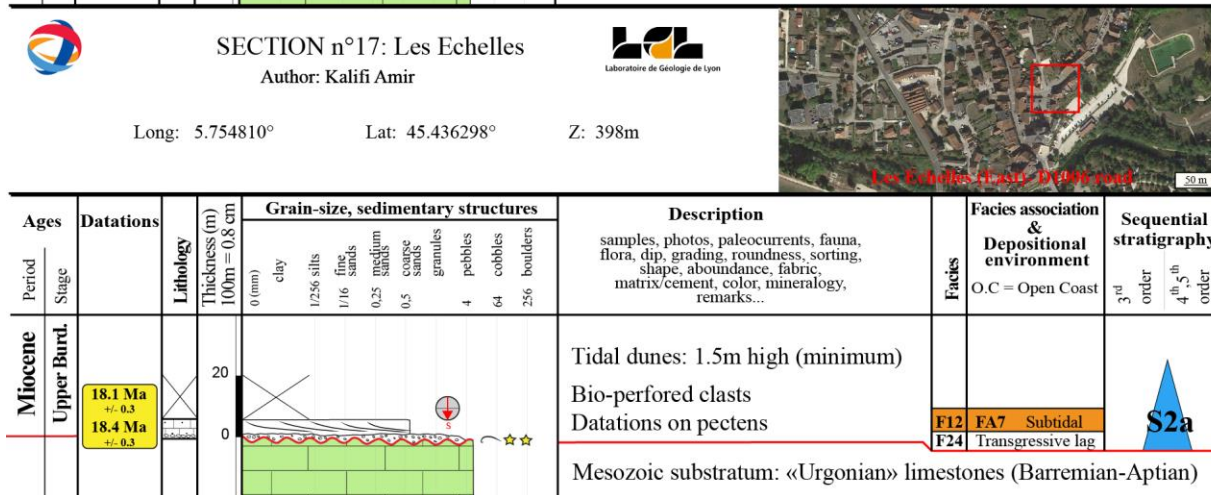
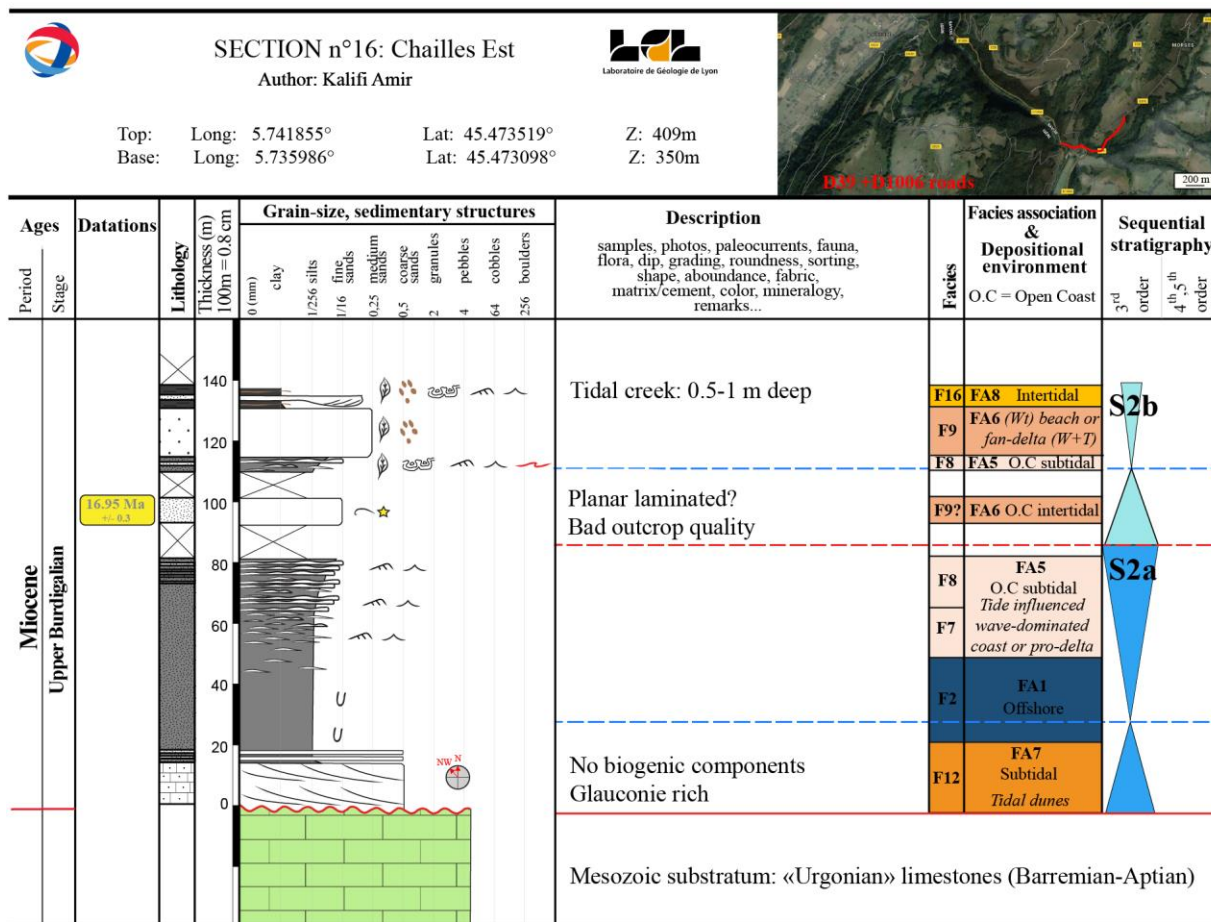
				indiquant des directions SE=>NW	
C11	Point(s) d'observation(s) et age Strontium	La Bridoire, en plusieurs points le long de la D921E	Entre 45.525843°; 5.741769°, et 45.533021°; 5.747467°	Dunes subtidales (FA7) dans calcaire gréseux de base (azoïque?) riche en glauconie. Str sur bulk: 18,7 +/-0,8Ma.	ST+CT- S2a
C12	Age Strontium de la base du Miocène	La Bauche : à 600m l'est de la D921	45.480421°; 5.772074°	Coquille échantillonnée dans l'affleurement au bout de la route. A quelques mètres au- dessus du contact Urgonien- Miocène (non-visible). Str: 18 +/- 0,25 Ma	ST- S2a
C13	Age Strontium à mi-série	La Bugnière : Hameau au nord des Echelles	45.460511°; 5.761243°	Minuscule affleurement dans un champs : sables grossier à huîtres. Situé à 80m +/- 10m de la base du Miocène. Str: 17,2 +/- 0,3 Ma	ST- S2b
C14	Age Strontium de la base du Miocène	Berland : Hameau à l'Est de St- Christophe-sur- guiers, le long de la D102	45.430350°; 5.776594°	Minuscule affleurement de sables moyen bien trié et glauconieux, dans un talus le long de la route. Situé à moins de 5 mètres du contact Urgonien-Miocène non-visible. Bien que très peu bioclastique, un bioclaste a pu être échantillonné et daté. Str: 18,25 +/- 0,2 Ma	ST- S2a

Annexe 30: Liste des points de contrôles de la Zone C: Localisations GPS, données sédimentologiques et chronostratigraphiques, interprétations séquentielles. Voir Annexe 12 pour détails sur les datations strontium. Pour détails, voir Annexe 12 pour les âges strontium, Annexe 14 pour les datations par nannoplanctons calcaires, Annexe 15 pour les datations par kystes de dinoflagellées, Annexe 16 pour les datations par foraminifères planctoniques.





Annexe 31: Coupes sédimentologiques n°13 (Loisieux) et n°14 (Dullin). Pages précédentes. Légende en Annexe 84.



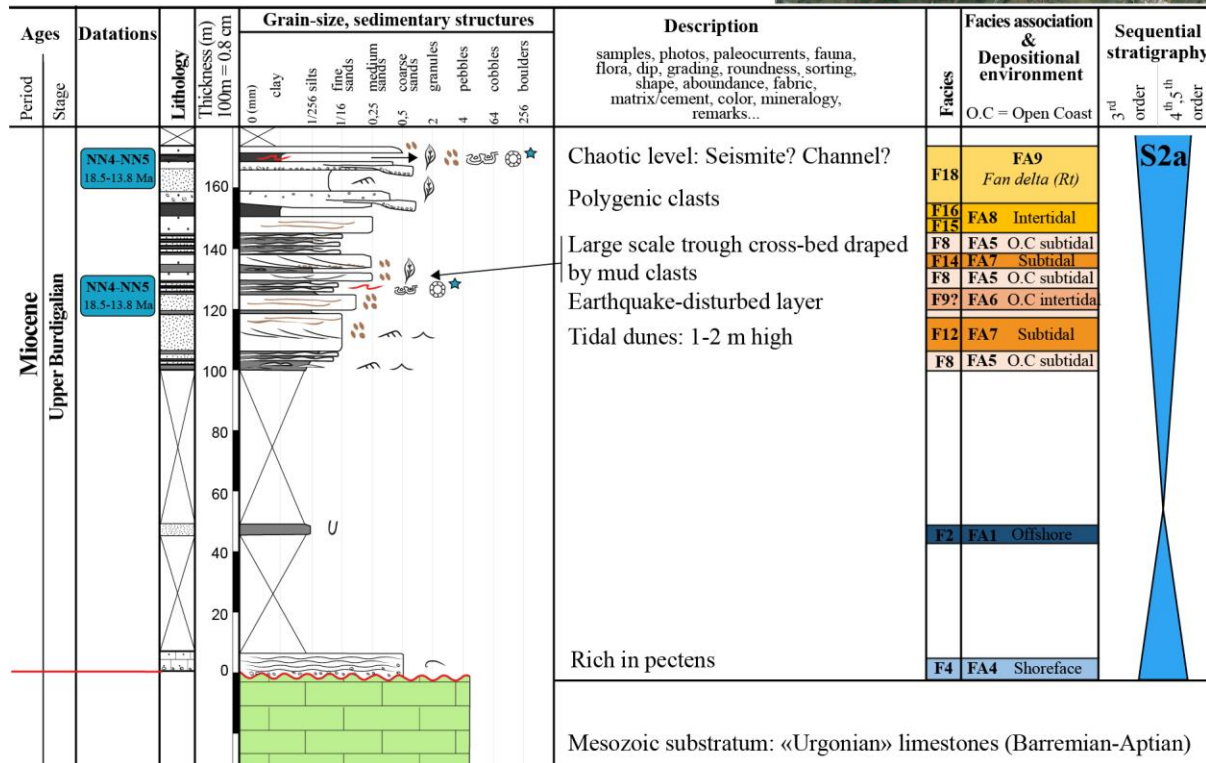
Annexe 32: Coupes sédimentologiques n°16 (Chailles Est) et n°17 (Les Echelles). Légende en Annexe 84.



SECTION n°18: Miribel-les-Echelles
Author: Kalifi Amir



Top: Long: 5.713255° Lat: 45.403898° Z: 430m
Base: Long: 5.703921° Lat: 45.414757° Z: 515m



Annexe 33: Coupe sédimentologique n°18 (Miribel-les-echelles). Légende en Annexe 84.

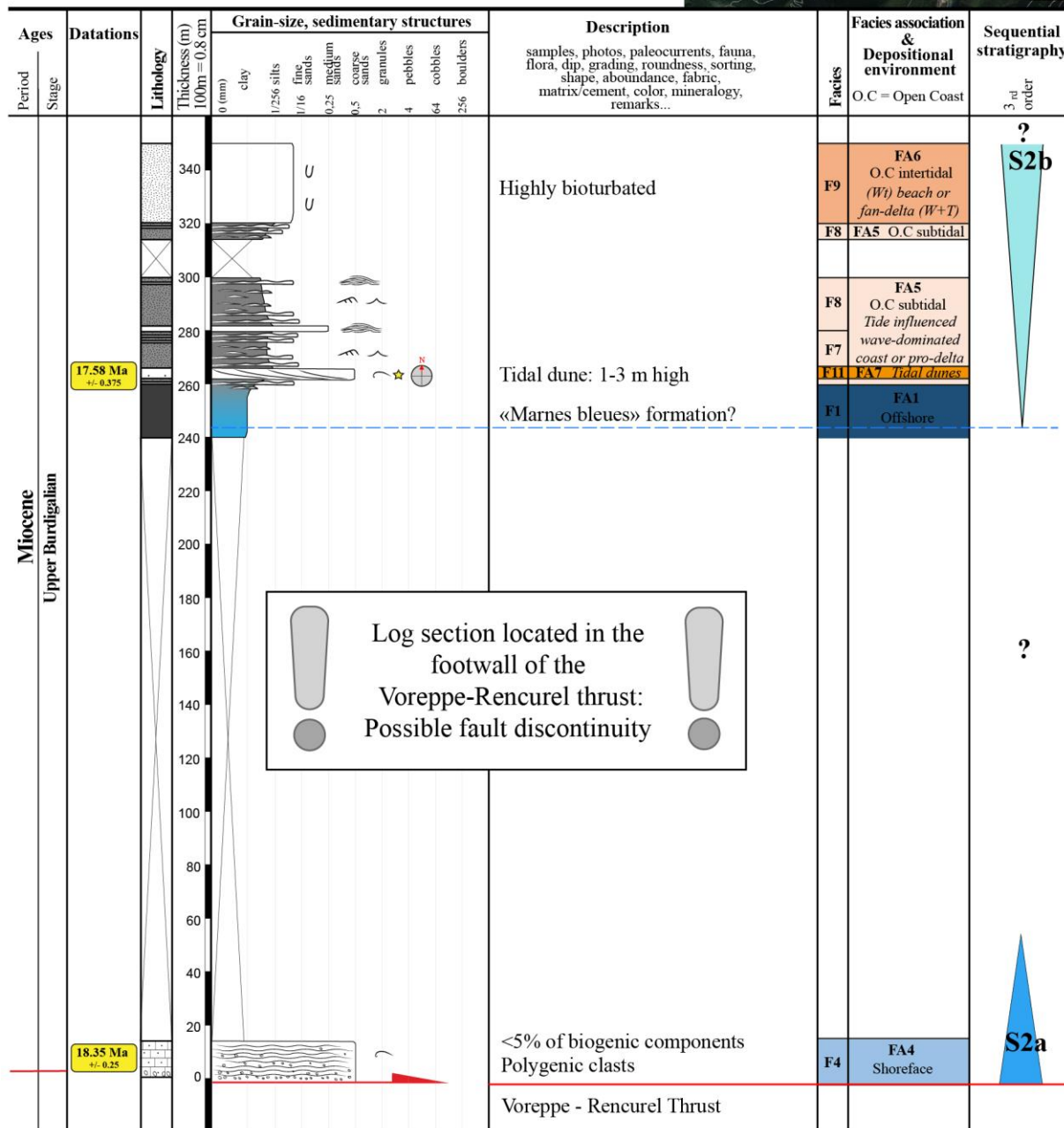


SECTION n°19: Fourvoirie

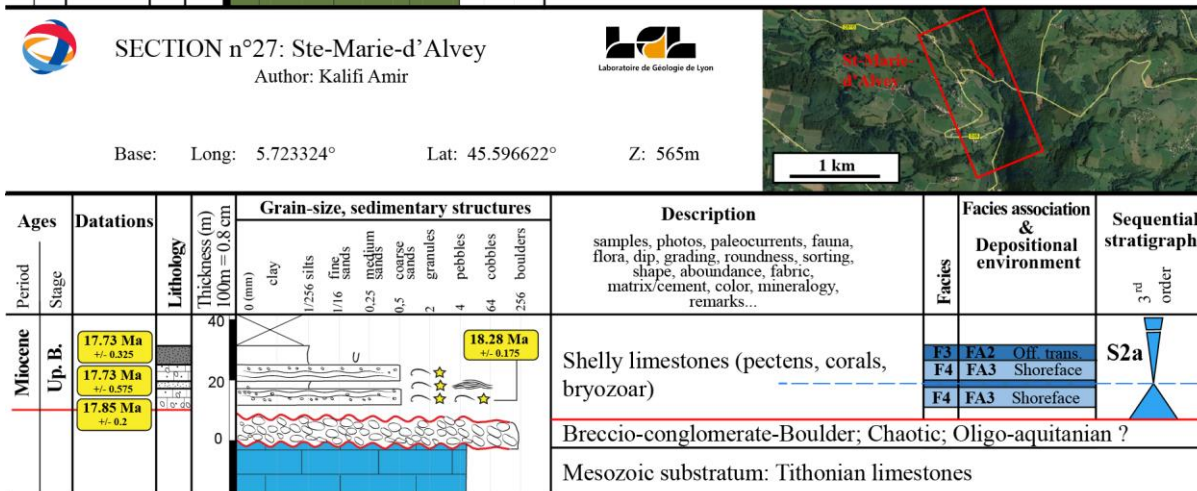
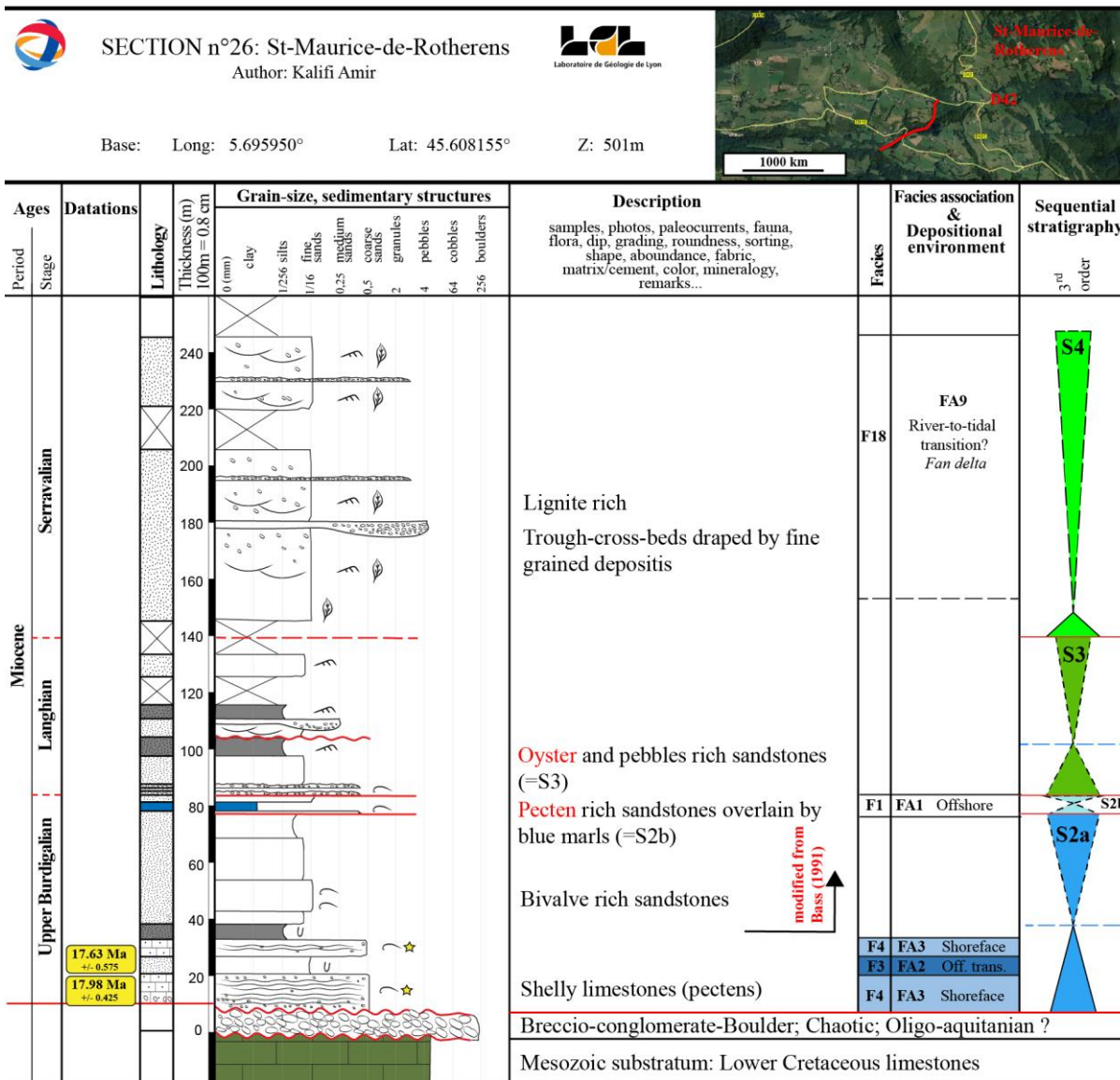
Author: Kalifi Amir



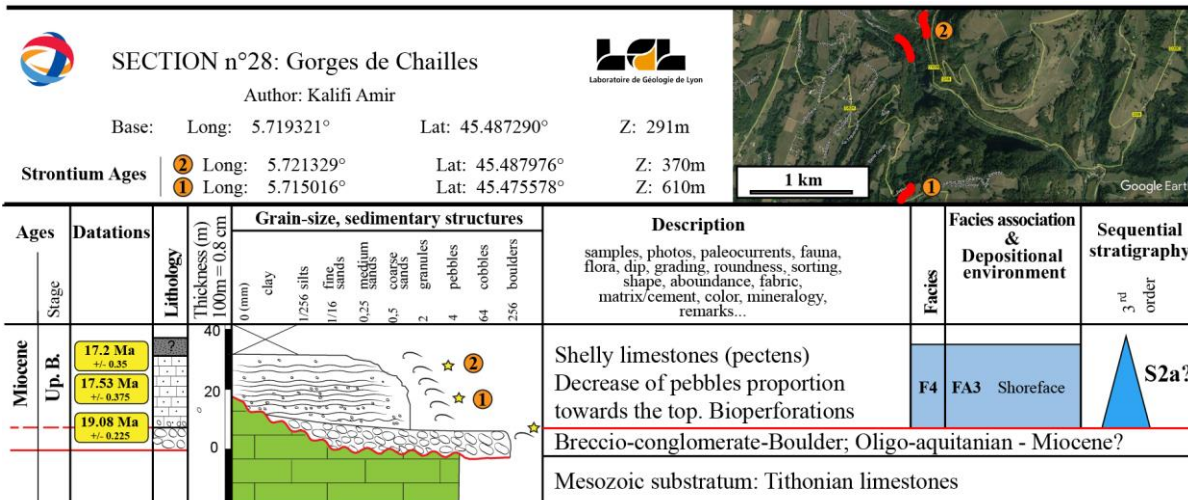
Top: Long: 5.741941° Lat: 45.379163° Z: 450m
 Base: Long: 5.747897° Lat: 45.377747° Z: 455m



Annexe 34: Coupe sédimentologique n°19 (Fourvoirie). Légende en Annexe 84.



Annexe 35: Coupe sédimentologique n°26 (St-Maurice de Rotherens) et n°27 (Sainte-Marie-d'Alvey). Légende en Annexe 84.



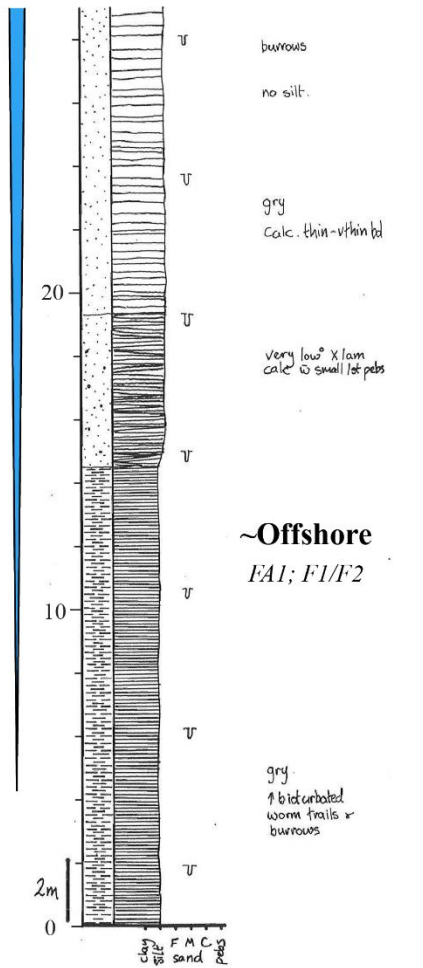
Annexe 36: Coupe sédimentologique n°28 (Gorges de Chailles). Légende en Annexe 84.

n°C6, locality in
 LTP15 log section modified from Bass (1991)
 2 levels allow correlation
 and timing calibration with log section n°13, 16, 19:
 104.2m (S2b transgressive surface overlain by the blue marles unit)
 107.5m (S3 bioclastic rich transgressive surface)

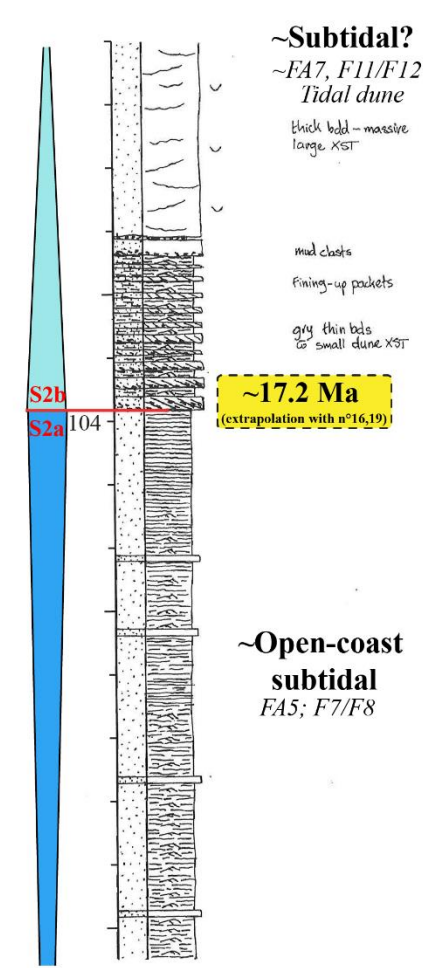
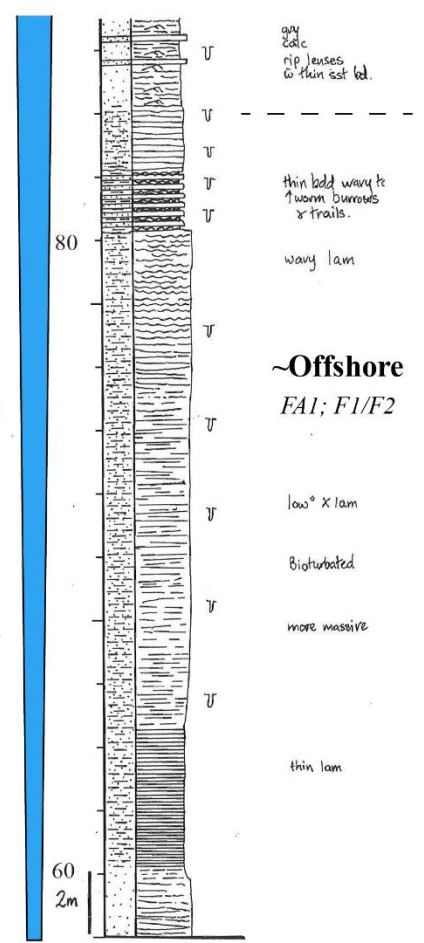
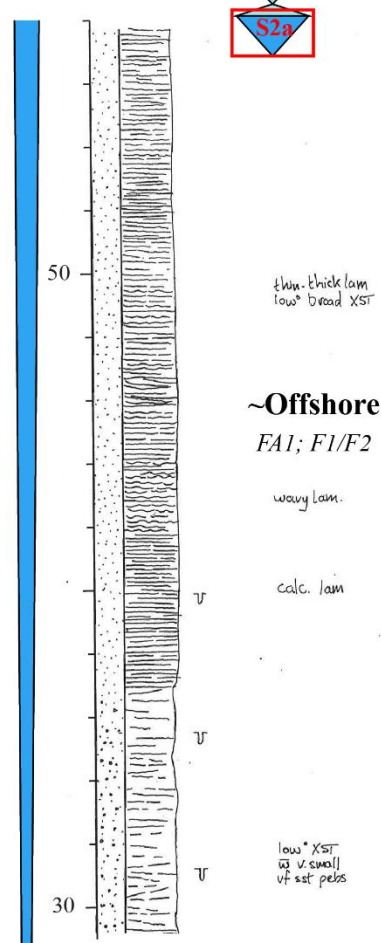


T-XST= Trough cross-stratification
 XST=cross stratification
 lam=laminations
 s-w=sandwave ~ tidal dune

p/s=pinstripe lamination
 Low ° = Low angle
 L=Large
 med= medium
 s=small



LTP15 (i)

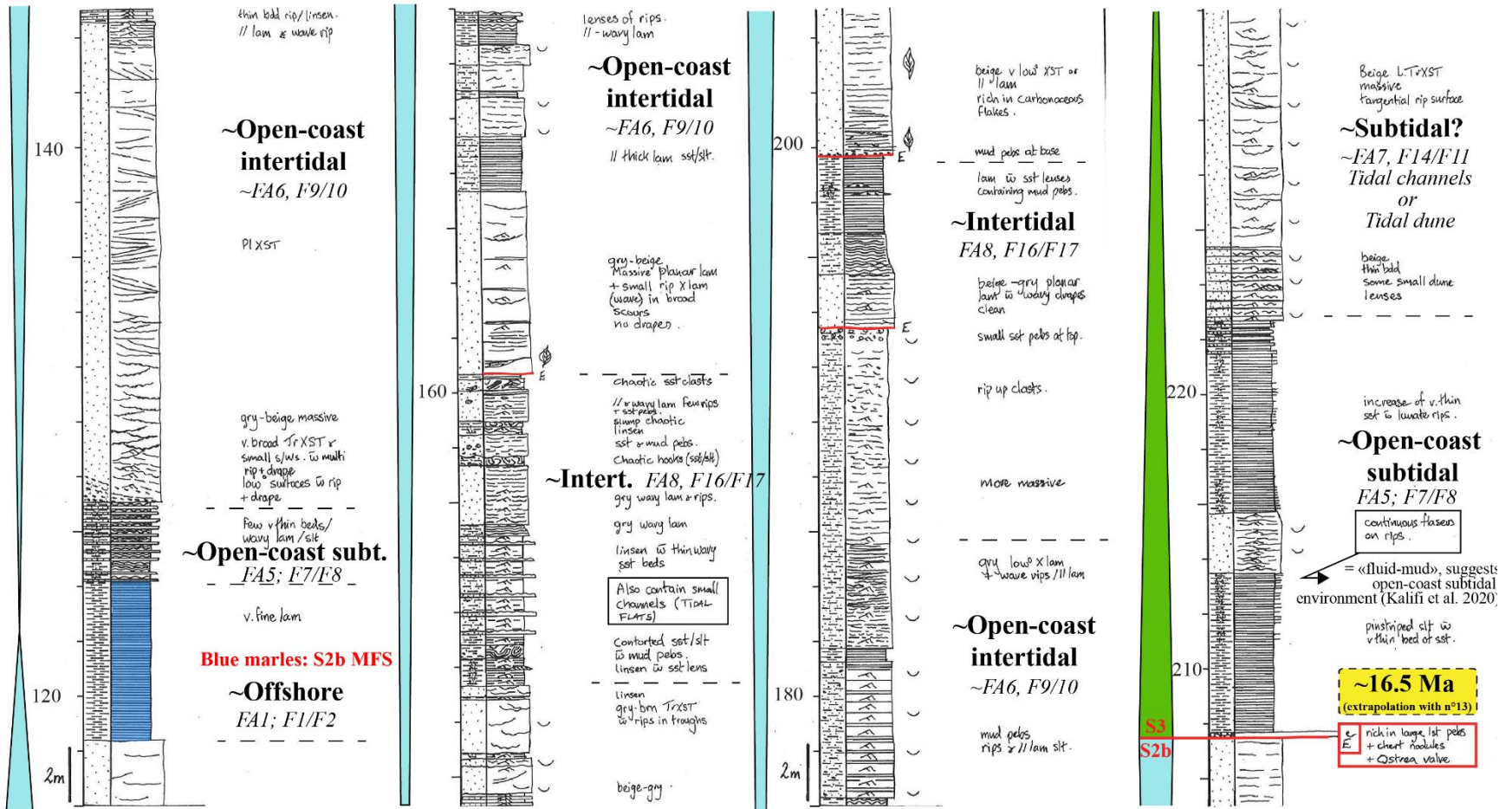


n°C6
(LTP15; modified
from Bass, 1991)



TrXST= Trough cross-stratification
XST=cross stratification
lam=laminations
s-w=sandwave ~ tidal dune

p/s=pinstripe lamination
Low ° = Low angle
L=Large
med= medium
s=small

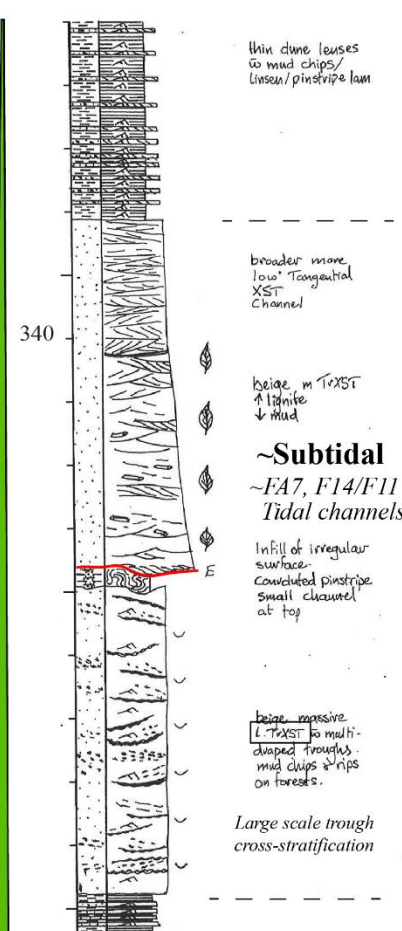
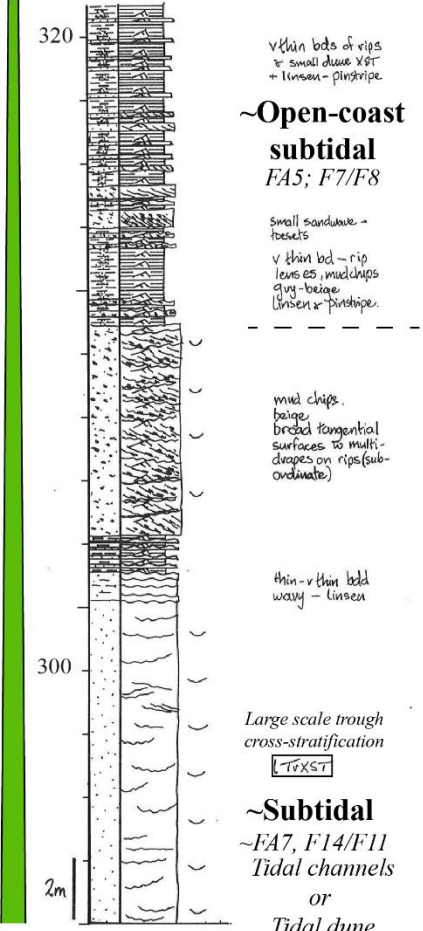
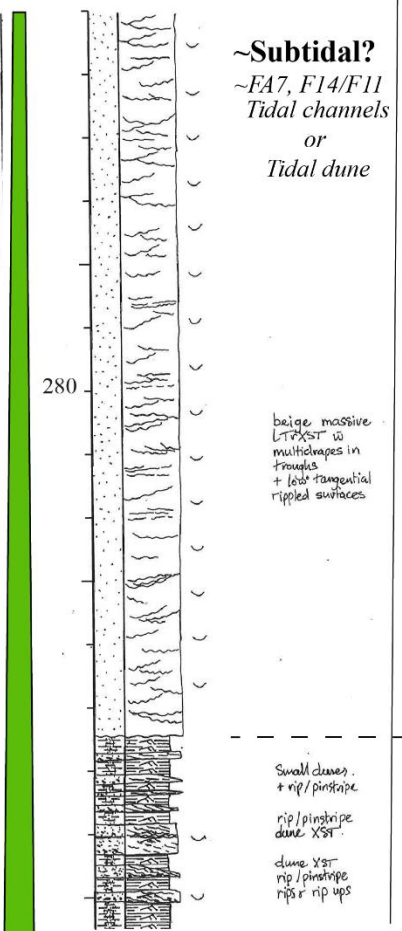
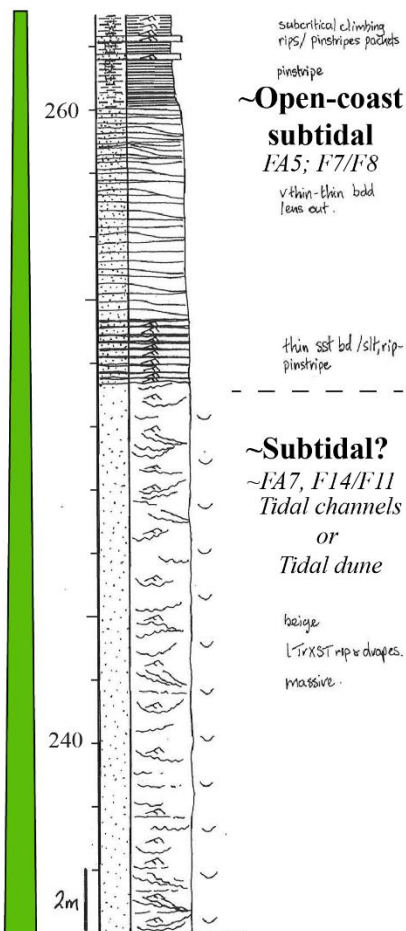


n°C6
(LTP15; modified
from Bass, 1991)



TrXST= Trough cross-stratification
XST=cross stratification
lam=laminations
s-w=sandwave ~ tidal dune

p/s=pinstripe lamination
Low ° = Low angle
L=Large
med= medium
s=small

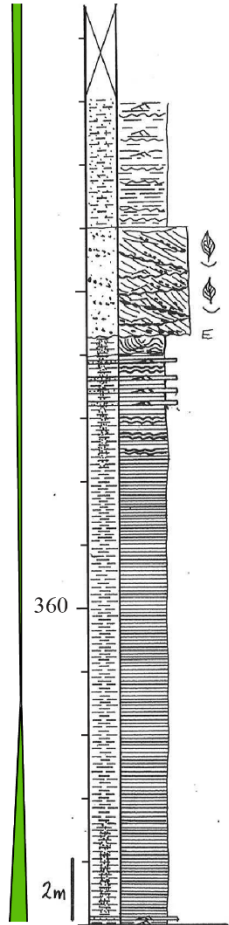


n°C6
(LTP15; modified
from Bass, 1991)



TrXST= Trough cross-stratification
XST=cross stratification
lam=laminations
s-w=sandwave ~ tidal dune

p/s=pinstripe lamination
Low ° = Low angle
L=Large
med= medium
s=small



**~Open-coast
subtidal**
FA5; F7/F8

gry lam - wavy lam
+ occasional rips.

beige massive
med. XST w rip +
multidrapes r lignite
on foresets.

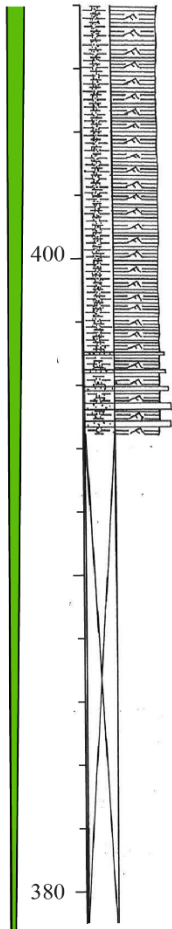
Slump w truncated
bed in pinstripe lam
beige v thin rips.

some wavy lam

~ Offshore
FA1; F1/F2

thick lam

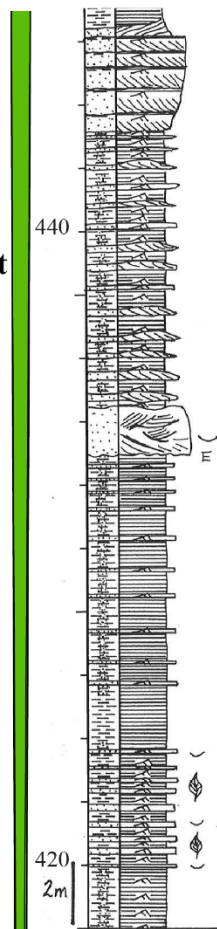
pinstripe



**~Open-coast
subtidal**
FA5; F7/F8

fining up cycles
in linsen bedding
v small rolling grain
rips in pinstripes -
lam sif.

beige thin bd / linsen



**~Open-coast
subtidal**
FA5; F7/F8

thin-med bdd
beige mud chips.
f-up. foreset-rips -
pinstripe
gry

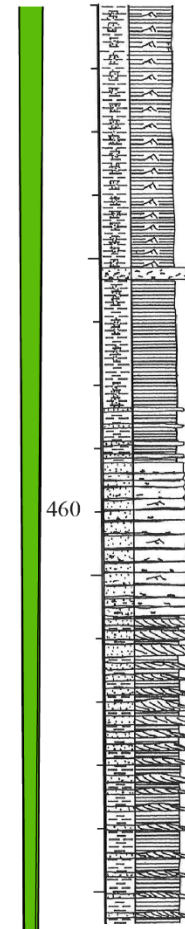
small dune XST/
rip beds / linsen.

m. TrXST
draped troughs
no rips.

v thin rip bds /
pinstripes

lam

v thin bds - fining-up
packets rips (wave)
soft sed. def in sif
mica.



linsen / lam

mud chips.

lam / pinstripe

Darwin section ①

beige-gry
v thin bed

beige
thin bdd / linsen.
rip up clasts.

**~Open-coast
subtidal**
FA5; F7/F8

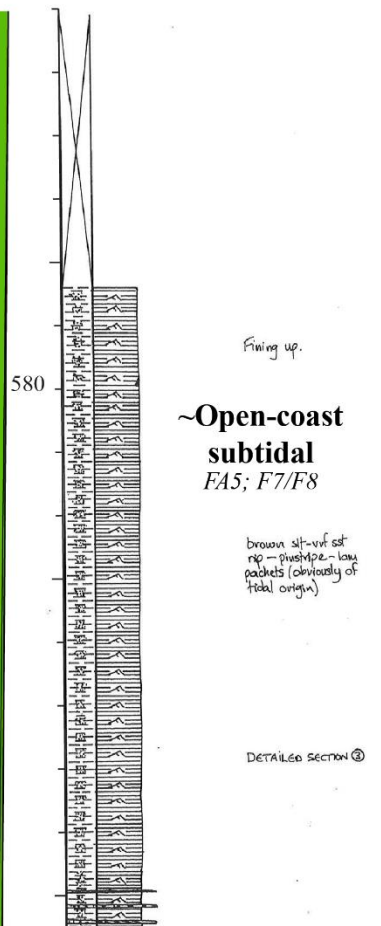
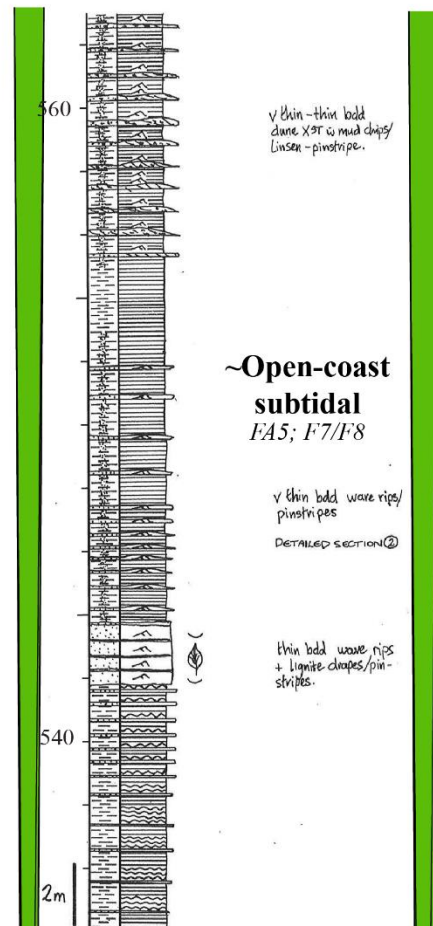
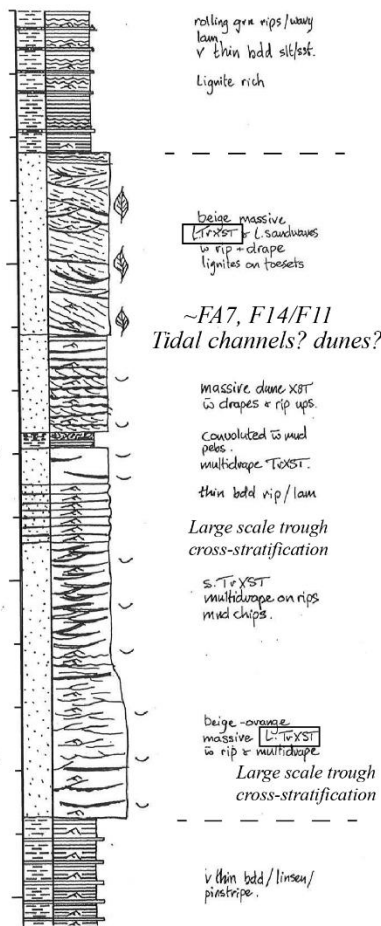
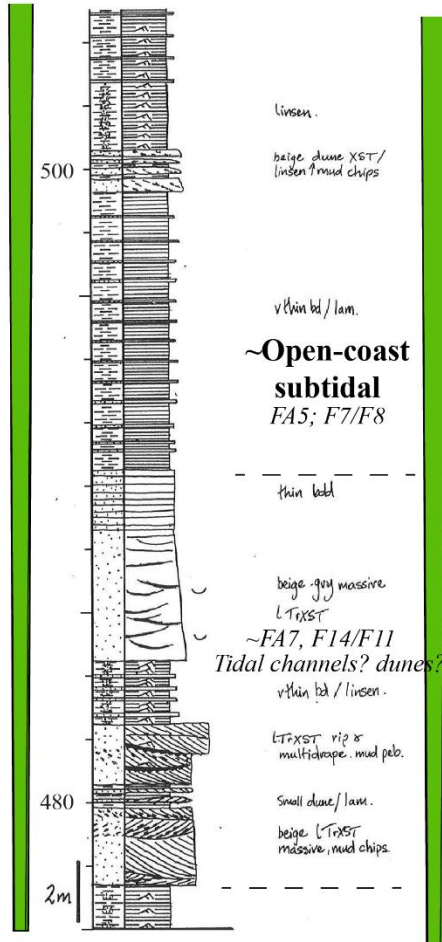
beige dune lenses

n°C6
(LTP15; modified
from Bass, 1991)



TrXST= Trough cross-stratification
XST=cross stratification
lam=laminations
s-w=sandwave ~ tidal dune

p/s=pinstripe lamination
Low ° = Low angle
L=Large
med= medium
s=small

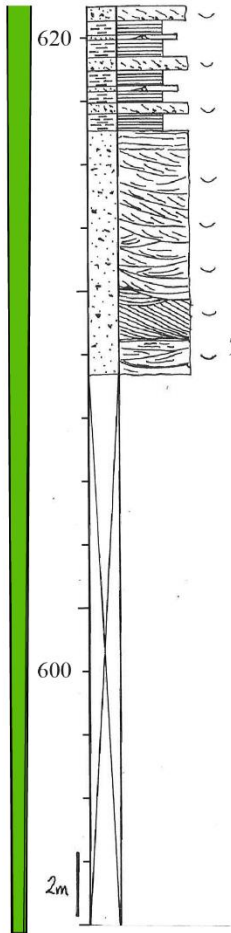


**n°C6
(LTP15; modified
from Bass, 1991)**



TrXST= Trough cross-stratification
 XST= cross stratification
 lam= laminations
 s-w= sandwave ~ tidal dune

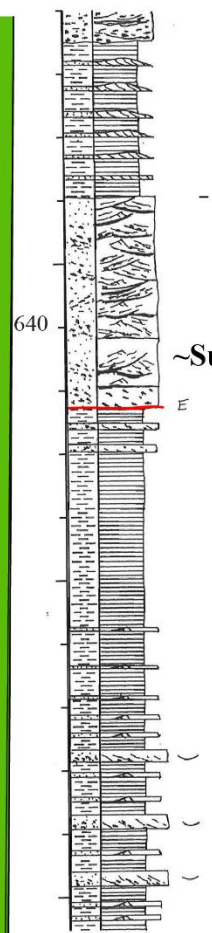
p/s= pinstripe lamination
 Low ° = Low angle
 L= Large
 med= medium
 s= small



beige thin dune beds
 to mud chips / v thin
 wave rip beds / lam.

~Subtidal
 Large scale trough
 cross-stratification
 beige massive
 L-TrXST w rips
 drapes + v large
 low X sets + l brn
 mud clasts

~FA7, F14/F11
 Tidal channel? dune?



TrXST w drapes
 + mud pebb.

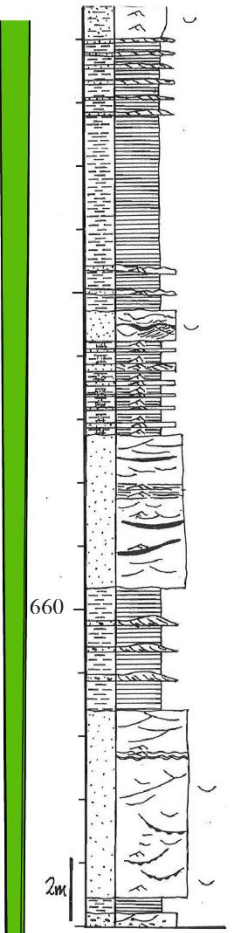
lenses of beige
 dunes / lam

Large scale trough
 cross-stratification

beige L-TrXST
 l. bou. sets →
 muddy rip toesets
 massive. ↑ mud clasts

~Subtidal ~FA7, F14
 Tidal channel?

**~Open-coast
 subtidal
 FA5; F7/F8**



wave rips

thin x sets.

lam

**~Intertidal
 FA8, F15/16/F17**

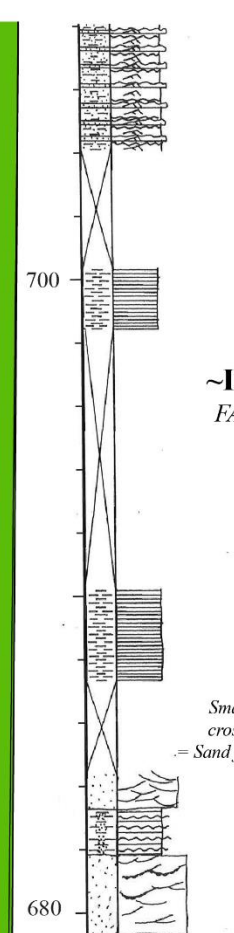
small amalgamated
 dunes to rip + drape

v thin rip beds
 + mud chips / lam
 pinstripe

beige massive
 s-b TrXST rip set
 lam in troughs.
 mud chips.

beige thin lenses
 clasts + mud chips /
 lam

beige massive
 s-w TrXST w wave
 rip + drape + mud
 chips



Intertidal poly-rip/
 wavy lam / v thin
 beds of wave rips.

lam

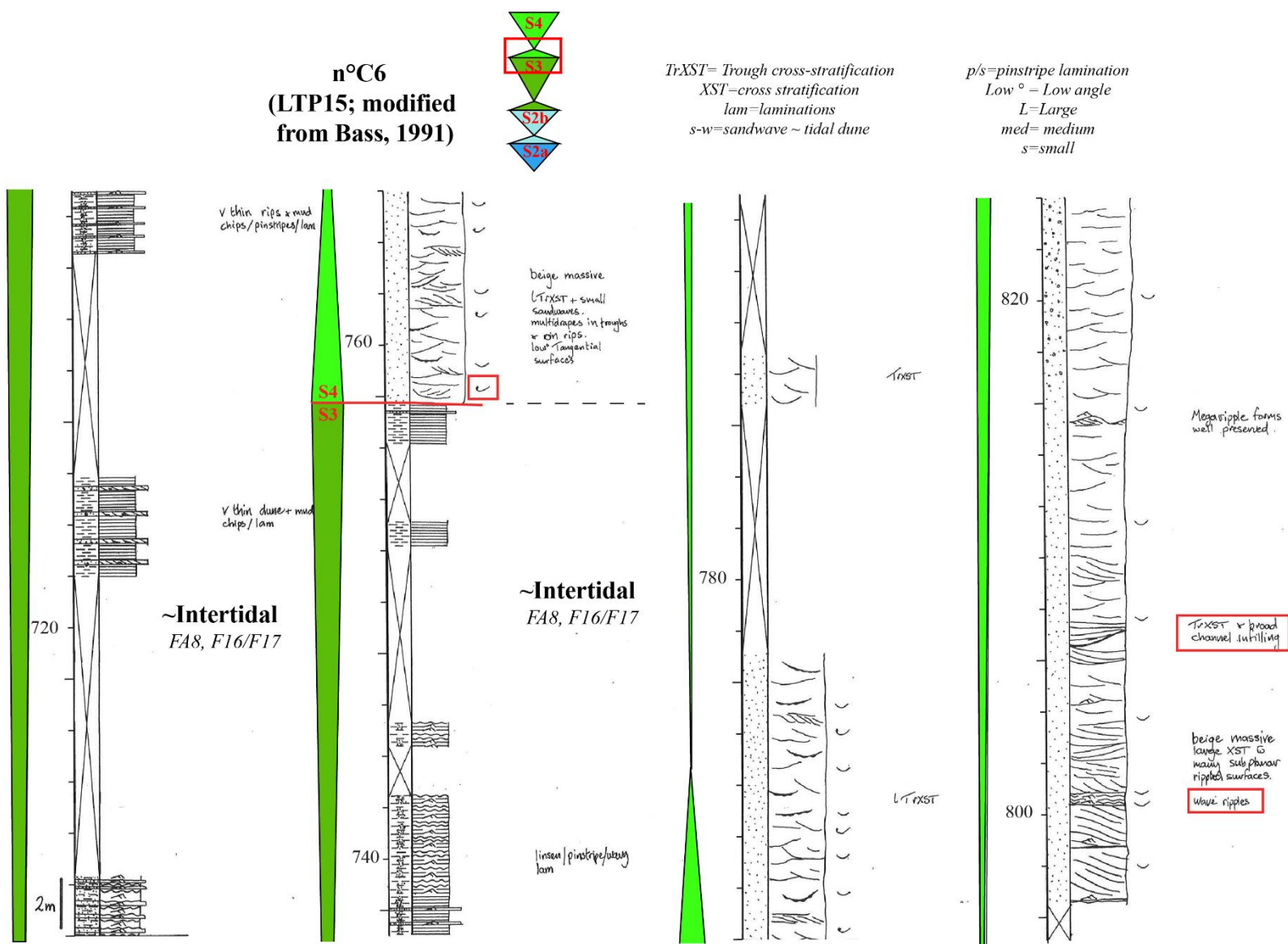
**~Intertidal
 FA8, F16/F17**

Small scale trough
 cross-stratification
 = Sand flat? tidal creek?

S-TrXST
 wavy siltst / lam.

S-m TrXST
 rip + drapes.

brn



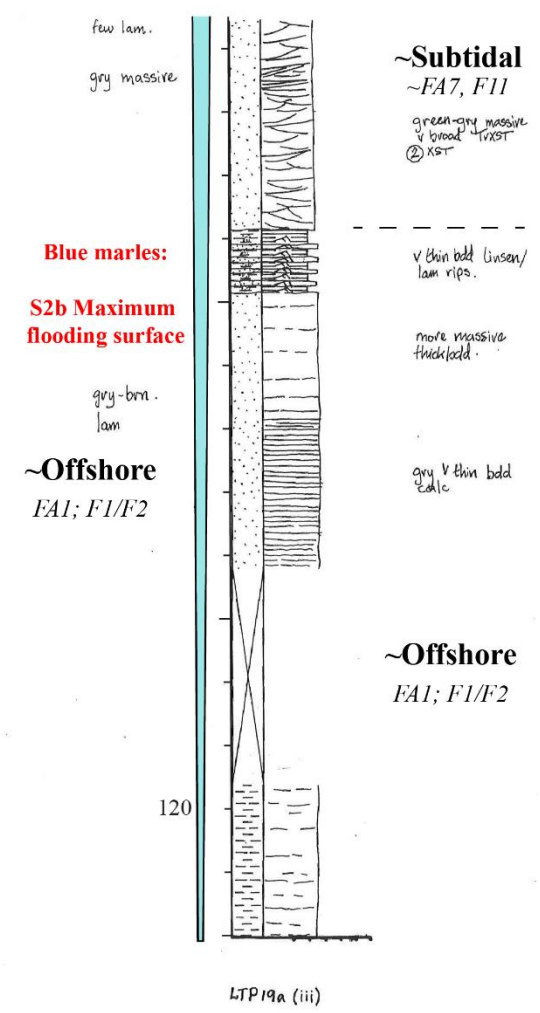
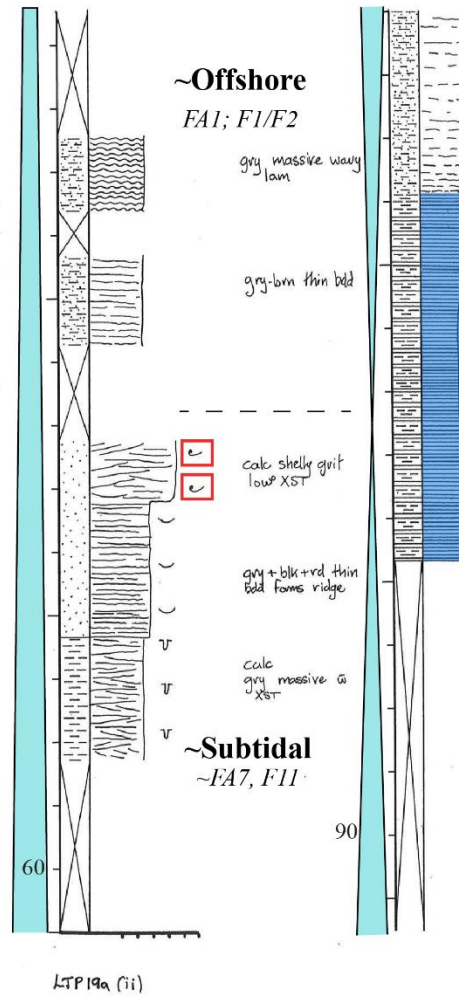
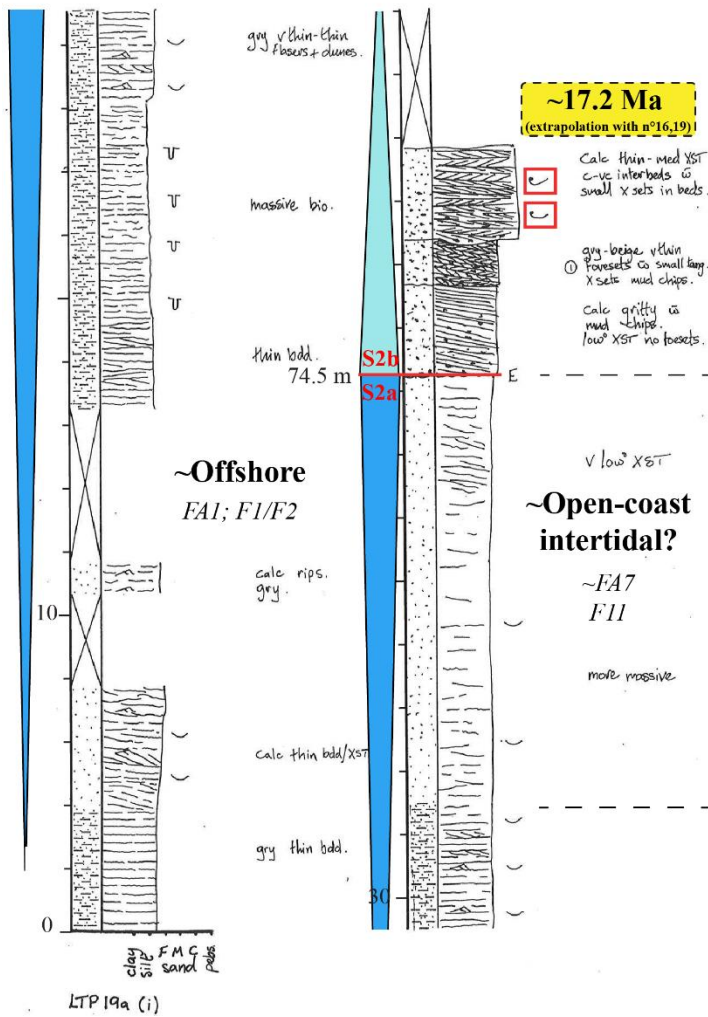
Annexe 37: Coupe sédimentologique de la localité C6 (Ruisseau de Theou, modifié de Bass, 1991)

n°C9, locality in
 LTP19-19a log section modified from Bass (1991)
 2 levels allow correlation
 and timing calibration with log section n°13, 16, 19:
 46.5m (S2b transgressive surface overlain by the
 blue marles unit) and 252.5m (S3 channelized sequence boundary)



TrXST= Trough cross-stratification
 XST=cross stratification
 lam=laminations
 s-w=sandwave ~ tidal dune

p/s=pinstripe lamination
 Low ° = Low angle
 L=Large
 med= medium
 s=small

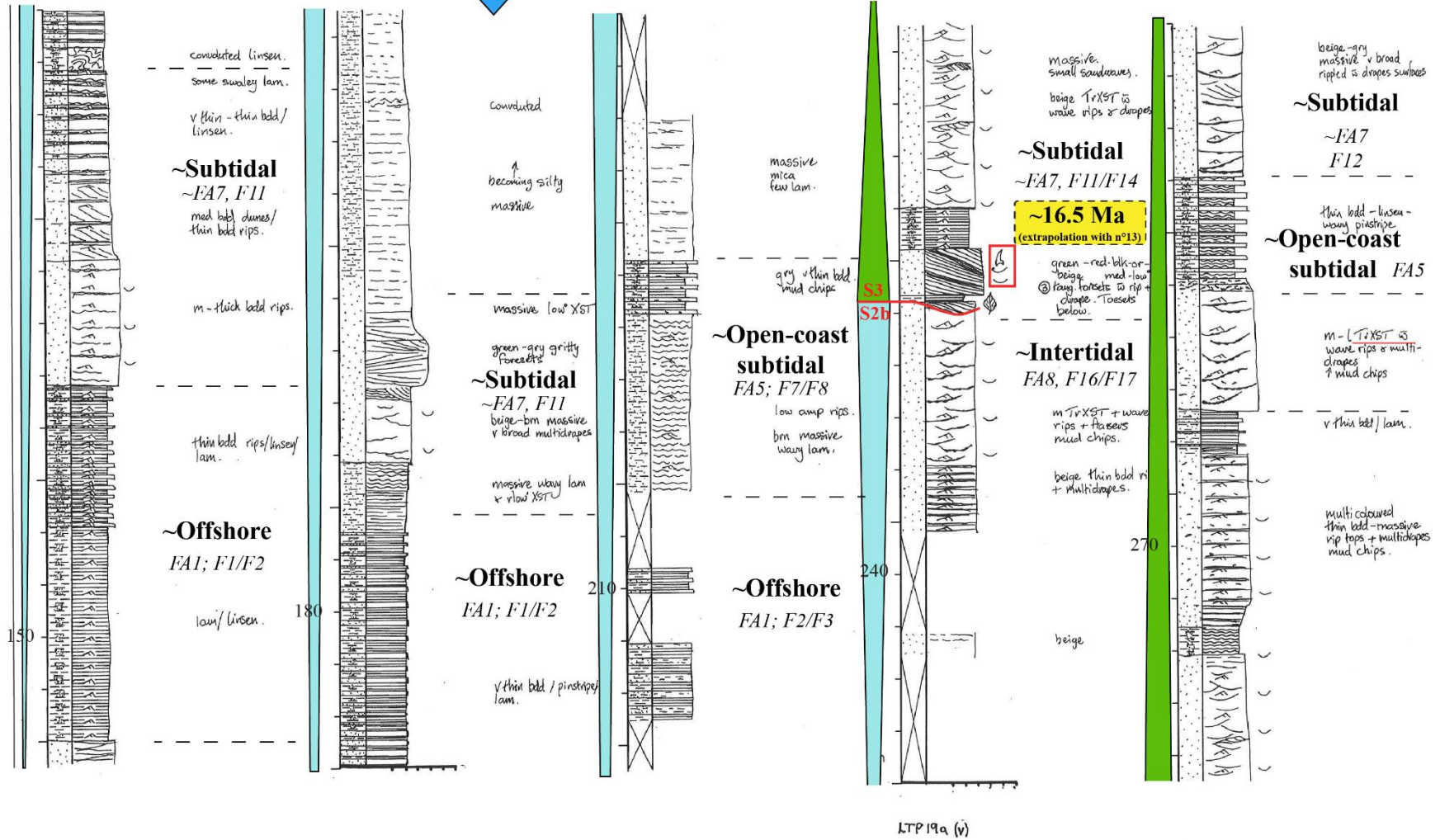


n°C9
(LTP19a; modified
from Bass, 1991)

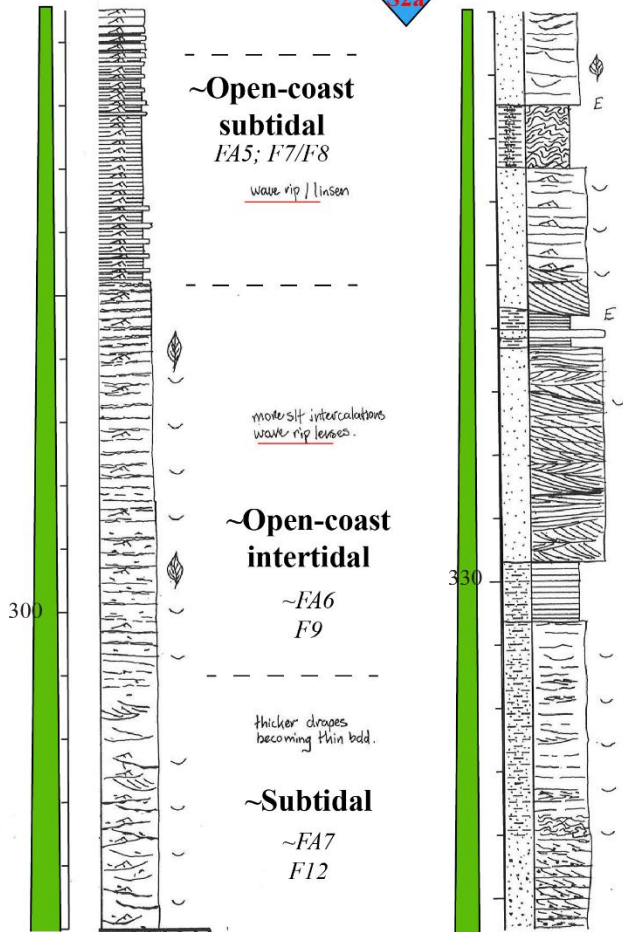


TrXST= Trough cross-stratification
XST=cross stratification
lam=laminations
s-w=sandwave ~ tidal dune

p/s=pinstripe lamination
Low ° = Low angle
L=Large
med= medium
s=small



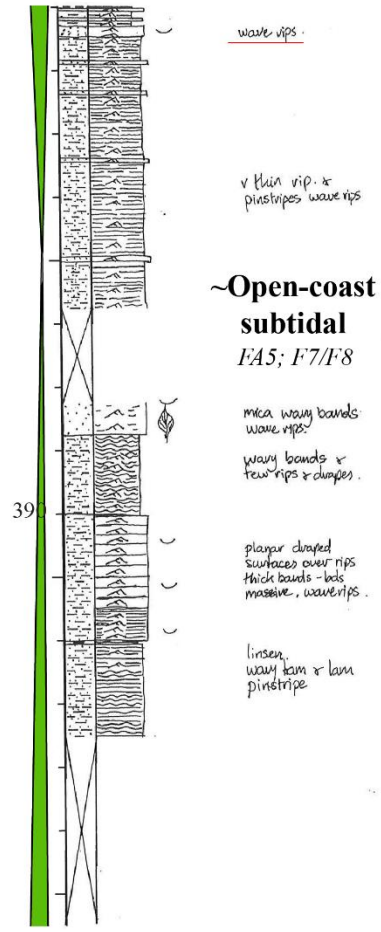
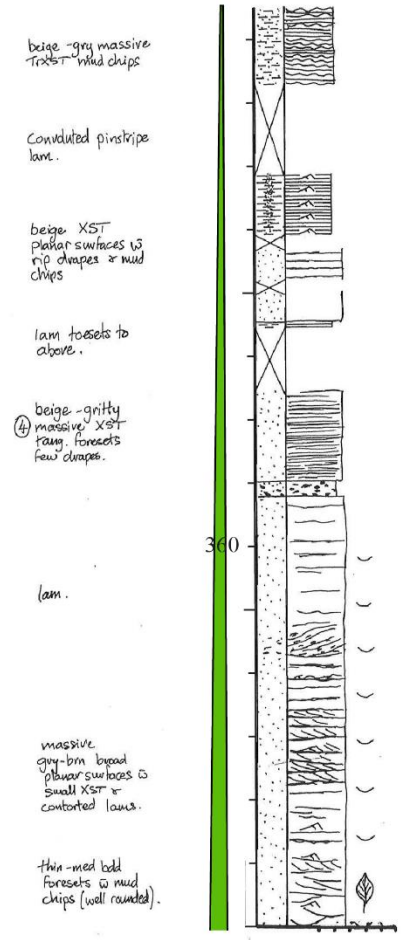
n°C9
(LTP19a; modified
from Bass, 1991)

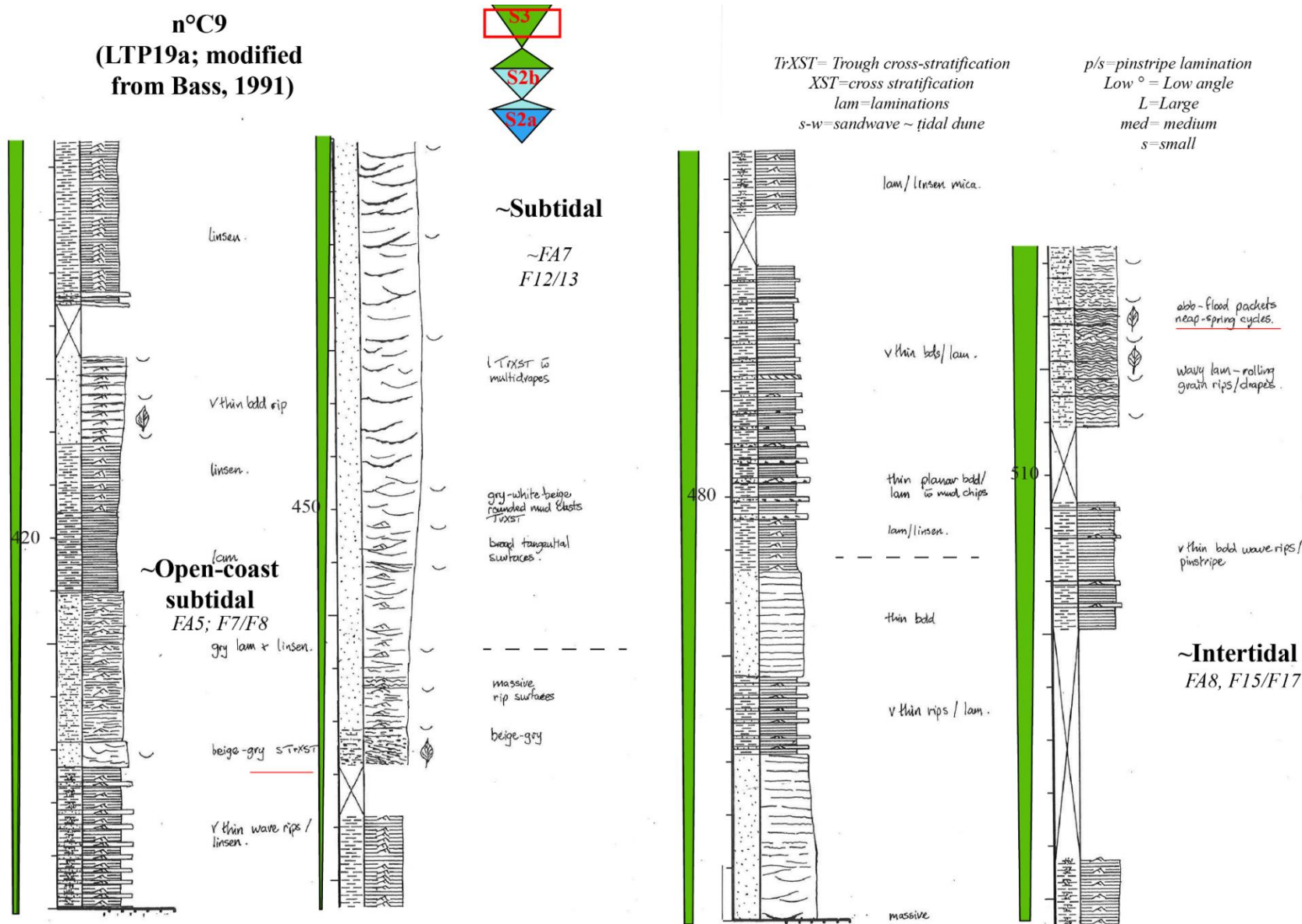


19a (vi)

TrXST= Trough cross-stratification
XST=cross stratification
lam=laminations
s-w=sandwave ~ tidal dune

p/s=pinstripe lamination
Low θ = Low angle
L=Large
med= medium
s=small





Annexe 38: Coupe sédimentologique de la localité C9 (Ruisseau de Collomb, modifié de Bass, 1991)

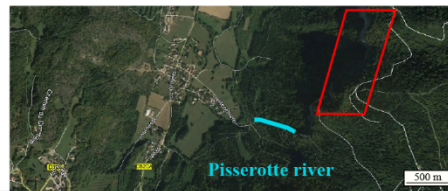
ZONE D : Le synclinal de Voreppe					
n°	Objet et référence	Localisation et numérotation d'origine	GPS (WGS 84: Lat, Long)	Description de la coupe sédimentologique (de la base vers le toit) ou du point d'observation Str= Datation Strontium	Interprétation ST=Surface de Transgression
20	Coupe sédimentologique levée	Pisserotte	45.351068° ; 5.679245°	Voir Annexe 40	S2b, S3, S4, S5a, S5b
21		La Placette	45.340572° ; 5.655627°	Voir Annexe 41	S2b, S3 ?
22		La Roize	45.309827° ; 5.640598°	Voir Annexe 42	S2b, S3, S4, S5, S6
23		La Gachetière	45.292567° ; 5.644982°	Voir Annexe 43	S2b, S3
D1	Age Strontium remplacé sur coupe sédimentologique de Demarcq (1962; 1970)	St-Quentin-sur-Isère : Lacets de la D218 en direction de Villard	45.273458°; 5.553916°	(i) Substratum Urgonien, (ii) Calcaire cristallin dur brechiforme, gréseux (1,5m); Calcaire gréseux dur (3,5m); calcaire cristallin dur brechiforme. Unité lumachellique, riche en <i>Pecten Praescabriusculus</i> (Demarcq, 1962; 1970) daté par Str: 17,3 +/- 0,5Ma	(i, ii) ST de S2b

Annexe 39: Liste des points de contrôles de la Zone D: Localisations précises, données sédimentologiques et chronostratigraphiques, interprétations séquentielles. Pour détails, voir Annexe 12 pour les âges strontium, Annexe 14 pour les datations par nannoplanctons calcaires, Annexe 15 pour les datations par kystes de dinoflagellées, Annexe 16 pour les datations par foraminifères planctoniques.

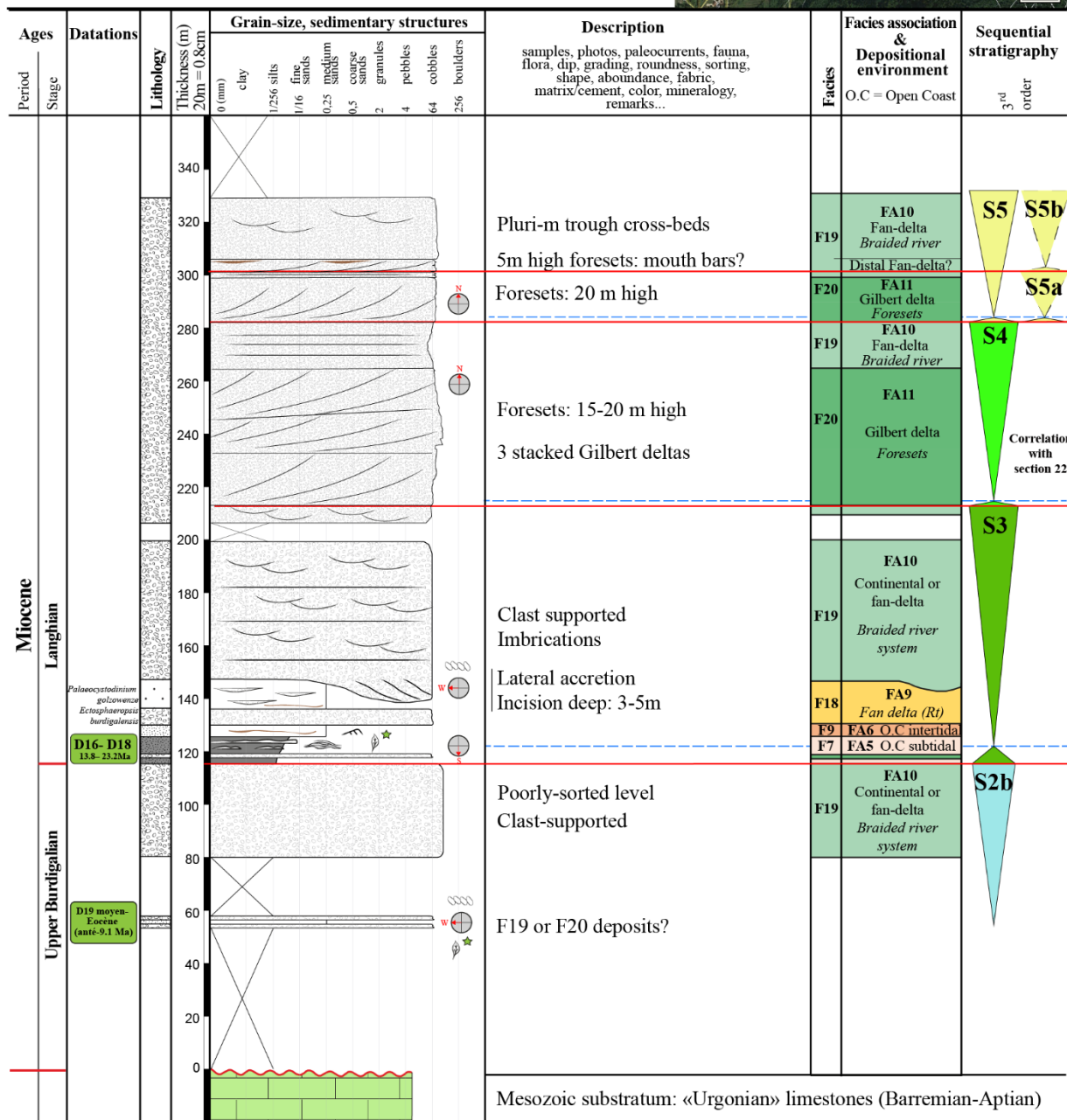


SECTION n°20: Pisserotte

Author: Kalifi Amir



Top: Long: 5.690009° Lat: 45.355479° Z: 843m
 Base: Long: 5.679245° Lat: 45.351068° Z: 515m



Annexe 40: Coupe sédimentologique n°20 (Pisserotte). Légende en Annexe 84.

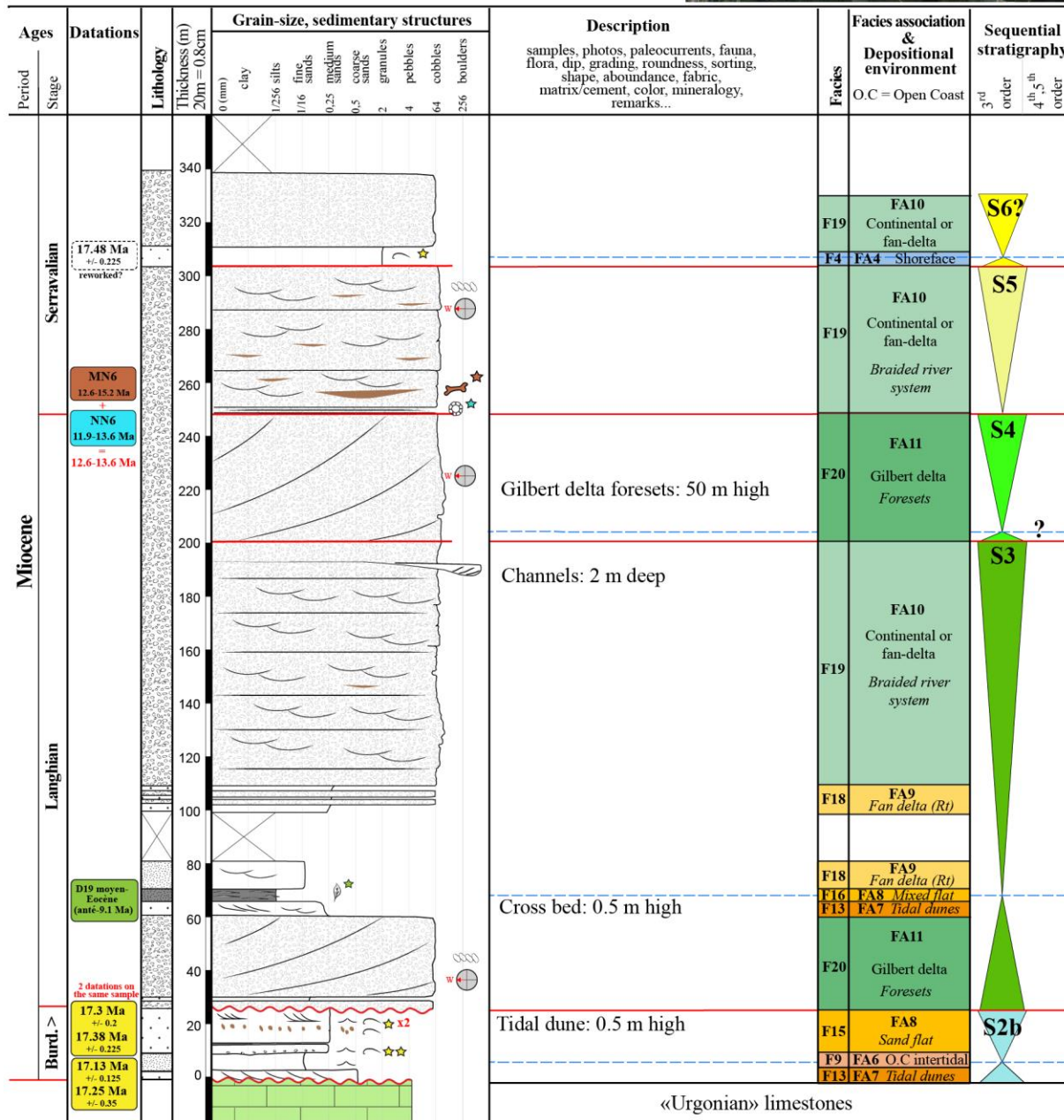


SECTION n°22:
La Malossane - La Roize



Author: Kalifi Amir

Top: Long: 5.666443° Lat: 45.304302° Z: 605m
 Base: Long: 5.640598° Lat: 45.309827° Z: 442m



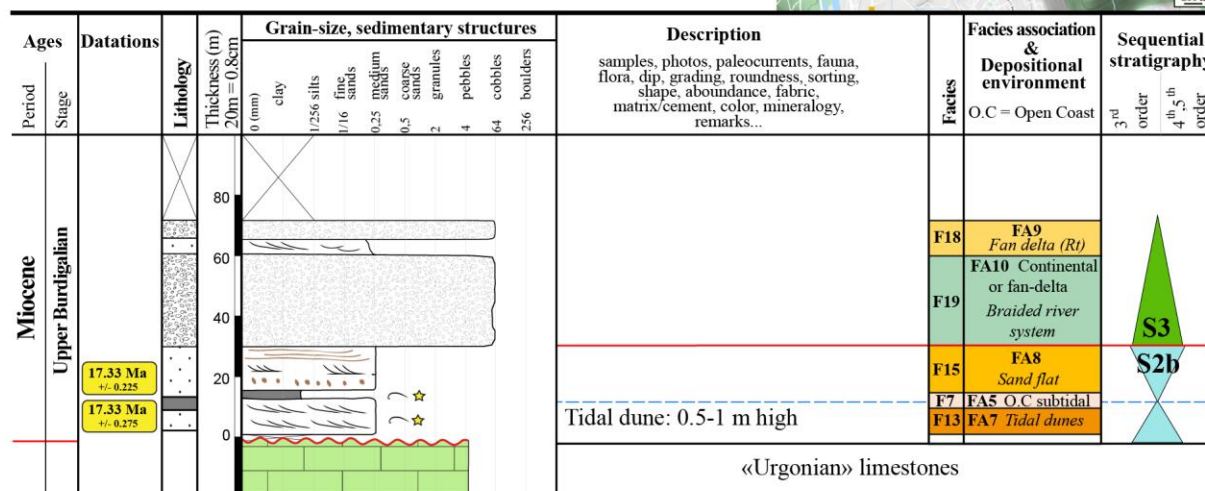
Annexe 42: Coupe sédimentologique n°22 (La Roize). Légende en Annexe 84.



SECTION n°23: La Gachetière
Author: Kalifi Amir



Top: Long: 5.647175° Lat: 45.293940° Z: 388m
Base: Long: 5.644982° Lat: 45.292567° Z: 304m



Annexe 43: Coupe sédimentologique n°23 (La Gachetière). Légende en Annexe 84.

ZONE E : Le synclinal de Rencurel					
n°	Objet et référence	Localisation et numérotation d'origine	GPS (WGS 84: Lat, Long)	Description de la coupe sédimentologique (de la base vers le toit) ou du point d'observation Str= Datation Strontium ; NN= Biozation des nannoplanctons ; D18= Biozation des Dynoflagellés	Interprétation n CT=Cortège Transgressif SIM=Surface d'inondation maximale
11	Coupe sédimentologique levée	Méandre	45.155937° ; 5.554002°	Conditions d'affleurements difficiles : (i) Substratum Crétacé sup. calcaire, (ii) Calcarenite azoïque (3m), (iii) Sables fins avec rare bioclastes : Str : 18.05+/-0.2Ma (15m), (iv) Sables à flaser bedding (F9, FA6 ? Open-coast intertidal) ayant fourni des faunes NN5-NN4 et D18-Eocène terminal (5m). Fin de la coupe	S2a
24		Les Ecouges	45.177411° ; 5.497896°	Voir Annexe 45	S2a, S2b, S3
25		Roche Rousse	45.164760° ; 5.488742°	Voir Annexe 46	S2a, S2b, S3

33		Pont-en-royans	45.061779° ; 5.341453°	Voir Annexe 47	S2a (?), S2b, S3
E1	Coupe sédimentologique - Demarcq (1962)	La Balme Rencurel : dans les talus de la D35	45.090068°; 5.468903°	(i) Crétacé supérieur, (ii) Conglomérat polygénique, mal classé, dans un ciment dur molassique (2-5m), (iii) Molasse verdâtre fine à petits galets et huîtres (5m), (iv) Sables grossier blanc de Moutier (0,6m), (v) Dalle de molasse gréseuse très fossilifère constituant une lumachelle à <i>Chlamys Praescabriusculus</i> et <i>Chlamys cf. Paulensis</i> (3m), (vi) molasse hétérogène conglomératique, à éléments de taille variable, bréchiformes par place (12m); (vii) lacune (30m), (viii) Marnes sableuses gris bleu (très épaisses)	Corrélations avec les coupes 24 et 25 ci-dessus: (ii, iii, iv) CT S2a condensé ? (avec (ii) = conglomérat de transgression), (v, vi, vii) S2b, (viii) SIM S2b
E2	Coupe sédimentologique - Latreille (1969)	"les Clots": le long de la D103 depuis le lieu-dit	45.079878°; 5.464709°	50 mètres de marnes	SIM S2b
E3	Age Strontium de la base du Miocène	Le Claret, Autrans 38880: Sous le tremplin olympique	Géolocalisation précise de l'affleurement inconnue	Avant la construction du tremplin olympique, une lumachelle affleurerait (comm. orale. Fournier Daniel), riche en oursins de grande taille. Mr Fournier a eu la gentillesse de me fournir un oursin complet qui contenait des fragments de bioclastes datés à Str: 17,6 +/- 0,25 Ma.	CT S2a

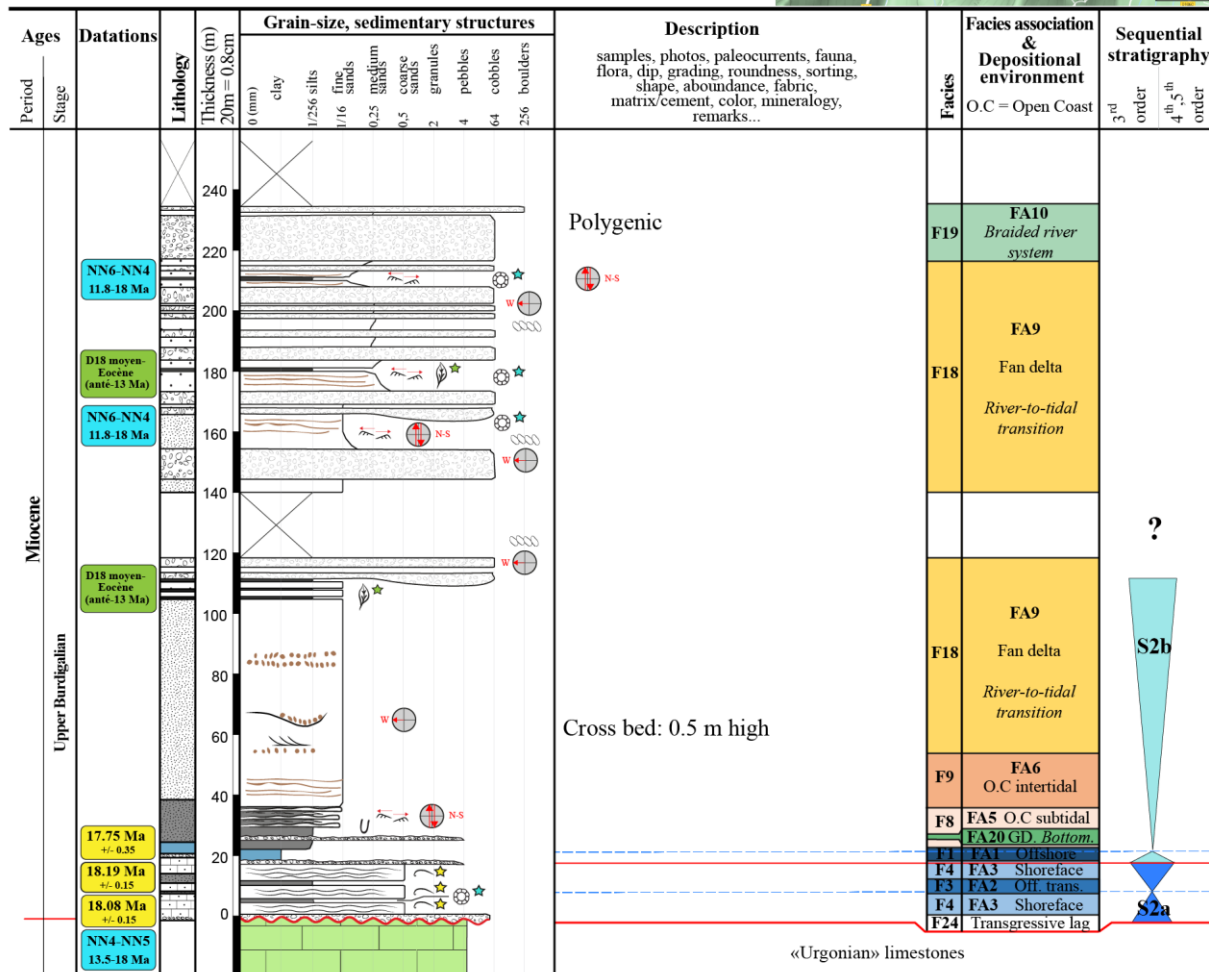
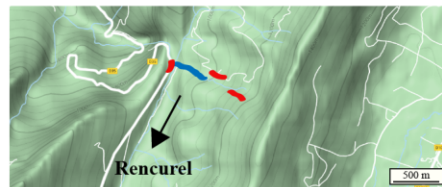
Annexe 44: Liste des points de contrôles de la Zone E: Localisations précises, données sédimentologiques et chronostratigraphiques, interprétations séquentielles. Pour détails, voir Annexe 12 pour les âges strontium, Annexe 14 pour les datations par nannoplanctons calcaires, Annexe 15 pour les datations par kystes de dinoflagellées, Annexe 16 pour les datations par foraminifères planctoniques.



SECTION n°24: Les Ecouges
 Author: Kalifi Amir



Top: Long: 5.504757° Lat: 45.174985° Z: 1043m
 Base: Long: 5.497896° Lat: 45.177411° Z: 897m



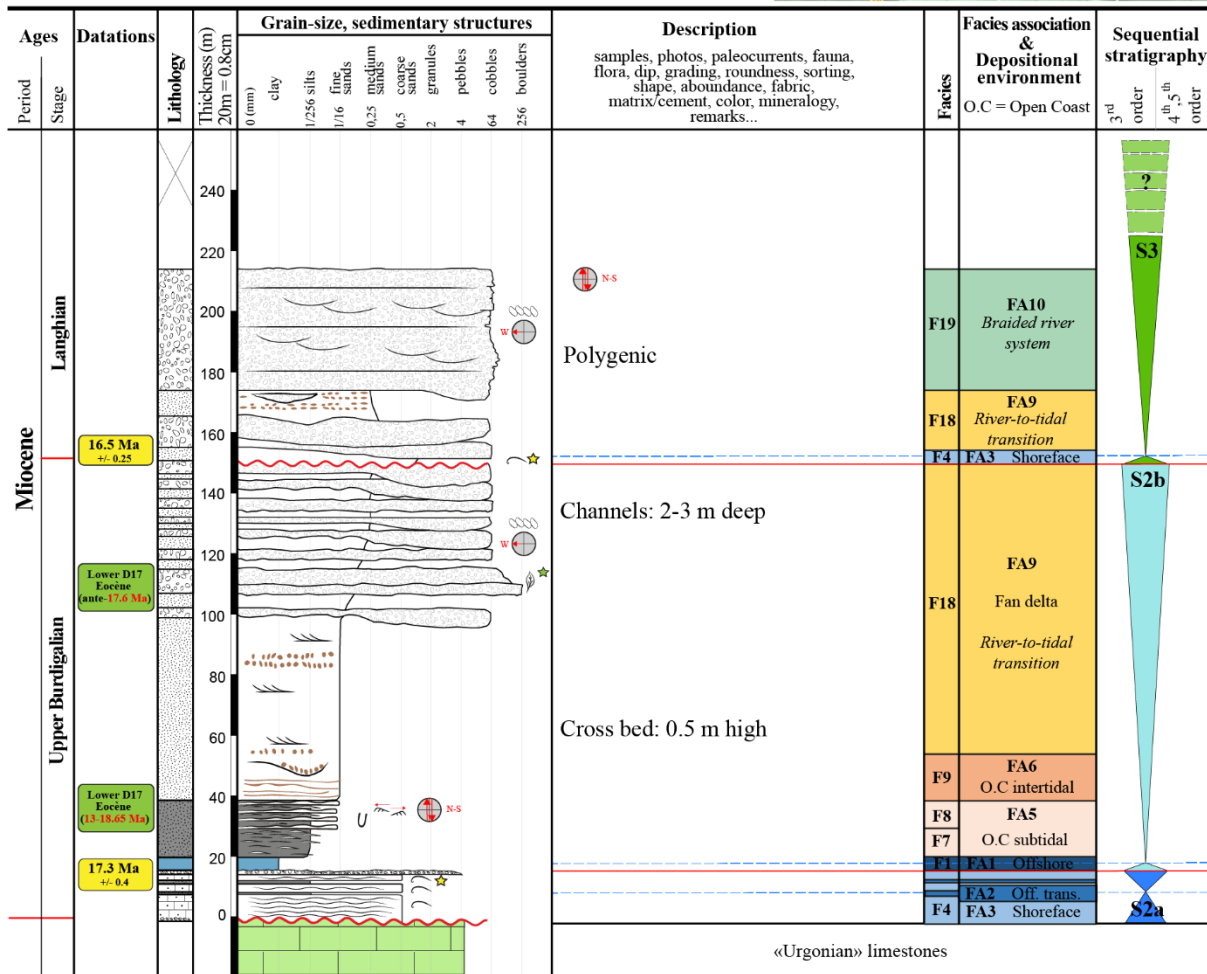
Annexe 45: Coupe sédimentologique n°24 (Les Ecouges). Légende en Annexe 84.



SECTION n°25: Roche rousse
 Author: Kalifi Amir



Top: Long: 5.495196° Lat: 45.163793° Z: 997m
 Base: Long: 5.488742° Lat: 45.164760° Z: 981m

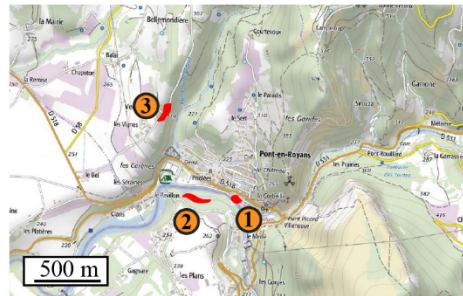


Annexe 46: Coupe sédimentologique n°25 (Roche Rousse). Légende en Annexe 84.

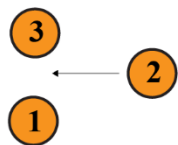


SECTION n°33:
Pont-en-Royans

Author: Kalifi Amir



Top: Long: 5.336960°
Lat: 45.070289°
Z: 350m



Base: Long: 5.338899°
Lat: 45.061196°
Z: 219m

Base: Long: 5.341453°
Lat: 45.061779°
Z: 200m

Ages	Datations	Lithology	Grain-size, sedimentary structures	Description	Facies association & Depositional environment	Sequential stratigraphy
Miocene Upper Burdigalian				S3 according to regional correlation		
		360	Exotic microconglomerates	3	F4 FA3 Shoreface F9 FA6 O.C intertidal	S3 S2b
		340				
		320				
		300	Soft-sediment deformation		F9 FA6 O.C intertidal F8 FA5 O.C subtidal	
		280	= Fan delta progradation?		F9 FA6 O.C intertidal	
		260	Soft-sediment deformation	2	F9 FA6 O.C intertidal	
		240				
		220				
		200				
	180					
	160					
	140					
	120	?	According to geological map: 200m minimum of marles S2a? S2b? Maximum flooding surface			
	100					
	80					
	60					
	40					
	20					
	0		Calcarenites: Rich in <i>Pecten</i> <i>Praescabriusculus</i>	1	F4 FA3 Shoreface	

Annexe 47: Coupe sédimentologique n°33 (Pont-en-Royans). Légende en Annexe 84.

ZONE F : La Bièvres					
n°	Objet et référence	Localisation et numérotation d'origine	GPS (WGS 84: Lat, Long)	Description succincte de la coupe: de la base vers le top ; ou du point d'observation Str= Datation Strontium, MN= Biozonation des micro-mammifères	Interprétation CT=Cortège Transgressif SIM=Surface d'inondation maximale CR= Cortège régressif
29	Coupe sédimentologique levée	St-Nicolas-de-Macherin	4.403538° 5.617126°	Voir Annexe 49	CR S4
30		Toutes-Aures/Cognet	45.270438° ; 5.346267°	Sables subtidaux (FA7), paléocourants E-W Str= 15.43 +/-0.275 Ma	S4
BIF-1	Sondages : Interprétations séquentielles à partir des diagraphies	Belmont	45.46525816 ; 5.37444102	Annexe 50	S3, S4, S5a, S5b, S6, S7
BR-1		Brezins	45.34663088 ; 5.31157248	Annexe 51	S3, S4, S5a, S5b
BRF-1		Brezins	45.34149669 ; 5.31167956	Annexe 51	S3, S4, S5a, S5b
PA-1		Paladru	45.4493155 ; 5.54105476	Annexe 52	S2 ?, S3, S4, S5a, S5b, S6, S7, S8
VAF-2		Varacieux	45.26457624 ; 5.3481692	Annexe 53	S2a, S2b, S3, S4
F1	Coupe sédimentologique synthétique - Nicollet (1979)	Pressins - entre 330 et 480 m NGF, le long des ravins descendant du plateau au dessus de Pressins et de St-Jean d'Avelanne	Voir ref. pour plus de précisions	(i) Conglomérat riche en galets cristallins (Cgl. de la Tour-du-Pin; 340-345m; 5m); (ii) sables jaunâtres à intercalations de lentilles conglomératiques et de marnes bleues renfermant <i>Melagotachea delphinensis</i> , <i>Tryptichia sp.</i> , <i>Mesodontopsis cf. beriacensis</i> , <i>Testacella sp.</i> , assemblage du Tortonien inférieur d'après l'auteur (345-375m; 30m); (iii) conglomérat riche en galets cristallins (Cgl. de la Tour-du-Pin; 375-390m; 15m); (iv) horizon ferrugineux avec du bois fossilisé (situé à une côte de 390m +/-5m; épaisseur faible, 1-2m); (v) conglomérat riche en galets calcaires (Cgl. de Voreppe; 390-405m; 15m); (vi) sables à lits marneux (405-410m; 5m); (vii) Conglomérat riche en galets cristallins avec lentilles sableuses (Cgl. de la Tour-du-Pin; 410-420m; 10m); (viii) sables (420-425m; 5m); (ix) conglomérat grossier riche en galets calcaires ravinant le niveau sableux sous-jacent (Cgl. de Voreppe; 425-430m; 5m); (x) sables (430-435m; 5m); (xi) conglomérat riche en galets cristallins (Cgl. de la Tour-du-Pin;	(i, ii, iii) CR de la S6 très probable d'après l'assemblage faunique au niveau (ii, 345-375m NGF) et d'après une corrélation altitudinale le puits PA-1, 7-8 km au sud-ouest ; (iv) LS7 probable; (v->xii) S7 continental ; (xiii) LS8 probable d'après la base ravinante de cette unité une corrélation altitudinale (+/- 5m) avec le puits PA-1

				435-445m; 10m); (xii) sables (445-450m; 10m); (xiii) base ravinante marque l'apparition de conglomérat riche en galets calcaires, jusqu'au sommet des plateaux (Cgl. de Voreppe; 450-470m; 20m)	
F2	Coupe sédimentologique - Demarcq (1962, 1970)	St-Géoire-de-Valdaine : au nord du hameau de la Sauge, le long de la D28C	Voir ref. pour plus de précisions	(i) Sables (20m), (ii) alternance sables/conglomérat (35m), (iii) lacune (20m), (iv) alternance sables/conglomérat (45m), (v) sables à <i>minces lits rougeâtre</i> (6m), (vi) conglomérat (45m), (vii) sables à <i>lits rougeâtres</i> (9m), (viii) marnes à lits de sables et galets (7m), (ix) conglomérat (30m), (x) conglomérat à ciment marno-sableux (120m)	Calage stratigraphique difficile. (vii, viii) = marnes continentales de la S7 ou S8 ?
F3	Coupe sédimentologique détaillée - Huet (2018)	Voiron : Au Nord-Est, par la route des Gorges, jusqu'au sommet de Notre-Dame de Vouise	45.370553°; 5.594538°	Entre 350-520m NGF : (i) Sables de fan delta (170m), (ii) limite de séquence à 405 m NGF, (iii) lacune (100m), (iv) conglomérat fluviatile en tresse (70m)	(i) S4 : Equivalent des sables de Pont-de-Beauvoisin. Influences deltaïques plus marquées, (ii) LS4, (iv) CR4+ LS5?
F4	Coupe sédimentologique synthétique dans le secteur Réaumont, Charnècles et Rives - Demarcq (1962, 1970)	Rives : à partir de 2 coupes: (i) Entre Moirans et Charnècles, (ii) Entre Renage et Réaumont	Voir ref. pour plus de précisions	(i) Sables marins sans galets (base?), (ii) conglomérat (100-150m), (iii) sables marins. Ensemble à pendage nord ouest. <i>[D'après nous, l'unité (iii) correspond à l'unité (i). En effet, il s'agit d'une zone traversée par la faille n°4 (voir chapitre structural) qui a un rejt d'une centaine de mètres, expliquant ainsi les pendages vers le nord-ouest ainsi que le dédoublement de l'unité (i).]</i>	(i, base ii?) S3-S4 par extrapolation avec les sables de Cognet (base de coupe sed. N°30, ci-dessus) et F9, (ii), S5, 6, 7, 8?
F5	Coupe sédimentologique synthétique au nord de la ville de Tullins - Demarcq (1962, 1970)	A partir de 4 coupes: Entre (i) Tullins et l'Eslinard, (ii) Tullins et Izaeux, (iii) Tullins et Beacroissant, (iv) Fures et Rénage	(i) routes du "che de la mearie" ou "che de l'Eslinard" (ii) D73e ; (iii) route des arronds ; (iv) D45	(i) Sables gréseux jaunâtres (120-150m), (ii) conglomérat sablo-gréseux jaunâtre, avec bancs épais de sables gréseux sans galets (175m), (iii) safres gréseux jaunâtres, avec lits de galets souvent importants (150m), (iv) conglomérat sableux gris, avec bancs dépourvus de galets (50m), (v) épais conglomérat à ciment marno-sableux blanchâtre ou grisâtre (100m), (vi) glaise Pliocène (12m)	(i, base ii?) S3-S4 par extrapolation avec les sables de Cognet (base de coupe sed. N°30, ci-dessus) et F9, (top ii, iii, iv, v), S5, 6, 7, 8?
F6	Coupe sédimentologique synthétique de Saint-Michel-de-Geoirs -	Puits de Brezin (BR1) complété au toit par la série Miocène	Le long de la D154 ou D518?. Voir ref. pour plus de précisions.	(i) Substratum Jurassique, (ii) Argiles sableuses plastiques (60m), (iii) sables argilo-marneux et argiles sableuses jaunes (125m), (iv) conglomérat polygénique (33m),	(ii, iii, iv)= S3, S4; (v, vi)= S5; (viii)~ S6?; (ix, x) S7, 8?.

	Demarcq (1962, 1970)	décrite entre Saint-Michel-de-st-Geoirs et Saint-Geoirs		(v) marnes argilo-sableuses, avec quelques lits de galets (87m), (vi) conglomérat polygénique (23m), (vii) lacune , (viii) sables gréseux jaunâtre formant les deux vallons aboutissant à St-Geoirs (70m, d'après l'auteur, tortonien inférieur), (ix) marnes et marnes sableuses à niveaux ligniteux et à lits de galets (30m), (x) conglomérat polygénique "Pontien" à banc marneux (100m), (xi) glaise Pliocène du Chambaran (15m)	Corrélation avec interprétations diagraphiques des puits BR-1, BRF-1, VAF-2 et des points 29, 30, F3, F7.
F7	Gisement de micro-mammifères	Les Envers : au sud de St-Michel-de-St-Geoirs	45.3003889°, 5.3527278°; z=538m (Localisation exacte communiqué par Mr. Suc et Mr. Michaux)	Cité uniquement dans Clauzon et al. (1990). D'après l'auteur, ce gisement peu connu d'argiles continentales interstratifié dans une série conglomératique fluviale, possède un assemblage faunique proche des gisements de de Can Llobateres (Espagne, MN9, Ménouret et Mein, 2008) et Lo Fournas 6 (Pyrénées orientale, MN10, Ménouret et Mein, 2008). De plus, il contient <i>Pliopetaurisra bressana</i> qui est marqueur des biozones MN10-11 d'après Ménouret et Mein (2008). L'interprétation la plus probable consiste donc en MN10 .	S8 continental probable
F8	Coupe sédimentologique synthétique à l'ouest de Poliéas - Demarcq (1962, 1970)	Entre Vatilieu, Cras, Chantesse	Voir ref. pour plus de précisions	(i) Sables grisâtres (jusqu'aux rochers Urgoniens du massif de Poliéas) (150m). [La base est datée par F9], (ii) conglomérats sablo-gréseux (lacets juste au dessus de Cras- 150m), (iii) safre jaune plus ou moins grésifié, avec quelques passées conglomératiques (150m), (iv) conglomérat épais à ciment sablo-marneux grisâtre (100m)	(i, base ii?) S3-S4 par extrapolation avec les sables de Cognet (30, ci-dessus), F9 et VAF-2 ; (top ii, iii, iv), S5, 6, 7, 8?
F9	Age Strontium de la base du Miocène au Sud-ouest du massif de Poliéas	A l'Est du village de l'Albenc, entre Pierre Brune et le Mont Larron	45.231009°; 5.455807°	Sables grossiers bioclastiques (affleurement difficile sur escarpement très végétalisé). Age Strontium: 15,1 +/- 0,35 Ma.	ST - S4

Annexe 48: Liste des points de contrôles de la Zone F: Localisations précises, données sédimentologiques et chronostratigraphiques, interprétations séquentielles. Pour détails, voir Annexe 12 pour les âges strontium, Annexe 14 pour les datations par nannoplanctons calcaires, Annexe 15 pour les datations par kystes de dinoflagellées, Annexe 16 pour les datations par foraminifères planctoniques.



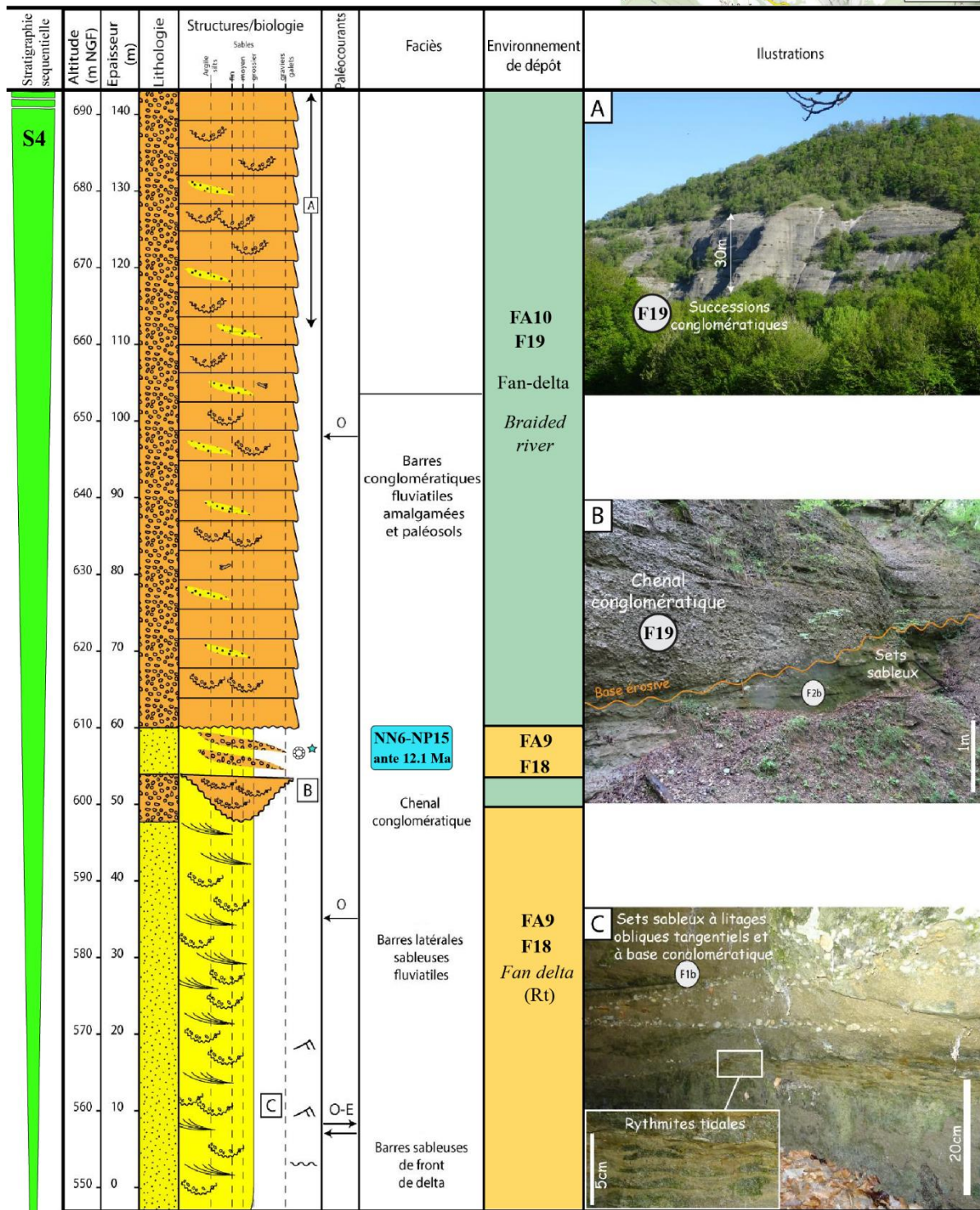
SECTION n°29: St-Nicolas-de-Macherin

Author: Kalifi Amir

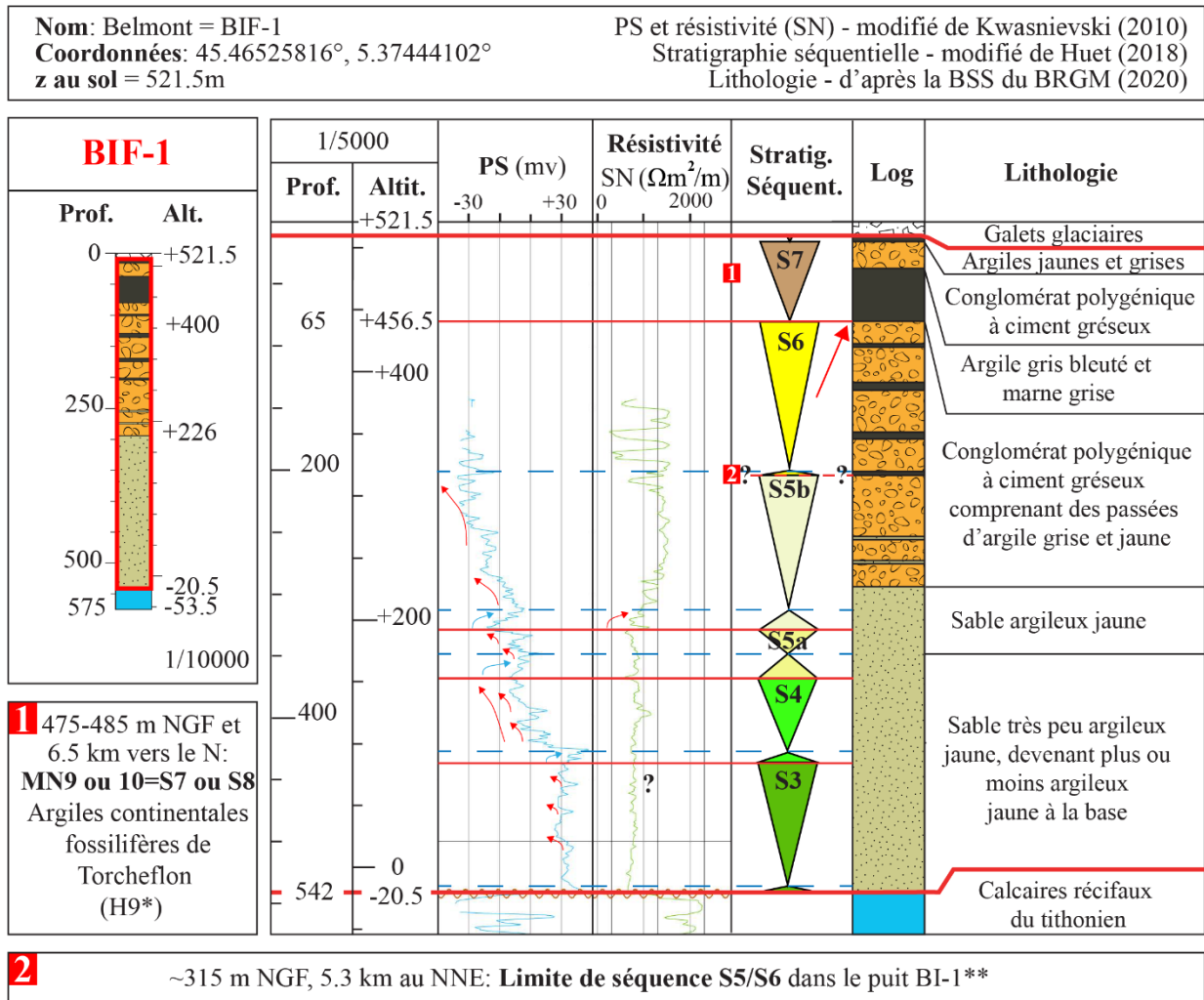
Drawn by: Huet Bastien



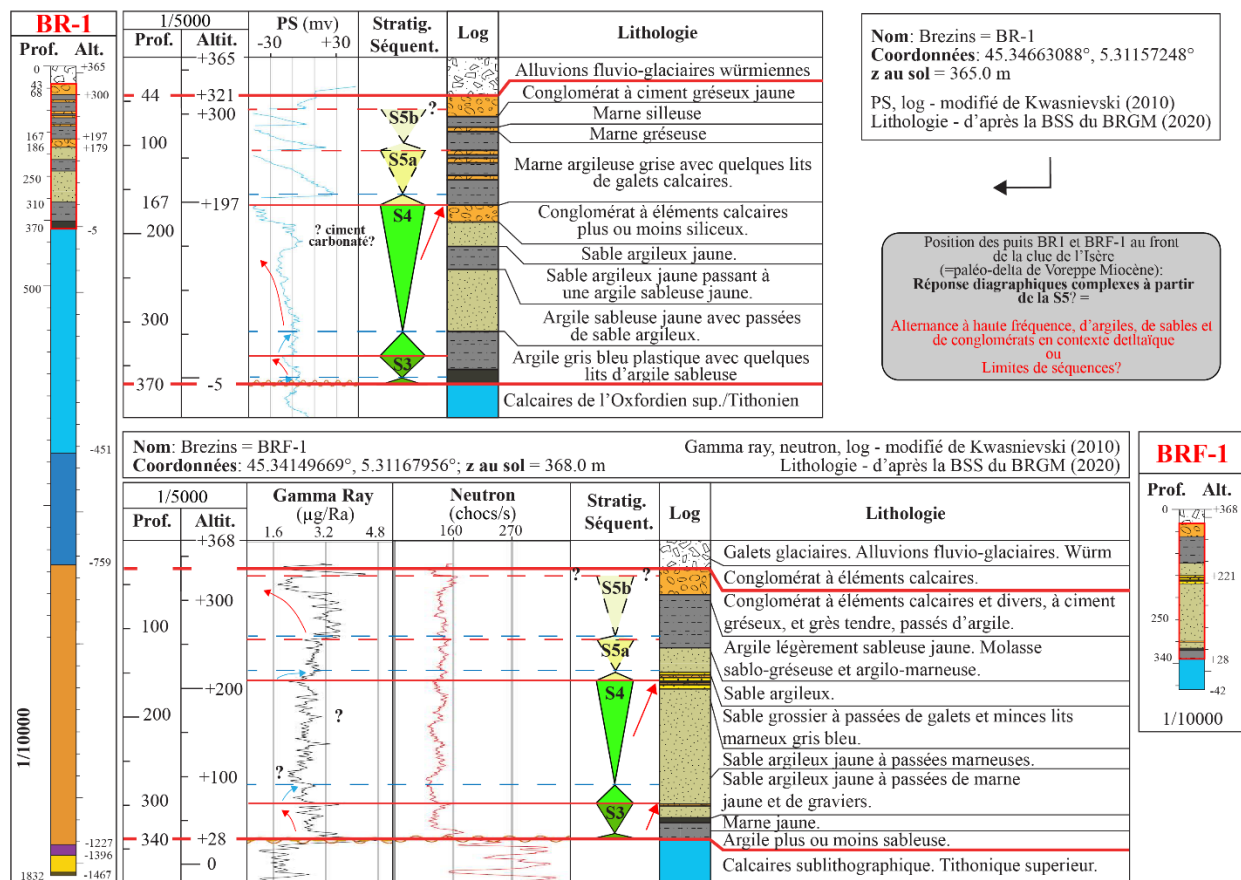
Top: Long: 5.616804° Lat: 45.404413° Z: 690m
 Base: Long: 5.617126° Lat: 45.403538° Z: 550m



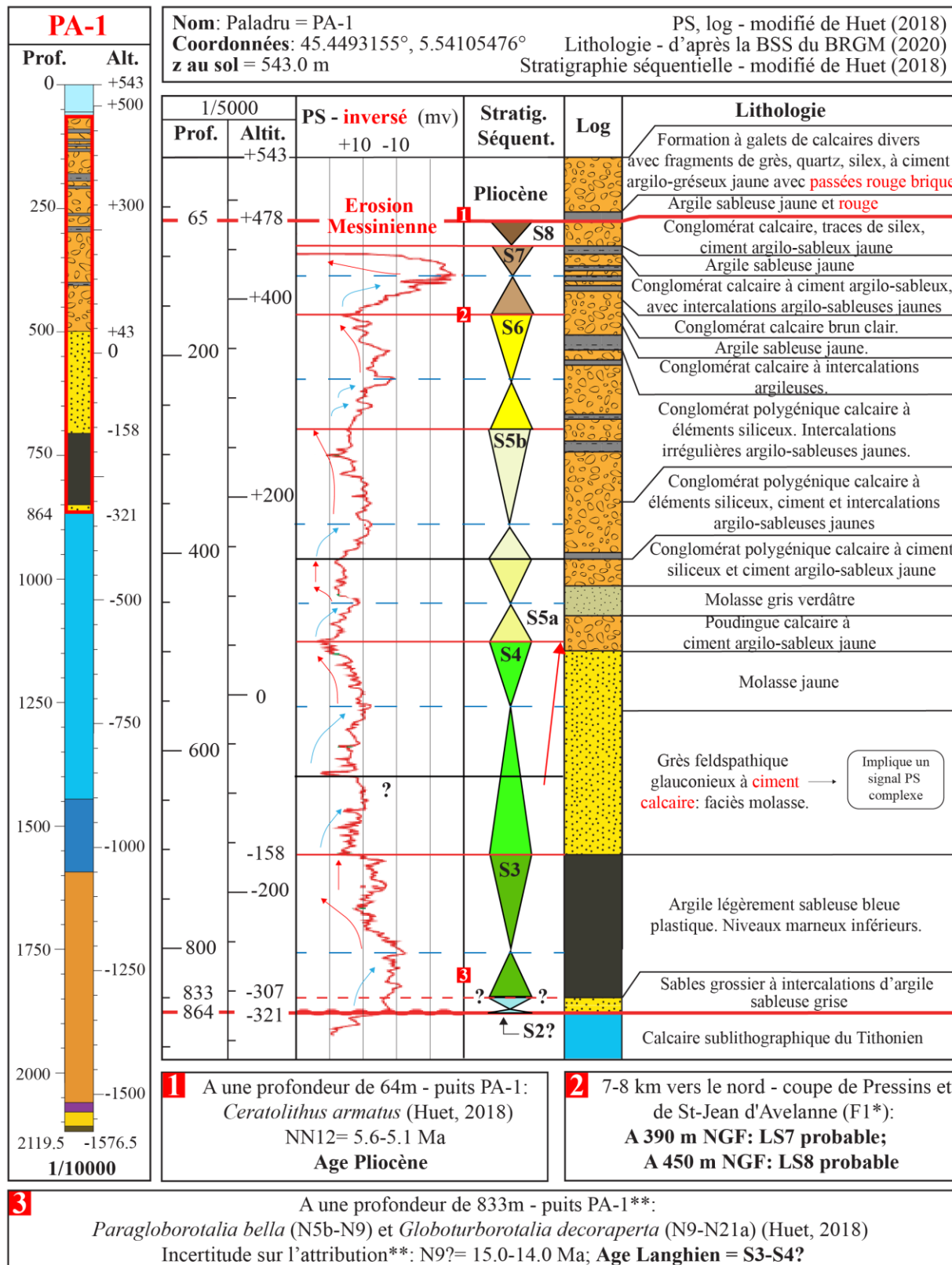
Annexe 49: Coupe sédimentologique n°29 (St-Nicolas-de-Macherin, modifié de Huet, 2018). Légende en Annexe 84.



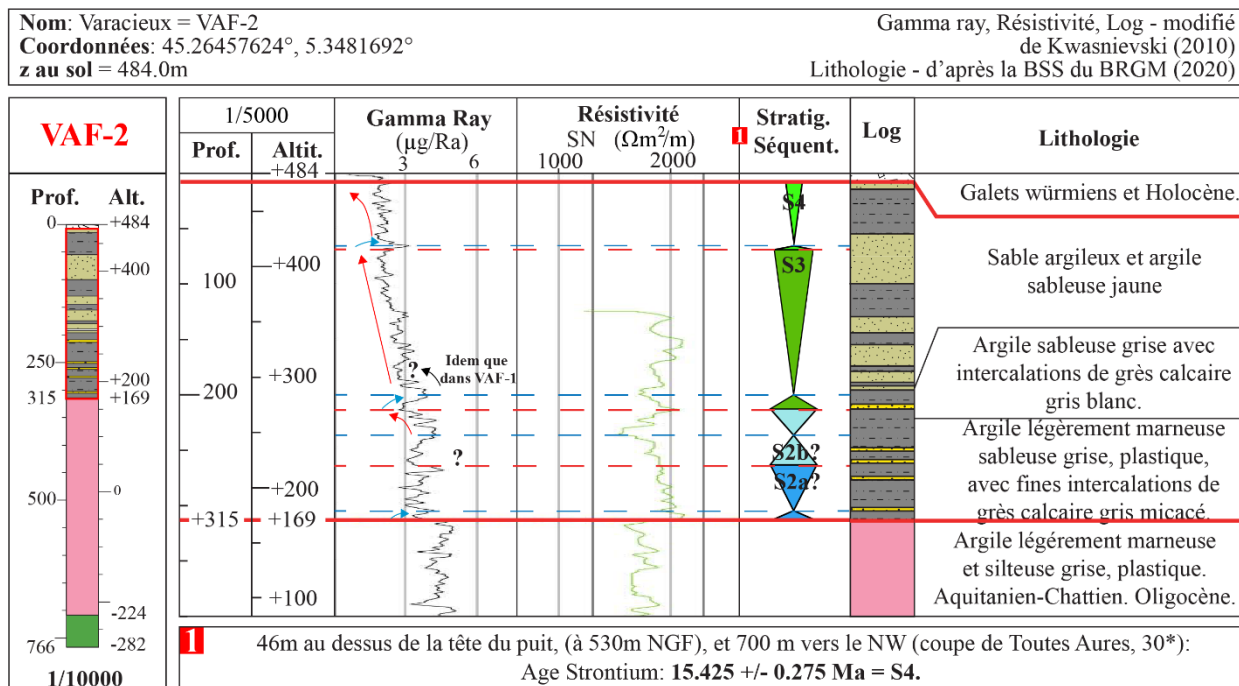
Annexe 50: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits BIF-1 à partir des diagraphies. *Annexe 59. **Annexe 60. Légende en Annexe 84.



Annexe 51: Stratigraphie séquentielle du Miocène des puits de BR-1 et BRF-1 à partir des diagaphies. Légende en Annexe 84.



Annexe 52: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits PA-1 à partir des diagraphies.*Annexe 48.**Annexe 52. Légende en Annexe 84.



Annexe 53: Stratigraphie séquentielle du Miocène des puits de BR-1 et BRF-1 à partir des diagraphies. *Annexe 48. Légende en Annexe 84.

ZONE G : Le Synclinal du Royans					
n°	Objet et référence	Localisation et numérotation d'origine	GPS (WGS 84: Lat, Long)	Description succincte de la coupe: de la base vers le top ; ou du point d'observation	Interprétation ST=Surface de Transgression
31	Coupe sédimentologique levée	Beauvoir	45.124341° ; 5.321958°	Annexe 55	S2b, S3, S4,
32		Pont-de-Manne	45.06525° ; 5.279113°	Annexe 56	S2b, S3, S4, S5, S6 ?
34		Les Pousselets	45.033255° ; 5.271637°	Annexe 57	S2b, S3
35		Oriol-en-Royans	44.989617° ; 5.265918°	Annexe 58	S2b, S3

Annexe 54: Liste des points de contrôles de la Zone G: Localisations précises, données sédimentologiques et chronostratigraphiques, interprétations séquentielles. Pour détails, voir Annexe 12 pour les âges strontium, Annexe 14 pour les datations par nannoplanctons calcaires, Annexe 16 pour les datations par foraminifères planctoniques.



SECTION n°31:
Le Pont de Beauvoir



Author: Kalifi Amir

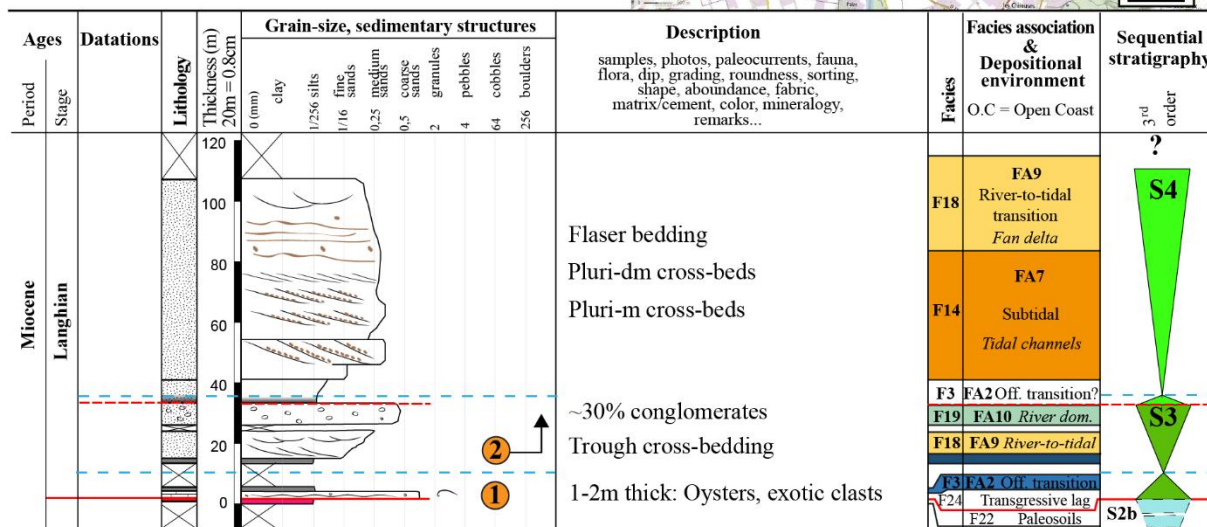
1

Long: 5.270687°
Lat: 45.105233°
Z: 180m

2

Top: Long: 5.325709°
Lat: 45.133186°
Z: 240m

Base: Long: 5.321958°
Lat: 45.124341°
Z: 190m



Annexe 55: Coupe sédimentologique n°31 (Le Pont-de-Beauvoir). Légende en Annexe 84.



SECTION n°32:
Le Pont-de-Manne

Author: Kalifi Amir



Top: Long: 5.302920°
Lat: 45.077042°
Z: 310m



Top: Long: 5.309961°
Lat: 45.055634°
Z: 240m

Base: Long: 5.279113°
Lat: 45.06525°
Z: 178m



Base: Long: 5.305811°
Lat: 45.061324°
Z: 190m



Period	Ages	Datations	Lithology	Grain-size, sedimentary structures	Description	Facies association & Depositional environment	Sequential stratigraphy
Miocene	Langhian	12.68 Ma ± 1.475	0-240m	clay, silts, fine sands, medium coarse sands, granules, pebbles, cobbles, boulders	NE of St Just-de-Claix	F18 FA9 River-to-tidal transition Fan delta	S5? S6?
					At Auberives-en-royans	F19 FA10 River dominated Fan delta	S4
						F18 FA9 River-to-tidal transition	
					Pluri-m tidal dunes	F11 FA7 Tidal dunes	S3
					Angular unconformity	F11 FA7 Tidal dunes	
					<i>Ostrea Crassissima</i> level rich	F16 FA8 Mixed fluvial	S2b
					Shell mold: <i>Turitella Turris</i>	F9 FA6 O.C intertidal	
					Remanied Aquitanian marles	F8 FA5 O.C subtidal	
						F3 FA2 Off. transition	
						F1 FA1 Offshore	
Miocene	Upper Burdigalian	15.08 Ma ± 0.425	0-80m				
		17.18 Ma ± 0.225	0-20m				
Miocene	Lower Burdigalian?	Top N7 ante-1731m	0-20m				
Oligocene - Aquitanian?					Grey-blue marles/sands containing fresh water fauna => Lagunal environment (Giot, 1943)		
					First appearance of the alpine mineralogical association (Grenat, epidote, glaucophane; Latreille 1969)		
Eocene					Reddish sandy-marles		
					Local mineralogical association (Massif Central; Latreille, 1969)		
Eocene					White fluvial sandstones and paleosols		
					Local mineralogical association (Massif Central; Latreille, 1969)		
Eocene					Upper Cretaceous limestones		

Annexe 56: Coupe sédimentologique n°32 (Le-Pont-de-Manne). Légende en Annexe 84.



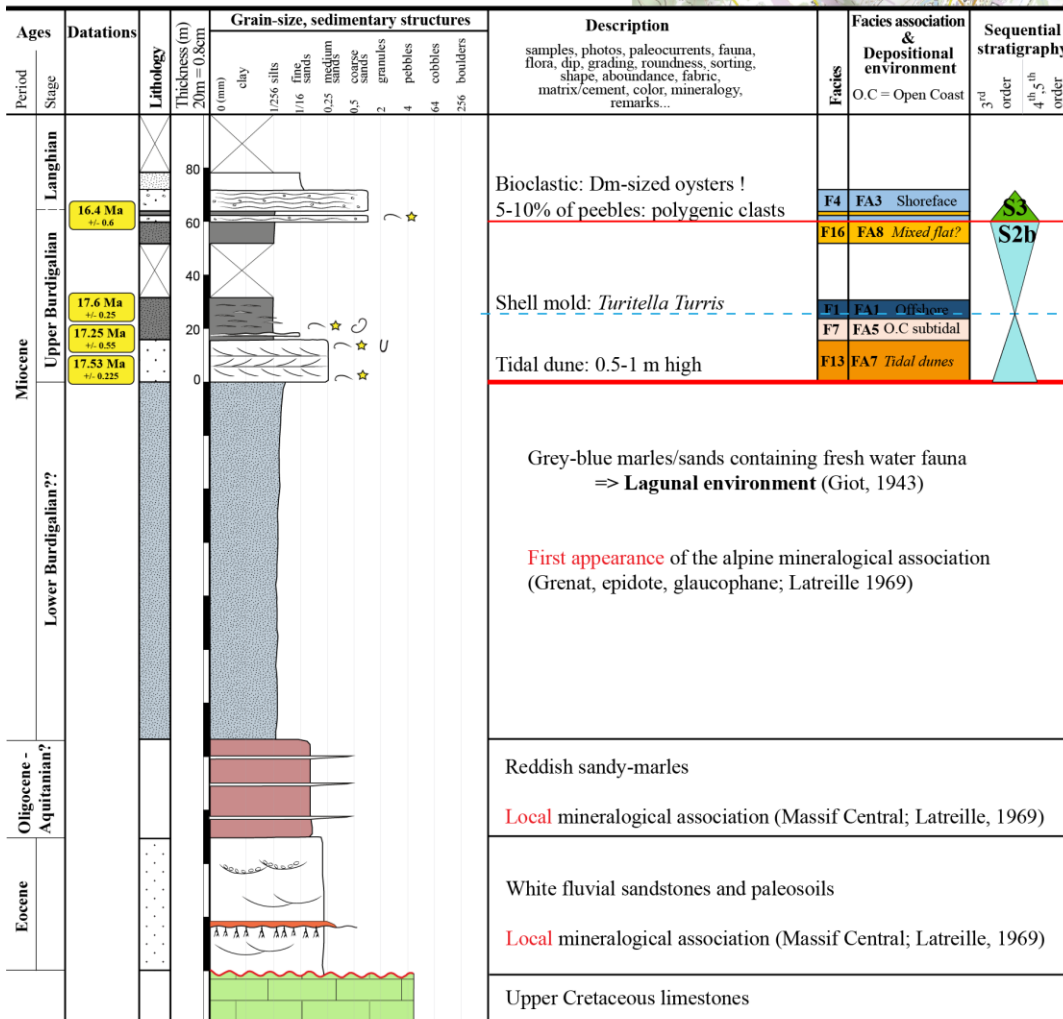
SECTION n°34: Les Pousselets
Author: Kalifi Amir

1 Top: Long: 5.277283° Lat: 45.036207° Z: 374m
Base: Long: 5.271637° Lat: 45.033255° Z: 400m



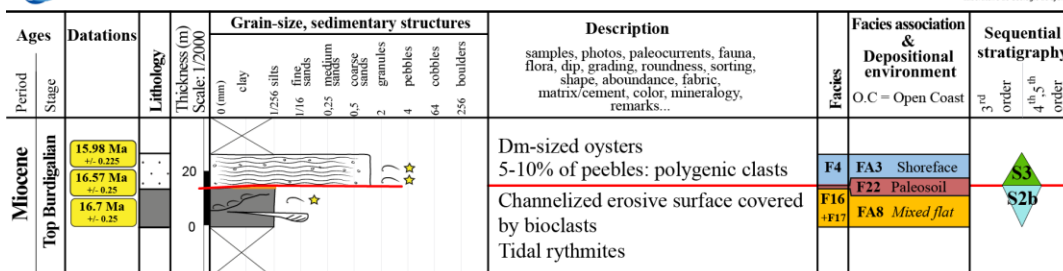
SECTION n°34b: St-Jean-en-royans
Author: Kalifi Amir

2 Top: Long: 5.289174° Lat: 45.022723° Z: 230m
Base: Long: 5.289023° Lat: 45.024261° Z: 219m



SECTION n°34b: Saint-Jean-en-Royans

Author: Kalifi Amir



Annexe 57: Coupe sédimentologique n°34 (Les-Pousselets) et 34b (St-Jean-en-Royans). Légende en Annexe 84.

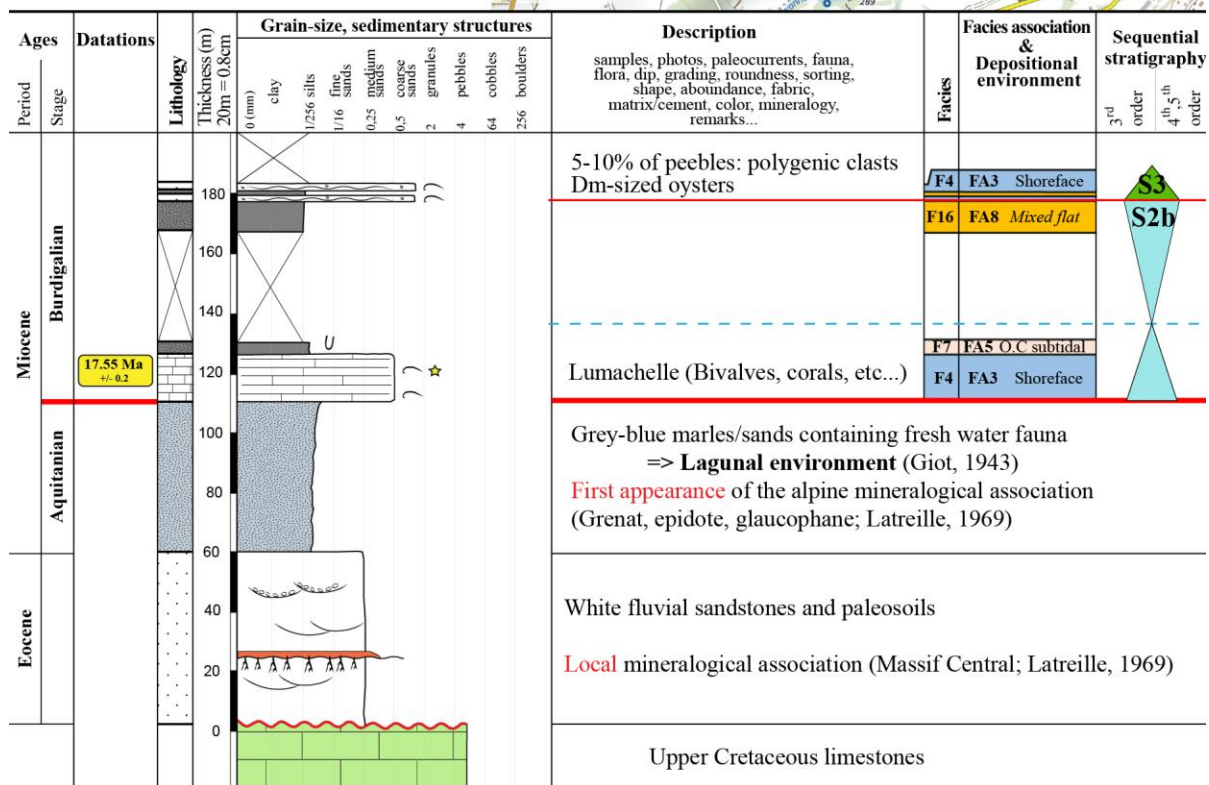
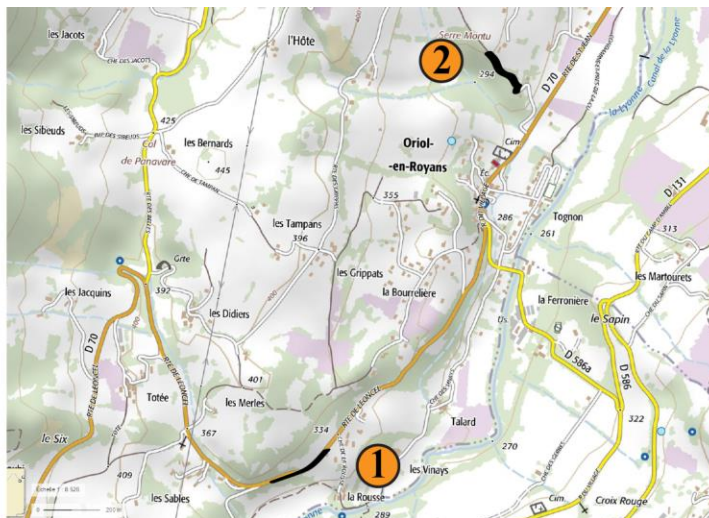


SECTION n°35: Oriol-en-Royans
 Author: Kalifi Amir

Top: Long: 5.275250°
 Lat: 45.001803°
 Z: 300m



Base: Long: 5.265918°
 Lat: 44.989617°
 Z: 334m



Annexe 58: Coupe sédimentologique n°35 (Oriol-en-Royans). Légende en Annexe 84.

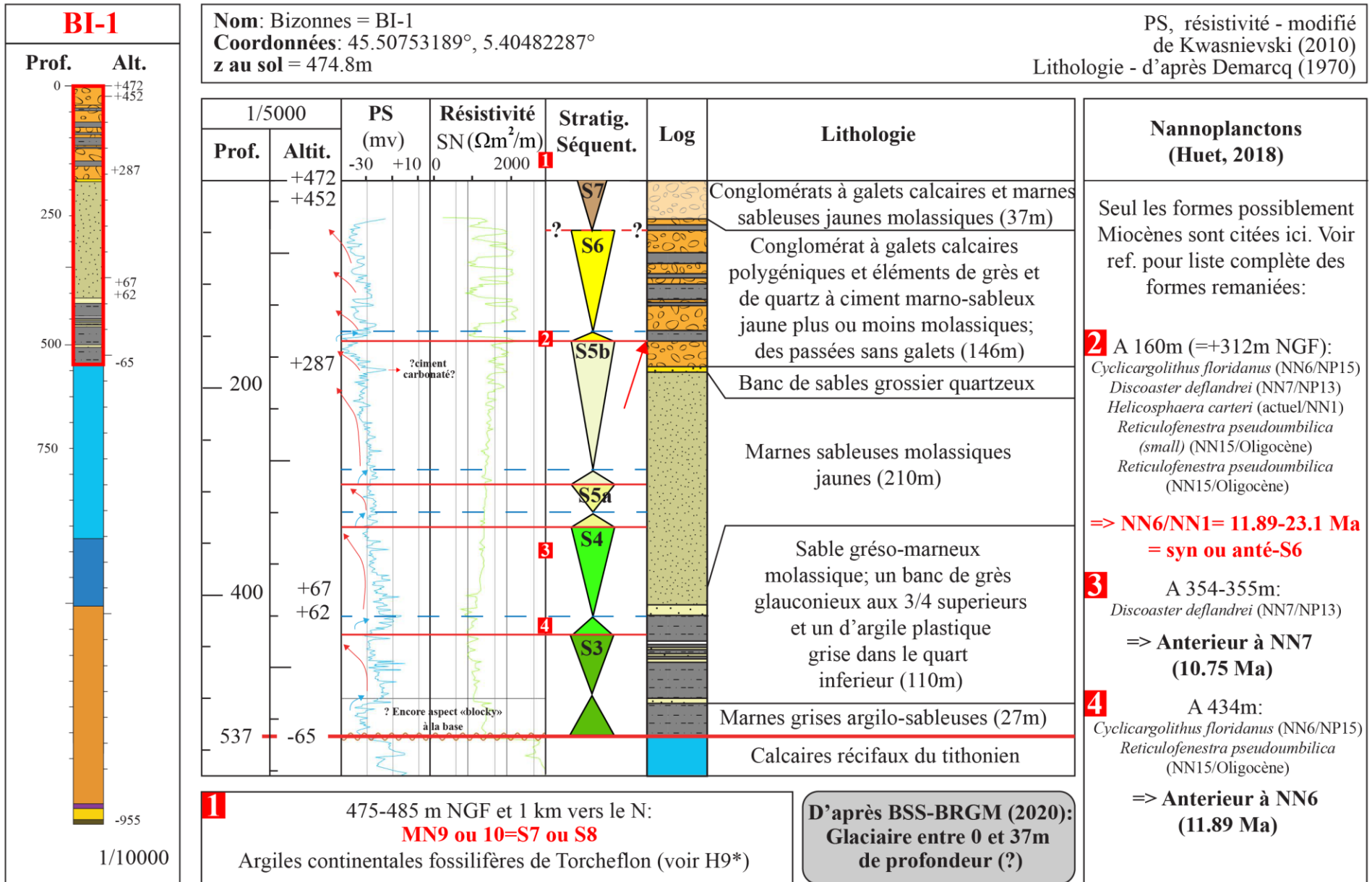
Zone H: La region de La-Tour-du-Pin					
n°	Objet	Localisation de la coupe et référence d'origine	GPS (WGS 84: Lat, Long)	Description succincte de la coupe: de la base vers le top Str= Datation Strontium; N=Biozonation des foraminifères, NN= Biozonation des nannoplanctons, MN= Biozonation des micro-mammifères	Interprétation ST=Surface de Transgression CR= Cortège régressif
BI-1	Sondages : Interprétations séquentielles à partir des diagraphies	TORCHEFELON (38508)	45.50753189°; 5.40482287°	Annexe 60	S3, S4, S5a, S5b, S6, S7
LAT P-F1		SAINTE-BLANDINE (38369)	45.54938191°; 5.41355596°	Annexe 61	S3, S4, S5a, S5b, S6
H1	Coupe sédimentologique synthétique - notice feuille Belley-700	Synclinale de Belley - à partir de nombreux points cités par la notice de la feuille Belley (700)	Voir notice	(i) Urgonien, (ii) Toit de l'Urgonien bio-perforé, correspond à la surface de transgression du Miocène (age?), (iii) conglomérat à gros blocs calcaires grossièrement arrondis perforés de trous de pholades, (iv) sable molassique blond micacé à galets mous (124m minimum, d'après puit ref: 8-15, voir notice)	(ii, iii) ST S2a-b ou S3 ?; (iv) ? Absence des marnes de St Lattier (S2 et S3): Présence d'un delta ?
H2	Coupe sédimentologique - Point d'observation (Kalifi. A)	Avressieux : Au Nord-Est du village, le long de la D35	45.575644°; 5.713267°; z=310-330m NGF	(i) Sables subtidaux, FA7 (20m, N155 80°W), (ii) sables à festons et conglomérats, FA9 (10m ; N150, 55°W). Equivalent des sables du Pont de beauvoisin, ou les pendages sont en revanche sub-horizontaux (H3, ci-dessous)	Par corrélation avec H3 ; (i, ii) CR S4: Les pendages forts indiquent le passage d'un accident dans cette zone.
H3	Coupe sédimentologique détaillée – Huet (2018)	(i) Le Pont-de-Beauvoisin : à la montée du château et le long de la D35E jusqu'à Belmont-Tramonet.	45.536237°; 5.673856°; z =255-285m NGF	Sables subtidaux à intertidaux (30m)	S3-S4?
H4	Description des sables de Chimilin - Latreille (1969)	Leyssin ; Hameau à 1,5km à l'ouest de Chimilin	45,58072°; 5,58814°; z= 270-300m NGF	Sables fossilifères de Chimilin à intercalations de lentilles conglomératiques: <i>Arca Turonica</i> et Nasses abondants. Dans les niveaux de sables fins, association <i>Globigerina foliata</i> et <i>Orbulina suturalis</i> (décrit par Latreille, 1969) donne N9-N18 (15 à 5.33 Ma ; Boudagher-Fadel)	Niveau repère fossilifère du Serravalien du Bas-Dauphiné: S6
H5	Coupe sédimentologique (724-58) - Lamiroux (1977)	"Bois le Terne" : lieu-dit à 1,5 km au SW de Chimilin	45,56955°; 5,58156°; z=275m	Sables de Chimilin à intercalations de lentilles conglomératiques, interprétés en dépôts marins deltaïques soumis à des apports fluviaux turbulents. Apparition soudaine d'une grande proportion de	Niveau repère fossilifère du Serravalien du Bas-Dauphiné: S6

				quartzites dans les conglomérats.	
H6	Niveaux fossilifères indiqués par la notice de la feuille La-Tour-du-Pin - 724	Région de la Tour-du-Pin	Entre Saint-andré-le-Gaz, Saint-didier-de-la-Tour, la tour-du-Pin, la Chapelle-de-la-Tour, Dolomieu: <u>entre 380 et 420m (NGF)</u>	Niveaux à lignites riche en fossiles lacustres et terrestres: <i>Planorbis, Helix, Hippopotamus, Mastodon, Sus, Paleochoerus</i>	Emersion de la S6 Par corrélation altitudinale le niveau argileux en base de H7 et H8
H7	Coupe sédimentologique détaillée - Huet (2018)	Cessieu ; Le long de la colline au nord de Cessieu., 2 sites d'observations: le long de la route du bois et de la route des roches.	entre 400-455m NGF: 45.567237°; 5.383490° et 45.570426°; 5.386306°	(i) Argiles de pro-delta (10m) [Nicollet (1979) y décrit une faune continental, il s'agit plutôt d'argiles de plaine d'inondation], (ii) barres sableuses de front delta à critères fluviaux (30m), (iii) Incision de plusieurs mètres avec conglomérat à bancs de sables (accrétion latérale?, 15m)	Par corrélation altitudinale avec LATPF-1, H6, H8 ; (i) Emersion de la S6; (ii) ; CR de S7 ; (iii) CR de S8
H8	Coupe sédimentologique détaillée - Huet (2018)	Nivolas-Vermelle : le long de la D1085 et de la D23a	entre 390-435m NGF: 45.527362°; 5.306982° et 45.545709°; 5.306888°	(i) Argiles de pro-delta (5m), (ii) barres sableuses de front delta à critères fluviaux (15m), (iii) argiles de plaine d'inondation (2m), (iv) sables et conglomérats fluviaux (18m)	Par corrélation altitudinale avec LATPF-1, H6, H8 ; (i) Emersion de la S6; (ii, iii) ; CR de S7 ; (iv) S8
H9	Site fossilifère - notice de la feuille "La-côte-st-André" (747)	Hameau de Torchefelon: l'autoroute Lyon-Grenoble a recoupé, vers les côtes 480 à 485	45.519248°; 5.409467°; z= 485m	“Vaste lentille argileuse qui a fourni de nombreux Mollusques des espèces suivantes : <i>Mesodontopsis locardi, Megalotachea delphinensis, M. gualinoi, Planorbarius heriacensis, Carychium sp. (A), Vertigo sp. (C) et Gastrocopta sp. (A)</i> de Mollon-ravin, plus <i>Vertigo (Vertilla) sp. (D)</i> de Sermenaz (G. Truc, 1975). Ces faunes sont typiques Vallésien (MN9-MN10). 1,5km à l'ouest, le même niveau dans le ravin du ruisseau du Moulin à l'Est du château de Vallin, entre 475-495m, avec cette fois ci " Deux niveaux superposés d'argiles généralement bleues ou grises litées ou non, localement jaunes ou gris verdâtre et pouvant contenir des passées ligniteuses, apparaissant en lentilles isolées de puissance métrique et d'extension latérale limitée au sein de la masse de la molasse sableuse ou conglomératique, à	MN9-MN10 = S7 ou S8

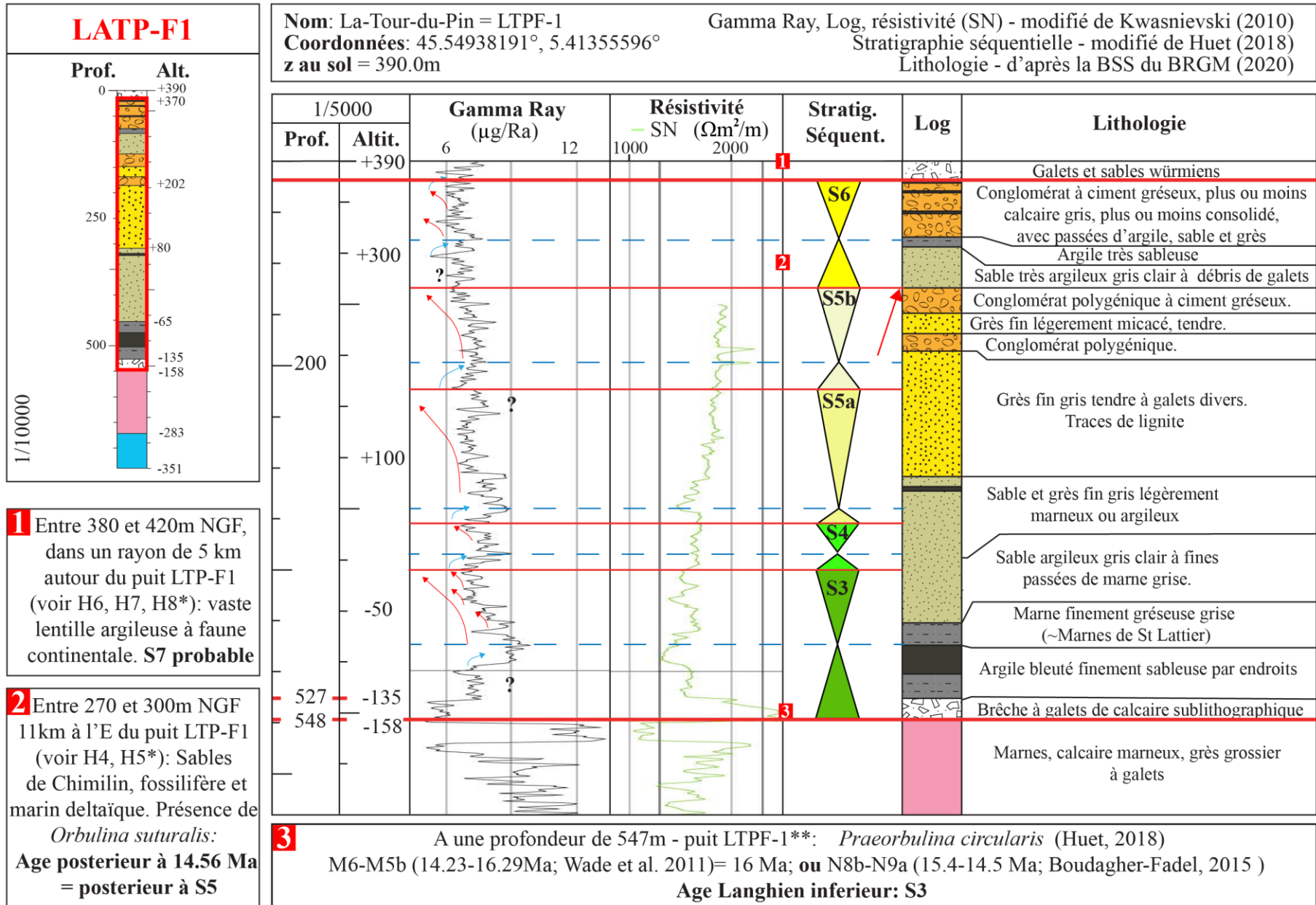
				différents niveaux, généralement sans transition avec la formation encaissante... Le niveau inférieur est fossilifère et a livré <i>Tryptichia sp.</i> analogue à l'espèce de Visan, <i>Carichium sp.</i> (A) de Mollon et <i>Testacella sp.</i> (B) de Sermenaz (dét. G. Truc, 1975)".	
H10	Gisement de micro-mammifères karstique	L'isle d'abeau : au nord-est du village	45.620701°, 5.238965°, z=255 m	Historique du gisement complet et liste de la faune citée dans Guerin et mein (1971), et dans la notice de la carte géologique de Bourgoin-Jallieu -723 (Elmi et al, 1986). Interprétation donné par Perrieux et Demarcq (1984) et Costeur (2005); MN5	S3 continental dans le gisement karstique. Zone émergée au cours du Langhien.
H11	Gisement de micro-mammifères karstique	la Grive et St-Alban-de-Roche; plusieurs sites de prélèvements (carrières aujourd'hui fermées)	Gisement M (carrière Millat): 45.598559°, 5.219320°, z=270m; Gisement PBJ et PBA (carrière Peyre et beau, 2 carrières l'une à côté de l'autre); 45.595363°, 5.229542°, z=260m; Gisement L3-5-6-7 (carrière Lecacrchier); 45.602499°, 5.226439°, z=245m; Gisement CD24; 45.608005°, 5.215573°, z=235m	Historique du gisement complet et liste de la faune citée dans Mein et guinsburg (2002). Gisement karstique dans les calcaires bajociens remplies d'argiles sidérolithiques. Biozonation: MN7 (M, L7, PBJ, CD24), MN-8 (L3, L5, PBA et CD24), Mein et guinsburg (2002). L'auteur signale la présence probable de fente(s?) aujourd'hui disparu appartenant à une biozone MN4-5 , faisant ainsi echo avec le gisement de L'Isle d'Abeau, quelques kilomètres au nord (MN4-5).	Faunes diachrones du Serravalien : MN7-8 ~ S6 Présence probable du Burdigalien-Langhien : MN 4-5 ~S2-S3 , dans une sédimentation sidérolithique continentale : Zone émergée.
H12	Gisement de micro-mammifères karstique	Four, carrière à l'est de la commune, le long de la D124	45.593761°; 5.214020°; z=280m	Historique du gisement complet et liste de la faune citée dans Maridet et al. (2000, 2002), Maridet (2003). Gisement karstique dans les calcaires bajociens remplies par une superposition d'argiles rouges sidérolithiques (contenant les faunes de vertébrés) et des argiles silteuses jaunâtres, le long d'un plan de faille. 3 niveaux décrits : n1= sommet	Remplissage succesif dans une sédimentation sidérolithique continentale stratifié avec des dépôts d'argiles silteuses jaunâtres (marin?) entre le sommet de MN6 et MN7-8 (Serravalien)

				MN6 ou base MN7-8; n2 et n3-4= MN7-8 : Le remplissage succesif permet ainsi d'attribuer à ce gisement pourtant karstique, une valeur stratigraphique solide de la serie Miocène de la région.	superieur) = Top de la S5? ou S6.
H13	Gisement de micro-mammifères karstique	Crucilieux : bordure du plateau de Crémieu	Pas de localisation exacte	Maridet (2003) signale ce gisement très peu connu en faisait appel à une comm. Pers de Mein. Pas de publication existante, seulement la biozonation cité dans la thèse : MN6	S4-5 continental dans le gisement karstique. Zone émergée au cours du Langhien-Serrvalien inferieur.

Annexe 59: Liste des points de contrôles de la Zone H: Localisations précises, données sédimentologiques et chronostratigraphiques, interprétations séquentielles. Pour détails, voir Annexe 14 pour les datations par nannoplanctons calcaires, Annexe 16 pour les datations par foraminifères planctoniques.



Annexe 60: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de BI-1 à partir des diagraphies. Légende en Annexe 84.



Annexe 61: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de LATP-F1 à partir des diagraphie. *Annexe 59. **Annexe 61. Légende en Annexe 84.

Zone I: La région de La Bresse - Lyon					
n°	Objet	Localisation de la coupe et référence d'origine	GPS (WGS 84: Lat, Long)	Description succincte de la coupe: de la base vers le top Str= Datation Strontium; N=Biozonation des foraminifères, NN= Biozonation des nannoplanctons, MN= Biozonation des micro-mammifères	Interprétation CT=Cortège Transgressif SIM=Surface d'inondation maximale CR= Cortège Régressif
BLY-101	Sondage : Interprétations séquentielles à partir des diagraphies	BLYES (01047)	45.83963414 ; 5.24870721	Annexe 63	S6
I1	Gisement de vertébrés	Soblay	46,095493°; 5,343359°; z=299m	Historique du gisement et liste faunique complète donné par B. Ménouret et mein (2008): Biozonation: MN10	S8 continental
I2	Coupe sédimentologique détaillée – modifié de Huet. (2018)	Jujurieux, ravin de l'Ecotet	46,0503333°; 5,4062778°	Voir Annexe 64 pour détails sédimentologiques. Eléments de datations issus d'Aguilar et al. (2004) complétés par 2 âges Strontium	S7
I3	Coupe sédimentologique détaillée - Huet (2018). Cette coupe contient un gisement de vertébrés décrit par Combémorrel et al. (1970)	Priay	46,00611°; 5,29645°	(i) Sables subtidaux à galets mous et rythmites argileuses (2,8m); (ii) Chenal à stratifications entrecroisées. La partie basale est conglomératique, la partie intermédiaire est à remplissage de galets mous et la partie sommitale est constituée de stratifications entrecroisées de plus petite taille que les parties inférieures (3,7m). Gisement de vertébrés à la base (Combémorrel et al., 1970): MN9 (Ménouret et Mein, 2008). (iii) Sables à stratifications entrecroisées et niveaux sablo/argileux à rythme tidales (intertidal, FA8).	(i) SIM S7; (ii, iii) CR S7
I4	Gisement de vertébrés	Douvres	45.991252°; 5.378133°; z=303m	Historique du gisement et liste de la faune citée dans Guerin et mein (1971). Biozonation: MN10 (Mein, 1999)	S8 continental
I5	Gisement de vertébrés	Amberieu-en-bugey	45.957669°; 5.363037°; z=281m	2 niveau : (i) vigne du parc du château tricaud, (ii) un peu à l'est du précédent au lieu dit Peillotan. Historique du gisement et liste de la faune citée dans Guerin et mein (1971). Biozonation: amberieu1, 2c, 2a = MN10; Amberieu 3, MN11 (Mein, 1999)	S8 continental
I6	Gisement de vertébrés	Mollon	45.942399°; 5.236250°; z=257m	Historique du gisement et liste de la faune citée dans Guerin et mein (1971). Biozone: MN11 (Mein, 1999)	S8 continental
I7	Sondage - Truc et al. (1966)	Jons	Localisation exacte non précisée dans l'article d'origine	Entre 8,8 et 20m (=correspond à une altitude d'environ : 180 à 195m +/- 5m), sables d'Heyrieux/à Nassa Michaudi à mollusques marins, saumâtres et dulçaquicoles, des bryozoaires, des ostracodes (dont <i>Elofsonella sp.</i> marqueur du Tortonien marin oligo- à poly-halin), quelques characées et des	Par corrélation avec I2, I14, I17: S7

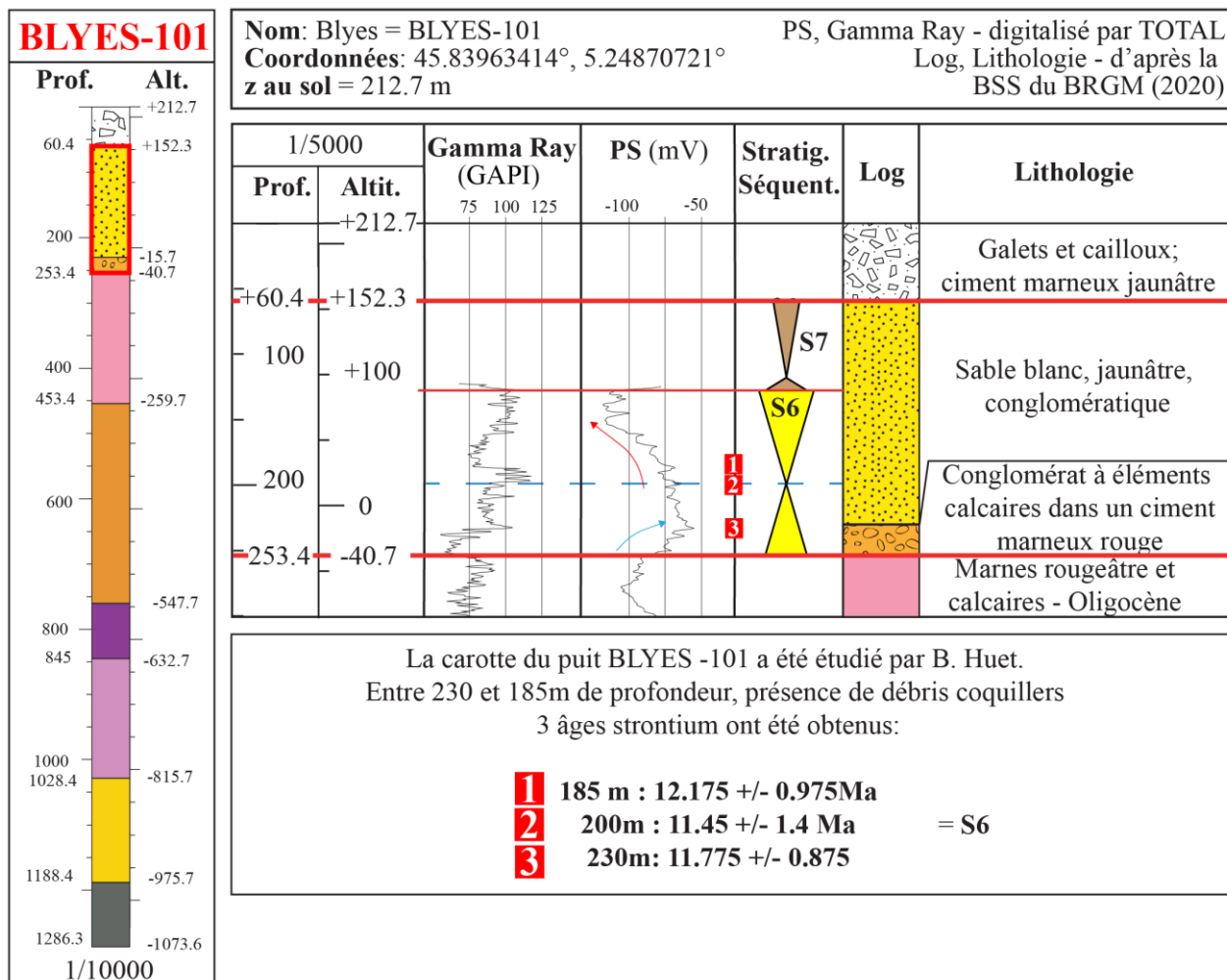
				foraminifères (non cités). Les auteurs concluent, d'après l'association faunique, que ces sables se corrént avec les sables de <u>St-Fons, de Jujurieux, d'Heyrieux</u>	
I8	Gisement de vertébrés	Sermenaz	45.823541°; 4.939989°; z=240m	Historique du gisement et liste de la faune citée dans Guerin et mein (1971). Biozone: MN10 (Mein, 1999)	S8 continental
I9	Gisement karstique de vertébrés	Vieux collonges (aussi appelé gisement du Mont Ceindre)	45,82458°; 4,82584° (voir Mein, 1958); z= entre 365 et 380m	Historique de ce très célèbre gisement karstique et liste faunique complète donné par Maridet (2003) (voir aussi Mein, 1958; Guerin et Mein, 1971; Mein et freudenthal, 1971): Biozonation = MN4-5 (faune très abondante dans une seule fissure). Les faunes ont été récoltées dans une poche d'argile sidérolithique dans une grotte creusée dans le calcaire à entroques d'âge Aalénien (Mein, 1958).	MN4-5 = Burdigalien-Langhien (S2, S3) . S'agissant d'un gisement karstique dans des argiles sidérolithiques, cela indique que la région était à l'emersion.
I10	Ages Strontium (sur mollusques conservés dans les collections de l'Université Lyon 1) recalés sur une coupe sédimentologique de Delafond et Depéret (1893)	Croix Paquet, Lyon	Base: 45.771105°; 4.836536°; z= 180m NGF; Top: 45,774474°; 4,833025; z=250m NGF. Coupe entre les Jardins de Croix-Paquet et l'ancienne gare de la Croix-Rousse (actuel tracé du métro C, entre les arrêts "Croix-Paquet" et "Croix Rouse")	Epaisseurs approximatives, elles ont été calculées à partir du schéma (pg.36, Delafond et Depéret, 1893) (i) Gneiss granitique avec dyke de granite et filonnets de granulite [<i>top à 180m NGF</i>]; (ii) Molasse marine: marnes gréseuses passant latéralement au conglomérats ferrugineux à <i>Pecten substriatus [varitions latérale d'épaisseur: 2-5m]</i> . C'est dans ce niveau que des Str ont été obtenus : Echantillon 1: à ~180 m NGF, "Conglomérat Miocène Funiculaire (à Bivalves), Croix-Paquet, Lyon" = 11,625 +/- 1,025 Ma . Echantillon 2: Ostrea sp. Funiculaire Croix-Paquet, Lyon, 104061" = 10,025 +/-0,625 Ma. ; (iii) Sable et molasse gréseuse, probablement d'eau douce (10m); (iv) Alternance de lits sableux et de marnes vertes ou rougeâtres (5,2m); (v) Marnes et glaises vertes ou jaunes, ligniteuses en haut (9,5m); (vi) Marne blanche à nodules crayeux (mollusques et mammifères ; 5m); (vii) Cailloutis et graviers préglaciaires (2,8 à 10m); (viii) Boue glaciaire à gros blocs erratiques (25m). [<i>Top de la coupe à 250m NGF</i>]	(ii) = CT S7 ; (v, vi) = CR de la S7 ou S8 (vi) S8 continental . Le niveau de mammifère se corréle avec le gisement de vertébrés de la Croix-Rousse (I11) daté MN10 ; (vii) Incision Quaternaire
I11	Gisement de vertébrés et coupe lithologique (Mein et al, 1961)	Croix Rouse, Lyon. Galerie de drainage située à la rue Neyret (sondage P2 du tunnel routier, sondages Russo S3, S4 , S7, S13;	Puit S4: 45,77285476°; 4.82876695°; code BSS-BRGM (2020); BSS001THGA (06986B0153/S)	Les sondages fournissent à +/- 1 m la même coupe. Exemple du puit S4 à partir des côtes NGF données dans Mein et al, (1961): (i) Toit du socle granitique à 195,64m; (ii) 195,64-199,54m: Grès et sable jaunâtre d'aspect molassique; (iii) 199,54-205,84m: Argile vert-noir très dure et argile noir-rougeâtre dure; (iv) 205,84-217,99m: Sables molassiques à teinte ocrée et argile compacte avec passées sableuses à teinte jaune; (v) 217,99-223,9m: Argile verte et noire, sables gréseux, et sables argileux; (vi) 223,9-228,24m: Argiles et sables jaune-verdâtre et sables orangés	(ii) ST S7? Equivalent du conglomérat ferrugineux du Miocène basal de Lyon (I10, I12, I13); (iii, iv, v) S7-S8 continental sans distinction possible ; (vi) S8 ; (vii) Pliocène?

		Mein et al, 1961)		souvent grumeleux; Gisement de Rhinocéros. Historique du gisement et liste de la faune cité dans Guerin et mein (1971): biozonation MN 10 (Demarcq et Perriaux; 1984; Ménouret et Mein, 2008); (vii) 228,24-231,74m: Argiles vertes et noires (Pliocène?); (viii) 231,74-243,04m: Glaciaire et sol. L'auteur indique que l'horizon à Rhinoceros a été retrouvé à la même côte au 22 rue du Dr. Raffin	
I12	Ages Strontium (sur mollusques conservés dans les collections de l'Université Lyon 1) de la base du Miocène	Jardin des plantes, Lyon	45,770011°; 4.829643°; z=185m +/- 5m (NGF)	Cailloutis du Jardin des plantes en discordance sur le socle: alternance de conglomérat argilo-ferrugineux et de sables marins (Depéret, 1887; David, 1963). Echantillon 1: Ostrea lamellosa, (ref. collection: Coll. Locard, 103999) = 10,25 +/- 0,65 . Echantillon 2: Pecten pusio Limé, (ref. collection: 104007) = 8,7 +/-0,95 (échantillon diagénéthésé, voir Annexe 12). Echantillon 3: Pecten pusio Limé, 104023= 10,45 +/- 0,75Ma .	ST S7
I13	Ages Strontium (sur mollusques conservés dans les collections de l'Université Lyon 1) recalés sur une coupe lithologique de la Gare st-Paul (Depéret, cité dans Roman, 1931)	Gare St-Paul, Lyon. Base du Miocène, au début de la montée St-Barthélémy	45,765734; 4,826936; z=180m	Contact Socle-Miocène à 180m (NGF); (i) Niveau conglomératique ferrugineux et à pecten de base du Miocène de Lyon (même niveau et même altitude par rapport à la base de Croix-Paquet, 1 km au nord-est, I10). Echantillon 1: Pecten, Striatus Sowerby, (ref.collection-104196) = 10,8 +/- 0,9 Ma . Echantillon 2: (ref.collection-104188) = 10,65 +/- 0,9 ; (ii) Conglomérat marin très ferrugineux à guangue très micacée contenant des galets de granite avec nombreuses concrétions calcaires (0.2m) surmonté par des sables grossiers jaunâtres, plus marneux vers le haut (0.5m); (iii) Alternance de sables et graviers anguleux du massif central; (iv) Sables argileux fins, avec lits de grès consolidés; (v) Lits tuffacés; (vi) Marnes bien litées jaunâtre (1m); (vii) Banc à Paludines ; (viii) Marnes bien litées jaunâtres (1m); (ix) Glaises avec quelques rares cailloux de quartzites intercalés; (x) Cailloutis fluvio-glaciaire gris à galets disposés sans ordre et stratification nette; (xi) Boue glaciaire très sableuse et graviers à gros blocs erratiques. Sommet du marin à ~190 m	(i, ii, iii?; iv?) = CT S7. (v, vi, vii, viii) = S7-S8 continental sans distinction possible; (ix) Pliocène; (x, xi) Quaternaire
I14	Ages Strontium (sur mollusques conservés dans les collections de l'Université Lyon 1) recalé sur une reconstitution de coupe sédimentologique de St-Fons/Pierre-	Saint Fons: Entre les balmes de Saint Fons (Rue Paul Descartes) et Pierre Bénite	(i) 45,69324707°; 4.83852274° (ii) Relevé pendant la construction du barrage de Pierre benite, l'affleurement n'existe plus:	Toit du socle à 113m NGF; (i) Entre 113m et 145m NGF, sables à galets d'argiles et lits de galets (puit S315, BRGM, 2020), (ii) entre 145m et 150m NGF, sable fin jaune à bryozoaire, plaque de balanes, fragements de lamellibranches, foraminifères benthiques et une lentille de 2 m de galets de granites et de quartz (10m; Latreille, 1969). (iii) Niveau de sable granitique fossilifère à 155m NGF. Des mollusques issus des collections de	(i, ii) S6 (iii) ST S7 (iv) SIM de la S7 dans les sables subtidaux et CR de la S7 avec les sables intertidaux

	Bénite à partir du puit S315 (BRGM, 2020) et des travaux de Rubino et al. (1990), Huet (2018) et Latreille (1969)		45,69421°; 4,83973°; (iii) 45,70188°; 4,85472°; (iv) escarpement le long de la rue Paul Descartes, longeant la ligne ferrovière	l'Université Lyon 1, provenant très probablement de ce niveau, ont fournis des âges strontium: Echantillon 1: (ref. collection) 104248, Lima Squamosa, DES Fournier N°305 = 11,8 +/- 0,9 Ma. Echantillon 2: (ref. collection) Ostrea digitalina, DES Fournier = 9,1 +/- 1,3 Ma (échantillon diagénétisé, voir Annexe 12). (iv) Sables de St-Fons entre 165 et 185m NGF (Huet, 2018): sables subtidaux avec chenaux de vidanges à remplissage de galets mous (15m), sables intertidaux (15m). (v) Viret (1936) (cité dans Guerin et Mein, 1971) cite <i>Hipparion gracile</i> et <i>Tragocarus amalthaeus</i> , position stratigraphique imprécise mais Depéret (1887) indique que les fossiles terrestres ont été trouvés au sein de la molasse marine de St-Fons, dans l'escarpement <u>sous l'incision Quaternaire et Pliocène</u> . Or <i>Hipparion gracile</i> apparaît à MN9-10 (=S7 ou 8)	
I15	Datation par Foraminifère planctonique - Latreille (1969)	Solaize, lieu-dit "Pont de Sans-sou"	45,63345°; 4,82337°; Z= 170m NGF	Formation des sables granitiques: Identification de foraminifères benthiques et planctoniques, notamment <i>Globorotalia menardii</i> qui apparaît à la base de la zone N12b (Serravalien sup. à 12,8 Ma ; Annexe 16). Permet une corrélation altitudinale avec le niveau (iv) de St-Fons (I14). Sur cette même coupe, le niveau fossilifère sous jacent (iii) a fournit un âge strontium à 11,8 +/- 0,9 Ma.	S7
I16	Coupe sédimentologique - Latreille (1969)	Saint-Pierre de Chandieu (lieu-dit "Cudon")	45,63559°; 4,97782°; z=230 à 240m NGF	Sables d'Heyrieux à lits de conglomérats et Nasses. Guerin et mein (1971) cite un fragment d' <i>Hipparion</i> trouvé par G. Mermier	(i) Top du CR de la S6? ; Par corrélation altitudinal, avec I18 (2-3 km au sud, le long de la D75; entre 190 et 260m) = dépôts fluviotidaux du top du CR de la S6
I17	Coupe sédimentologique de référence des sables d'Heyrieux à Nassa Michaudi - description détaillée par Clauzon et al. (1990)	Carrefour Lafayette: Carrière entre le carrefour et le village de Saint-Just-Chaleyssin	45.591069°; 5.043152°; z=entre 280 et 290 m NGF ; Par la D36, au nord immédiat de Cesange, par un chemin au nord-est de la route (Demarc, 1970)	(i) unité inférieure sableuse; (ii) unité médiane de milieu intertidal comportant de gros galets d'argiles, avec des traces de racines conservées, intercalées dans des conglomérats; (iii) unité sommitale de mégarides subtidales. Selon l'auteur l'ensemble présente systématiquement un amalgame entre des faunes marines monospécifiques (nasses) et continentales (<i>Helix</i>) Cette succession est datée indirectement par un gisement de vertébrés à Luzinay (environ 8 km à l'ouest, position exacte inconnue ; voir Guerin et Mein, 1971) ou le Miocène affleure entre 250 et 290m contenant un taxon	(i) Top du CR de la S6 ; Par corrélation altitudinal avec I18; (ii) ST de la S7; (iii) SIM de la S7.

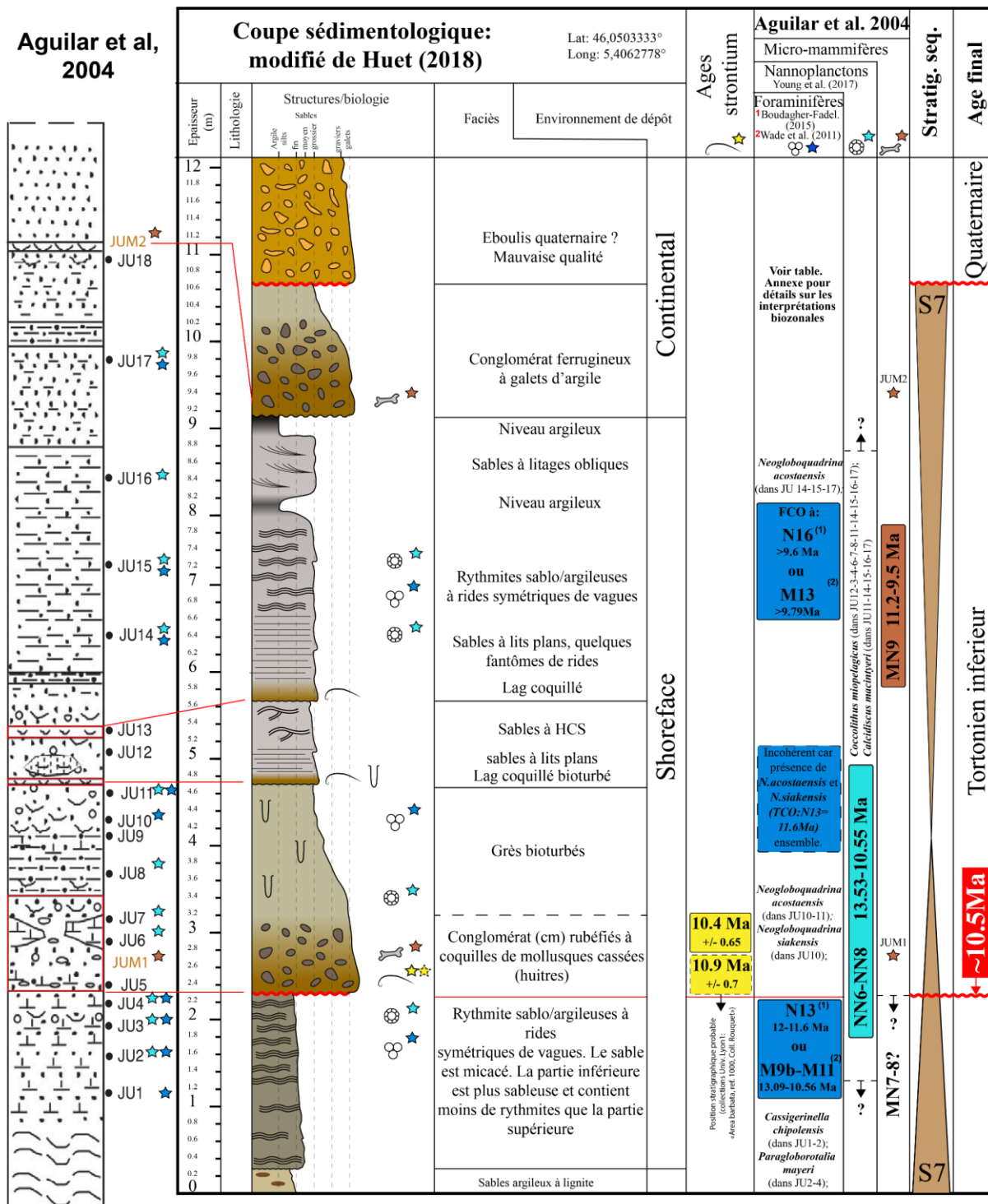
				<i>Tragoportax amalthea</i> , faune marqueur de MN9 (~S7) .	
I18	Age Strontium recalé sur la coupe sédimentologique décrite par Huet (2018)	Serpèze, 3 localités ont été étudiées pour lever cette coupe	Entre 190m et 260m NGF; 45.540268°; 4.908896°; 45.552438°; 4.934798°; 45.565257°; 5.001824°	(i) sables intertidaux (10m), (ii) sables subtidaux (45m; entre 200 et 245m NGF). Par extrapolation avec la coupe des Guillemottes (I19), la côte 230m a fournit des âges strontium à 11,25+/- 1Ma , (iii) fluvio-tidal (15m).	(i)CT S6; (ii) CT, SIM, CR S6; (iii) CR S6
I19	Age Strontium recalé sur coupe sédimentologique détaillée du Miocène de Vienne - Lesueur et al., (1990)	Les Guillemottes - Pont-Evêque- La berardièrre	Echantillon Strontium aux guillemottes: 45.536745°; 4.887846°; z=233m;	Formation des sables granitiques : (i) Entre 230 et 270m NGF, dépôts de dunes subditaux surmontés par des dépôts littoraux centraliens. La base de ces dépôts butte ("onlap") contre le socle. Age strontium (230m NGF) aux Guillemottes, 11,25Ma +/-1 . Demarcq (1970) a retrouvé contre le socle des balanes en position de vie contre le socle. Il décrit également dans les dépôts tidaux, une faune marine: bryozoaires, Chlamys, Ostrea, Hipparion gracile (faune terrestre indiquant la proximité du continent); (ii) Le top de la série est visible à "Bérardier" (250m NGF, Clauzon et al. 1990), ou un conglomérat marin à galets centralien fossilise une paléovallée creusée dans le socle.	(i) S6 (ii) ST de S7 . Serie similaire au Miocène de Lyon mais implique un décalage positif de 50 à 100m. Rejeu tectonique récent du seuil de Vienne Chamagnieu?

Annexe 62: Liste des points de contrôles de la Zone I: Localisations précises, données sédimentologiques et chronostratigraphiques, interprétations séquentielles. Pour détails, voir Annexe 12 pour les âges strontium, Annexe 14 pour les datations par nannoplanctons calcaires, Annexe 16 pour les datations par foraminifères planctoniques.



Annexe 63: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de BLY-101 à partir des diagraphies. Légende en Annexe 84.

Aguilar et al, 2004

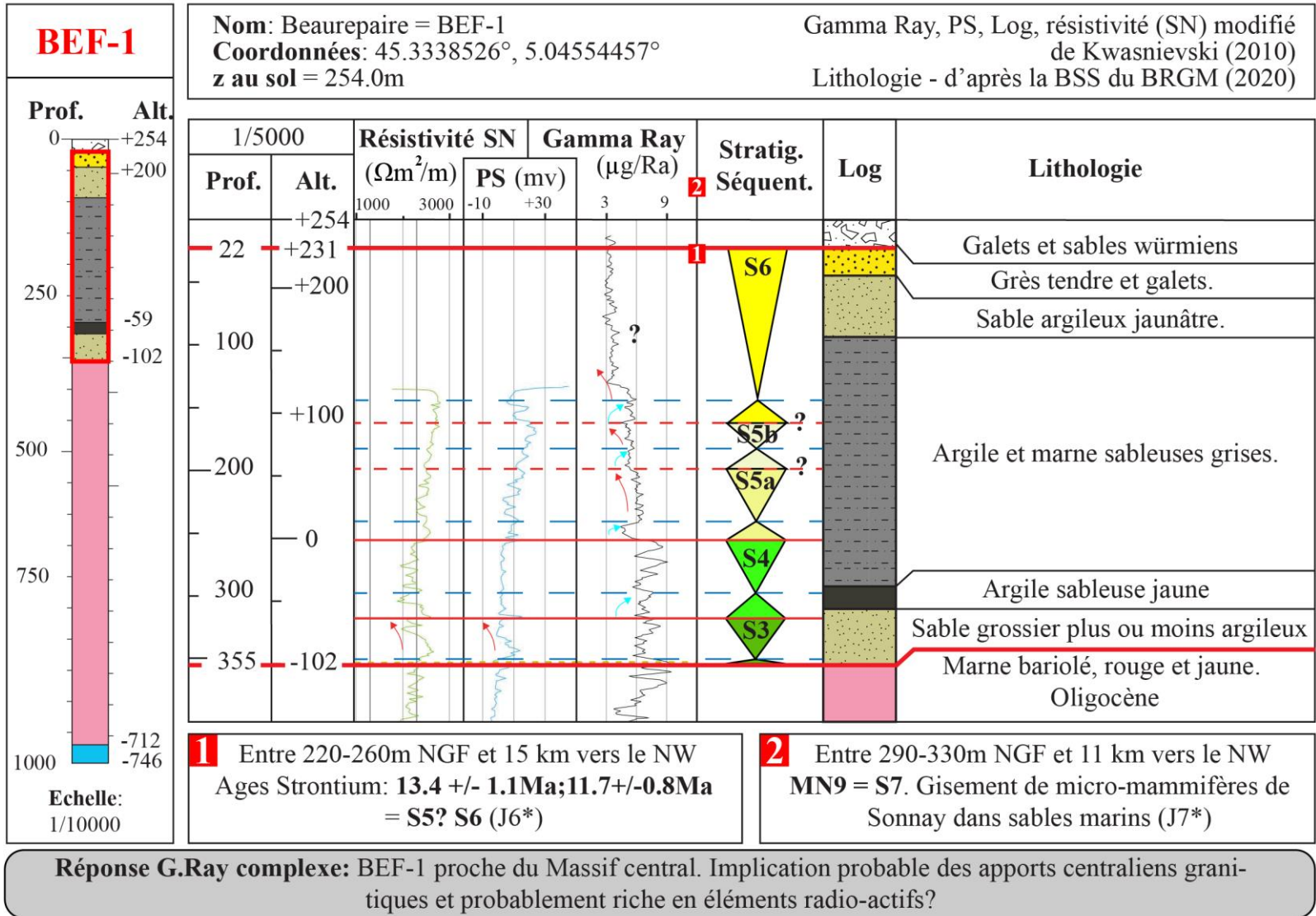


Annexe 64: Coupe sédimentologique de Jujurieux (modifié de Huet, 2018). Légende en Annexe 84.

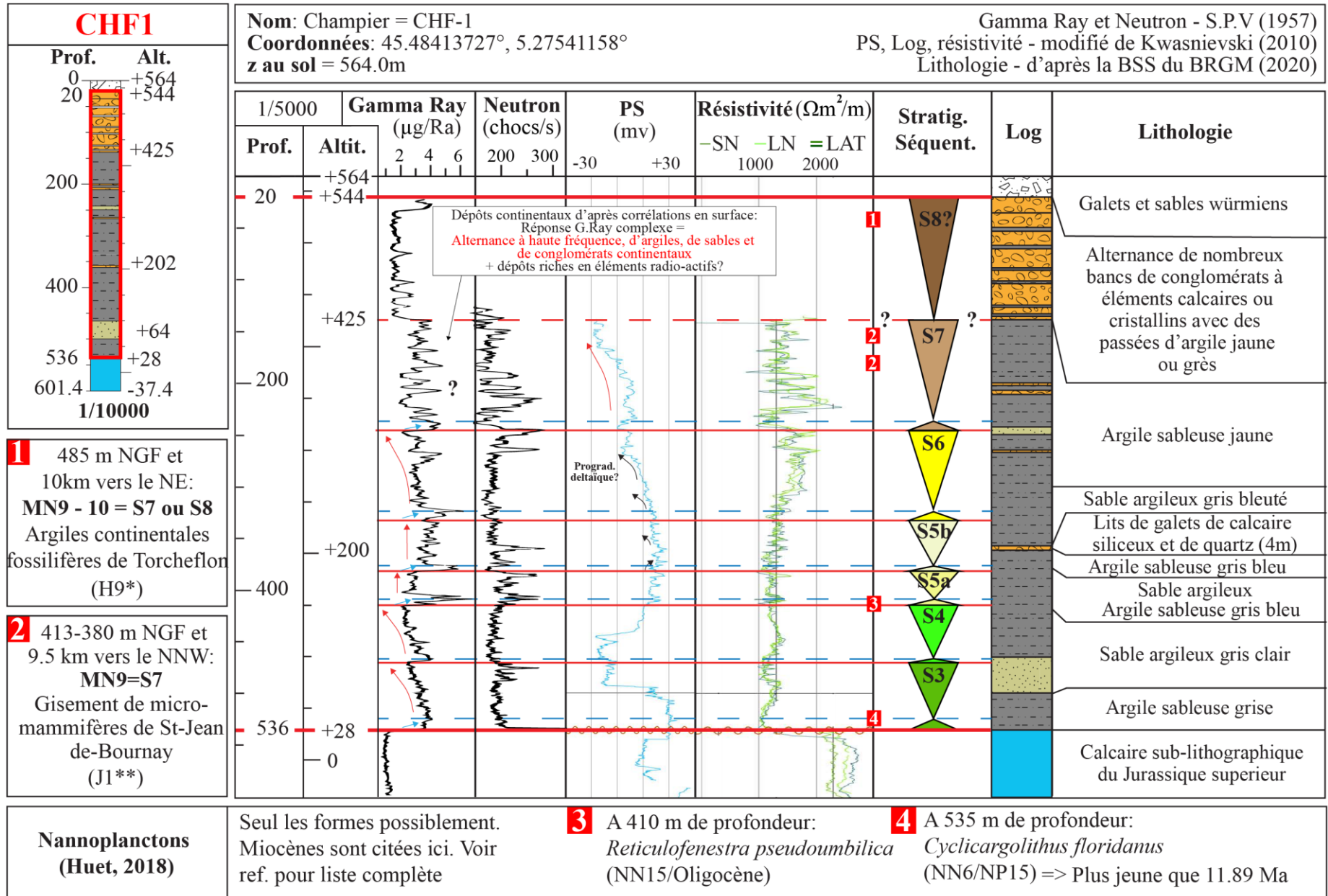
Zone J: Le Plateau de Bonnevaux					
n°	Objet	Localisation de la coupe et référence d'origine	GPS (WGS 84: Lat, Long)	Description succincte de la coupe: de la base vers le top Str= Datation Strontium; N=Biozonation des foraminifères, NN= Biozonation des nanoplanctons, MN= Biozonation des micro-mammifères	Interprétation CT=Cortège Transgressif SIM=Surface d'inondation maximale CR= Cortège Régressif
BEF-1	Sondages : Intéprétations séquentielles à partir des diagraphies	BEAUREPAIRE (38034)	45.3338526 ; 5.04554457	Annexe 66	S3, S4, S5a, S5b, S6
CHF-1		CHATONNAY (38094)	45.48413727 ; 5.27541158	Annexe 67	S3, S4, S5a, S5b, S6, S7, S8
FA-1		FARAMANS (38161)	45.39198295 ; 5.17489182	Annexe 68	S3, S4, S5a, S5b, S6, S7
J1	Gisement de micro-mammifères de St-Jean-de-Bournay	St Jean-de-Bournay : 2 gisements autour du village (voir références)	(i) 45.505022°, 5.123328°, z=370m = ; (ii) 45.511415°, 5.161471°, z=413m	Historique du gisement et liste de la faune dans Guerin et Mein (1971): Biozone MN 9 (Demarcq et Perriaux, 1984; Ménouret et Mein; 2008)	CR de la S7
J2	Coupe sédimentologique - Latreille (1969)	Moidieu-Détourbe; (i) Combe au Rieu ; (ii) Le Julien ; (iii) La Vernea	45,51666°, 4,99749° (z=260-270m); 45,51430°, 5,00954° (z=270-275m); 45,52270°, 5,03850° (z=290-300m)	3 coupes de 5 m cités dans les sables d'Heyrieux: sables à lits de galets, avec Nasses, bryozoaires et <i>foraminifères benthiques</i> . Entre 290 et 300m ("La Vernea"), <i>Nassa Michaudi</i> très nombreuses et galets mous contenant des coquilles terrestres (apport depuis les zones supratidales probablement)	S6 probable Par corrélation altitudinal avec J1, daté S7, et situé 70m plus haut en altitude
J3	Coupe sédimentologique - (Huet, 2018)	Meyssez	45.474477°; 5.043350°; entre 315 et 330m d'altitude	(i) Sables intertidaux (5m), (ii) transition intertidal/subtidal (3m), (iii) dunes subtidaux (7m) Cette coupe complète vers le haut la coupe de Monsteroux-Milieu (J4 ci-dessous; Huet, 2018)	(i, ii) CT de la S7; (iii) SIM S7; Pour l'âge, corrélation altitudinal avec J1 situé entre 370 et 410m d'altitude.
J4	Coupe sédimentologique et datation par nanoplancton calcaire - (Huet, 2018)	Monsteroux-Milieu	45.434639°; 4.955743°; entre 300 et 315m d'altitude	Sables intertidaux (15m) ou un assemblage de nanoplanctons a fournit une biozone NN6 - NP15 (top à 11,9Ma) Cette coupe complète vers le haut la coupe de Ville-sous-Anjou (J5; Huet, 2018)	(i) CR de la S6. Datation NN6 confirme qu'il s'agit encore de la S6.
J5	Coupe sédimentologique - (Huet, 2018)	Ville-sous-anjou, chemin des Eynauds, à partir de 3 points d'observations	Entre 250 et 300m NGF; 45.362705°, 4.866174°; 45.378907°, 4.870903°; 45.381635°, 4.887503°	(i) Sables intertidaux (10m); (ii) lacune (5m); (iii) sables subtidaux ou un assemblage de nanoplanctons a fournit une biozone NN6 - NP15 (top à 11,9Ma) (10m); (iv) lacune (15m); (v) sables subtidaux (10m) marquant un approfondissement	(i) CT de S6; (iii, iv, v) CT, SIM et CR de S6; Datation NN6 appuyée par les Str fournit à J6 (2km au sud) qui situe la transition S5-S6

					entre 220m et 260m NGF
J6	Ages Strontium (sur mollusques conservés dans les collections de l'Université Lyon 1)	Carrière de la Vesciat ?, entre Agnin et Ville, (http://www.cen-isere.org/les-autres-sites-en-gestion/carriere-de-la-vesciat/#toggle-id-)	Position probable d'après images satellites: 45.360033°; 4.864411°; altitudes estimés entre 220m et 260m NGF	Entre 220m et 260m NGF : 2 âges Strontium: Ref. Collection: "Carrière entre Agnin et Ville (Isère) L. David (1988)": niv. 1: 13,4 +/- 1,1 Ma; niv. 4: 11,7 +/- 0,8 Ma.	Transition entre la S5 (top à ~12Ma) et la S6?
J7	Gisement de vertébrés	Sonnay : géolocalisation imprécise : hameau "les Routes" ? D'après les indications de Depéret (1887),	à +/- 300m; 45,360520°; 4,905499; altitude comprise entre 290 et 330m NGF	Depéret (1887) indique que le gisement se situe au sein de la molasse <u>marine</u> , indice important pour notre interprétation séquentielle. Historique du gisement et liste de la faune citée dans Guérin et Mein (1971). Etage donné par l'auteur: Vallésien, qui correspond aux Biozones: MN9-MN10	S7 (=MN9); la S8 (MN10) est exclue car faune terrestre collectée dans la molasse marine
J8	Gisement de vertébrés	Carrière du Buis, entre St-Julien-d'Herms et Cour-en-Buis	45.440537°, 5.043245°; z=395m	Cité dans la notice "La-côte-St-André" (feuille 747), « P.Tassy a identifié une dent de Mastodonte pouvant s'agir, soit de <i>Anancus arvernensis</i> (Pliocène) soit de <i>Tetralophodon longirostris</i> (Miocène sup., MN9 et MN12 , Mein, 1990). » Or, toujours d'après cette notice, cette dent a été identifiée dans les sables cotiers/lagunaires à <i>Nassa Michaudi</i> qui sont d'âges Miocène supérieur.	S7 (=MN9); La faune ayant été retrouvée dans des faciès côtiers, S8 étant exclusivement continental, par élimination, il s'agit de la S7.

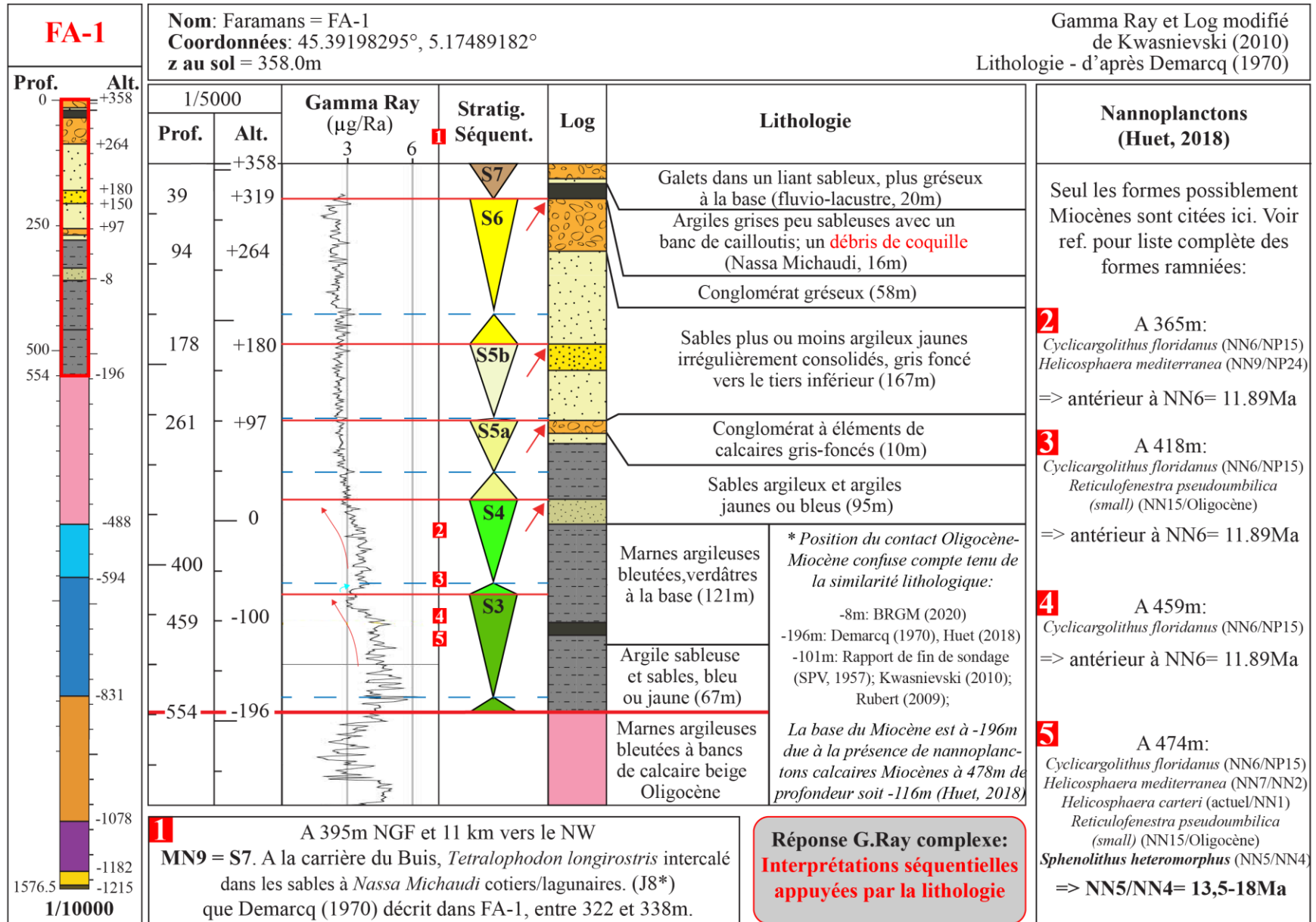
Annexe 65: Liste des points de contrôles de la Zone J: Localisations précises, données sédimentologiques et chronostratigraphiques, interprétations séquentielles. Pour détails, voir Annexe 12 pour les âges strontium, Annexe 14 pour les datations par nannoplanctons calcaires.



Annexe 66: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de BEF-1 à partir des diagraphies. *Annexe 65. Légende en Annexe 84.



Annexe 67: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de CHF-1 à partir des diagraphies. * Annexe 59. **Annexe 65. Légende en Annexe 84.



Annexe 68: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits FA-1 à partir des diagraphies. *Annexe 65. Légende en Annexe 84.

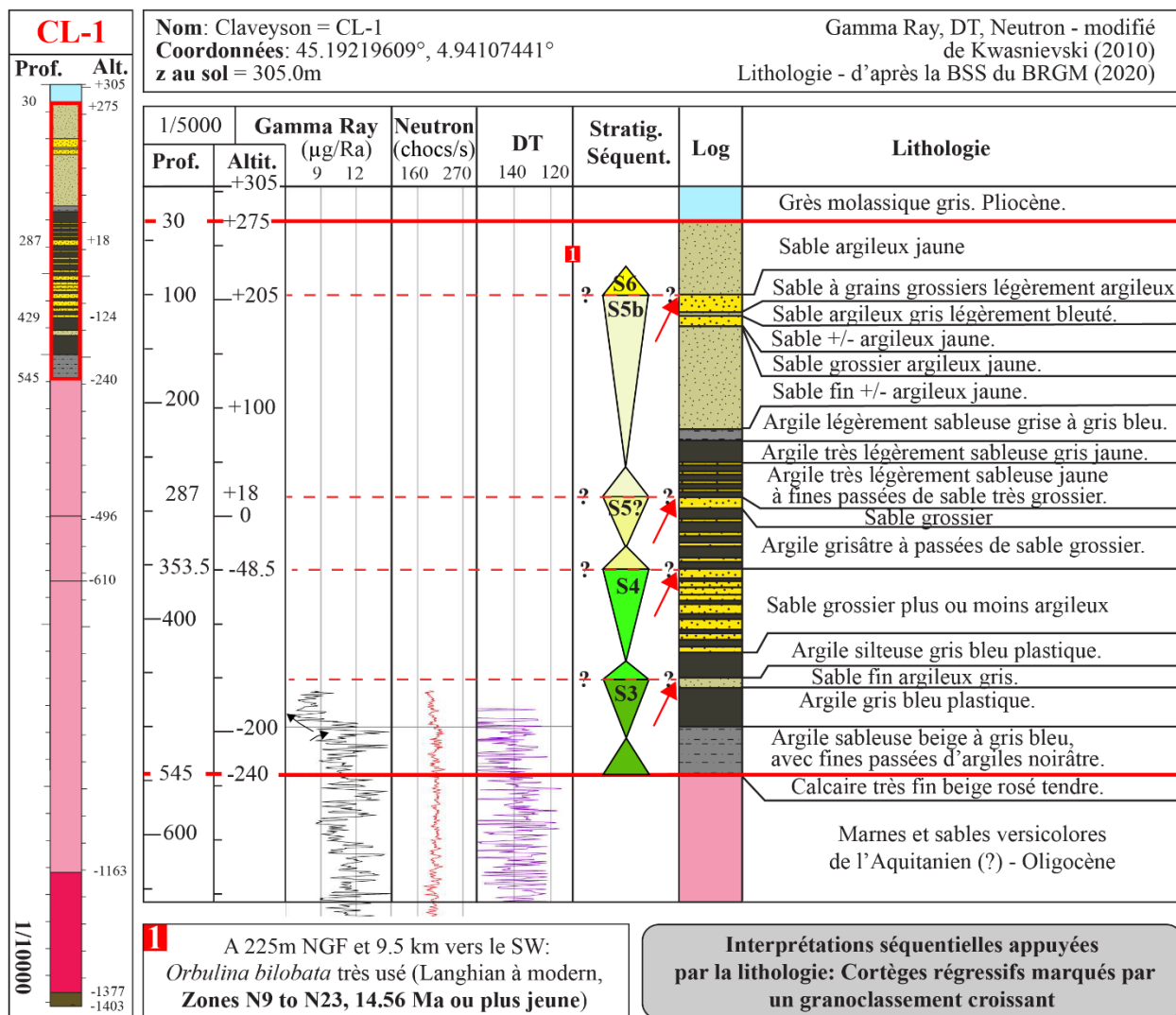
Zone K: Le Plateau de Chambaran						
n°	Objet	Localisation de la coupe et référence d'origine	GPS (WGS 84: Lat, Long)	Description succincte de la coupe: de la base vers le top N= Biozonation des foraminifères, MN= Biozonation des vertébrés	Interprétation CT=Cortège Transgressif SIM=Surface d'inondation maximale CR= Cortège Régressif	
CL-1	Sondages : Intéprétations séquentielles à partir des diagraphies	SAINT-AVIT (26293)	45.19219609 ; 4.94107441	Annexe 70	S3, S4, S5a, S5b, S6	
DP-108		MONTCHENU (26194)	45.19635342 ; 5.03522331	Annexe 71	S3, S4, S5a, S5b, S6, S7	
MO-1		MONTMIRAL (26207)	45.15436329 ; 5.14155423	Annexe 73	S2b, S3, S4, S5a, S5b, S6, S7	
MO-2		MONTMIRAL (26207)	45.1577414 ; 5.18223032	Annexe 74	S2a, S2b, S3, S4, S5a, S5b, S6, S7, S8	
MO-3		MONTMIRAL (26207)	45.16044334 ; 5.14515558	Annexe 75	S2b, S3, S4, S5a, S5b, S6, S7, S8	
SL-1		SAINT-LATTIER (38410)	45.08733906 ; 5.19427626	Annexe 76	S2a-b, S3	
SLF-1		MONTAGNE (38245)	45.13962992 ; 5.21070682	Annexe 77	S2a-b, S3, S4	
TE-1		TERSANNE (26349)	45.21141097 ; 4.98714463	Annexe 79	S3, S4, S5a, S5b, S6	
TE-101		TERSANNE (26349)	45.2098879 ; 4.98484663	Annexe 80	S3, S4, S5a, S5b, S6	
TE-2		TERSANNE (26349)	45.21054065 ; 4.98583147	Annexe 79	S3, S4, S5a, S5b, S6	
VAF-1		SAINT-VERAND (38463)	45.18680091 ; 5.35287927	Annexe 81	S2a, S2b, S3, S4	
GVA-1		Sondages au sud de la zone K: Intéprétations séquentielles à partir des diagraphies	VALENCE (26362)	44.94534624° ; 4.91701971°	Annexe 72	S2, S3, S5
SL-2			HOSTUN (26149)	45.04842731° ; 5.17183343°	Annexe 76	?
SLF-2	EYMEUX (26129)		45.04961044° ; 5.16392738°	Annexe 77	S2, S3	
SLF-3	CHATUZANGE-LE-GOUBET (26088)		45.00596465° ; 5.12960348°	Annexe 78	S2, S3	
K1	Coupe sédimentologique détaillée et gisement de micro-mammifères de Dionay - Clauzon et al. (1990)	Dionay :le long de la D27a (i) 480-490m NGF, le long de la route, en rive droite de la combe de Pellalion, (ii) dans le ravin de cette même combe, 490-500m NGF	(i) 45.201712° ; 5.211395° , z=480m	(i) Complexe de chenaux et de barres d'embouchures, abondance de galets mous remaniés de dépôts supratidaux = environnement de dépôt littoral. (ii) Au sommet, passage à des argiles probablement lagunaires dans lesquels se trouve le gisement de micromammifères: MN10 (d'après Mein, 1999)=9-9.5Ma. D'après Lazzari et al. (2010), le gisement serait peut-être plus vieux : 9-10Ma.	(i) CR de S7 ; (ii) S8	

K2	Coupe sédimentologique synthétique - Latreille (1969), Demarcq (1962, 1970)	Entre Chatte et Dionay, aux abords de la D20 et D20a	Voir ref. pour plus de précisions	(i) Sables jaunâtres (60m), (ii) Sables à intercalations de bancs de conglomérats (20m), (iii) sables jaunâtres à miches gréseuses (50m), (iv) sables à <i>Nassa Michaudi</i> , la base renfermant des lits marneux et une passée conglomératique (40m), (v) banc de conglomérat dans un liant marneux et sableux hétérogène (5m; coiffe la butte au nord de St-Appolinard), (vi) marnes et marnes sableuses avec lits de galets, sables ou marnes ligniteuses à faune continentale (40m). C'est dans cette unité qu'on retrouve le gisement de vertébrés de Dionay daté à MN10 (K1), (vii) conglomérat "Pontien", polygénique dans un ciment marno-sableux (50m), (viii) Glaise Pliocène du Chambaran à argile rouge (15m)	(i, ii, iii) S4?, 5, 6; (iv, v) S7 par extrapolation avec le sondage MO2 et le point K3; (vi, vii) S8
K3	Coupe sédimentologique synthétique - Latreille (1969)	Entre Saint-bonnet-de-Chavagne (lieu dit "l'Arthaudière") et Saint-Antoine / Dionay (Combe de Pellalion)	Base: 45,11629°; 5,22721°; z= 255m NGF; Top: 45.201712°; 5.211395°; z=485m NGF	(i) Sables marins (200-400m NGF), (ii) conglomérat (400-410m NGF), (iii) sables marins (410-460m NGF), (iv) sables continentaux saumâtres (460-540m NGF), (v) conglomérat (540-600m NGF)	(i) S5, S6; (ii) CR de S6 ?; (iii) CT S7 ; (iv) CR S7 + S8 ? (v) S8; par extrapolation avec les sondages MO2 et MO3
K4	Coupe sédimentologique en contre-bas du village de Tersanne avec un gisement de vertébrés : Compilation(i) notice feuille Serrière-770 ; (ii) Demarcq (1962; 1970); (iii) Guerin et Mein (1971).	(i) Ravin de la Vermeille ; (ii) Entre St-Martin-d'août et Tersanne, le long de la D362, (iii) A Tersanne, carrière (inexistante aujourd'hui) sous l'Eglise qui est bâti sur un point haut à 406m NGF	(i) z=350 m, (ii) 45.223191°; 5.007070°; z=350-370m; (iii) 45.224735°; 5.014646°; z= 380-400m (à +/- 50m à la même altitude, position exacte inconnue)	(i) à 350m NGF : Argiles d'eau douce ; (ii) Entre 350 et 370m (NGF), sables à <i>Nassa Michaudi</i> marin très fossilifère: gastéropodes, lamellibranches, polypiers, bryozoaires (voir Demarcq, 1962, 1970 pour la liste des faunes). (iii) Entre 370 et 400, sables et marnes fluviolacustres, avec un gisement de vertébrés décrits par Guerin et Mein (1971): présence de <i>Hyotherium palaeochaerus</i> qui correspond à une faune marquée de MN9 (comm.pers. L. Costeur)	(i) Emersion en top du CR S6, (ii) CT de S7, (iii) CR de S7 (MN9)
K5	Kwasniewski (2010) - Description sédimentologique	Lénoarde, carrière cheval	45.190621°; 5.045684°; z=310-330m	Sables de Montchenu marins (20m); (i) Sables moyen à dunes tidales: dunes dm et rides asymétriques sur les "foresets" progradant en direction opposée (2,5m); (ii) idem avec présence d'éléments plus grossiers et galets soulignant les "foresets" (2,5m); (iii) Dunes subtidales de taille pluri-m progradant vers le Nord, riche en galets et présence	CR de la S6: Tendance régressive vers le haut (granocroissance et présence d'un chenal incisif = proximité du continent). Interprétation cohérente avec le

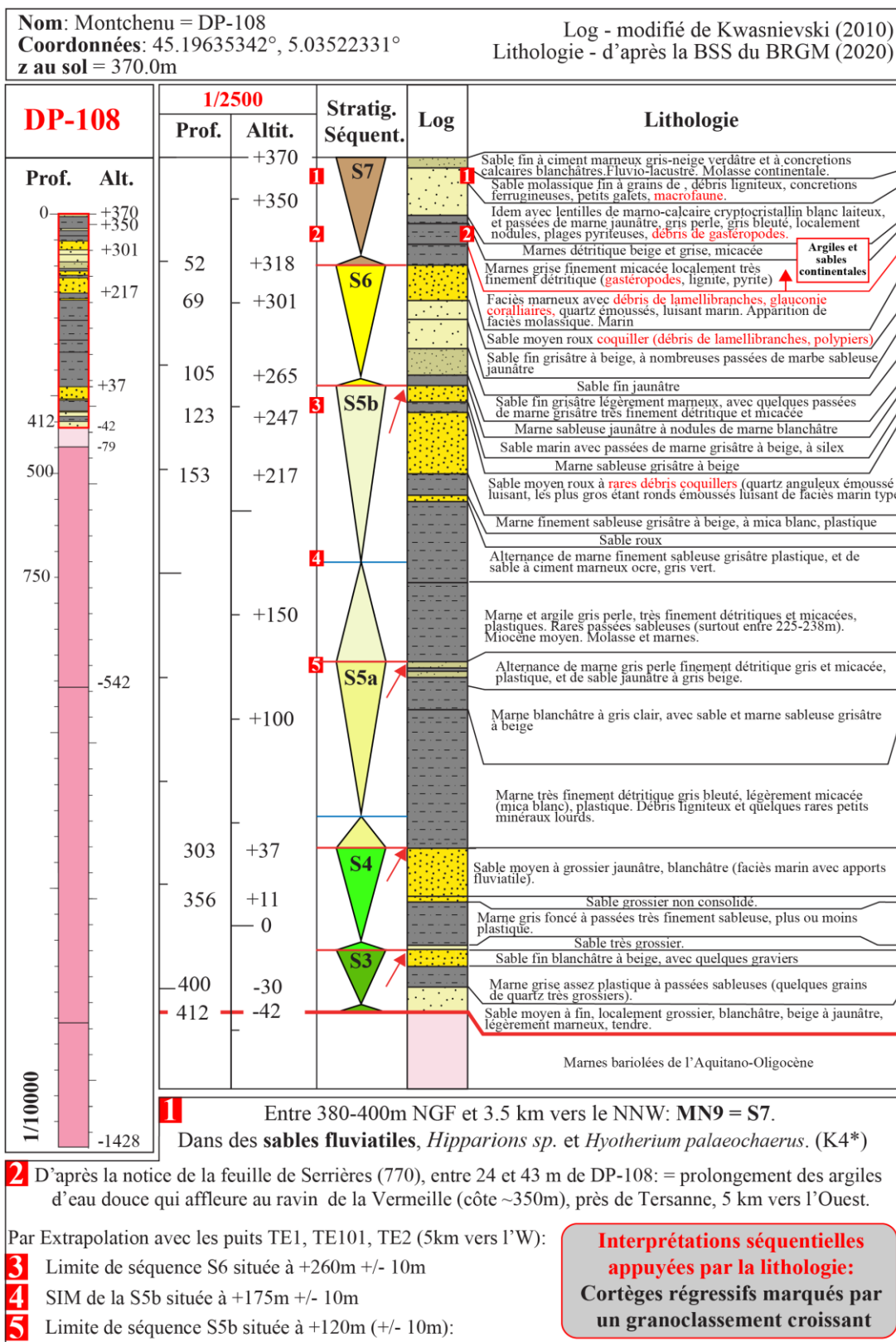
				d'un chenal à éléments grossiers (15m). La notice de la feuille de Beaurepaire (771) et Demarcq (1986) ajoute que ces sables sont fortement riche en mollusques marins, avec notamment <i>Exogyra cf. sacyi</i> , <i>Chlamys gentoni</i> , <i>Chl. gr. scabrelia</i> et <i>gr. macrotis</i> , <i>Chl. multistriata</i> , ...	puits DP-108 très proche.
K5b	Gisement fossilifère – Latreille (1969)	Combe Montaure	Base coupe: 45,16896°, 5,03599°, z=280m ; top coupe, 45.167159°, 5.024202°, z=340m	Sables de Montchenu marins: idem que K5, il s'agit d'une ceinture fossilifère à partir de 280 m NGF (Latreille, 1969). La macrofaune faune est abondante (essentiellement dans les lentilles sableuses plus grossières, avec parfois des galets perforés), ainsi que la microfaune. Latreille (1969) cite des ostracodes marins, foraminifères essentiellement benthiques, quelques formes planctoniques dont <i>Globigerina bulbosa</i> (Langhian à Tortonian, N11 à N16) et <i>Globigerina diplostoma</i> (Late Burdigalian to Tortonian, N7 to N17) permettant donc de dater l'unité à un âge antérieur au Tortonien (Annexe 16).	S6 : Par corrélation altitudinal avec K5 et le puits DP-108.
K6	Reconstitution de la série Miocène - Clauzon (1990) et Latreille (1969)	St-Uze, (i) Combe grande et (iii) Combe blanche	(i) 45.19204, 4.85387, z=250m; (ii) Voir ref pour plus de détails sur la coupe synthétique citée	(i) Latreille (1969) cite dans les sables de st-Donas (St Uze, 72), fins, homogène, monotone, sans structures sédimentaires, des foraminifères planctoniques dont <i>Globigerina diplostoma</i> (Reuss; N7-N17, 17.2– 5.8Ma), (ii) lacune, (iii) Conglomérat marin de Combe blanche (à 330-340 m NGF), (iv) incision messinienne, (v) conglomérat pliocène	(i) S5b : Par corrélation altitudinal avec les puits TE-101, TE-1 et TE-2 (iii) ST de la S7 probable. Cohérent avec l'altitude de la même surface au point K4.
K7	Coupe sédimentologique - Latreille (1969)	Saint-barthélémy de Vals, carrière située sur la route de Larnage, près du cimetière de Barthélémy	45,16520°; 4,87510°; z=200m	Sables granitiques de Clérieux: Sable de granules de granite et de quartz (1,2m), formation meuble à galets et graviers avec galets de granite rose souvent pourris et quelques éléments métamorphiques (0,8m), sable banal jaune homogène et fin (0,3m), formation meuble à galets et graviers granitiques (1,1 m), formation graveleuse meuble (0,8m)	S5b : Par corrélation altitudinal avec les puits TE-101, TE-1 et TE-2, les points K6 et K10
K8	Point d'observation-Mandier (1988), Clauzon (1990)	St Andéol, côte 438 m	45.161428°; 4.952200°; z=430m	Top de la serie Miocène représenté par un conglomérat d'origine alpine, matrice support,	S8 continental probable compte tenu de l'altitude élevée

				intéprété comme des dépôts fluviaux en tresse	
K9	Description sédimentologique - Kwasniewski (2010)	St-Donas-sur-l'Hebasse, cimetière au nord de la ville	45.126108°; 4.982106°; z=220m	Sables de St-Donas marins (50m): (i) sables à structures entrecroisées plates et HCS ("Shoreface") (10m), (ii) sables à festons (14 m), (iii) sables bioturbés et dunes bidirectionnelles (rides progradant en direction opposé sur les "foresets" des dunes - N40°) de taille dm à m, à galets mous et drapages argileux (10m), (iv) Sables à festons de taille dm.	CR S5 ? CT S6 ? Par corrélation altitudinal avec K10 et les puits TE-101, TE-1, TE-2.
K10	Coupe sédimentologique - Latreille (1969)	Chantemerles-les-blés, au SE du cimetière	45,11022°; 4,90284°; z=215-225m	Sables granitiques de Clérieux: Sable jaune, sable granitique avec plaquette de limonite (5 m), sable banal jaune (4-5m), lentille de sable granitique de près de 30m de long (2m), sable banal jaune. La microfaune est toujours très réduite, essentiellement des foraminifères benthiques indiquant un environnement très littoral et la présence d'un <i>Orbulina bilobata</i> très usé (N9-N23, postérieur à 14.56 Ma)	S5 minimum d'après la biozone
K11	Description sédimentologique - Kwasniewski (2010)	Peyrins, le long de la D53 vers St Donas sur l'Herbasse	45.098800°; 5.024217°; z=268m NGF	Sables de St-Donas marins (10m) au top des sables de l'unité: (i) Sables moyens à laminations planes ou faiblement entrecroisées de plage (2m); (ii) sables très grossiers constituant une dune tidale de 4m de haut progradant vers N50. Dans les "bottomsets", niveaux fins à rides légèrement asymétriques (correspondant probablement à des "combined-wave flow ripples", Kalifi et al, 2020) (4m); (iii) sables massifs grossiers à festons dm à m (7m)	?
K12	Description sédimentologique - Kwasniewski (2010)	Clérieux, le long du chemin des Fabriqués	45.082408°; 4.959101°; z=170m	(i) Sables à festons dans unité progradante vers le sud (1- 10 m), (ii) Incision, (iii) sables massifs	(i) CR S3; (ii) LS S4; (iii) CT S4; Par corrélation altitudinal avec le point K10

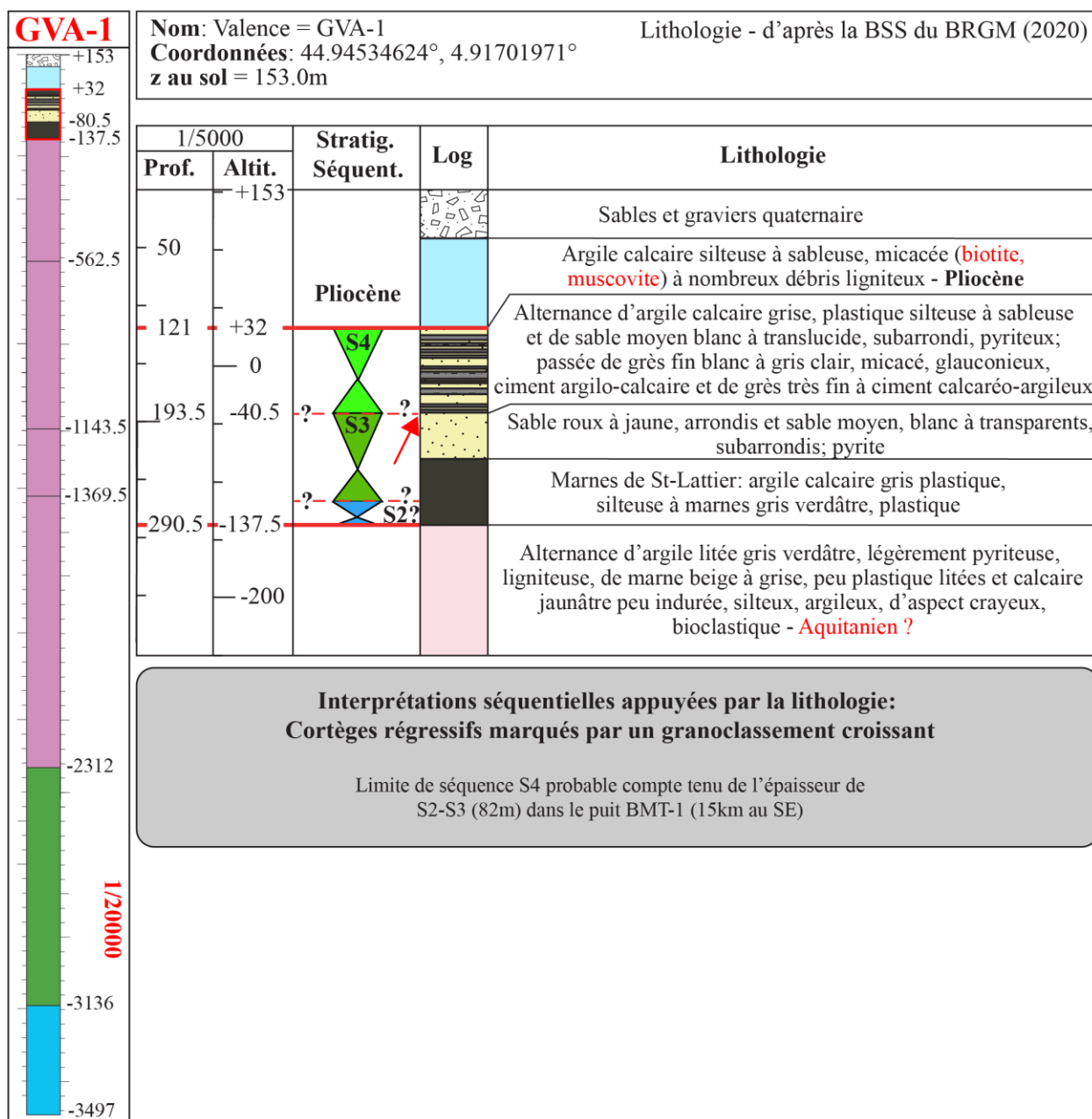
Annexe 69: Liste des points de contrôles de la Zone K: Localisations précises, données sédimentologiques et chronostratigraphiques, interprétations séquentielles. Pour détails, voir Annexe 14 pour les datations par nannoplanctons calcaires, Annexe 16 pour les datations par foraminifères planctoniques.



Annexe 70: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de CL-1 à partir des diagraphies. Légende en Annexe 84.



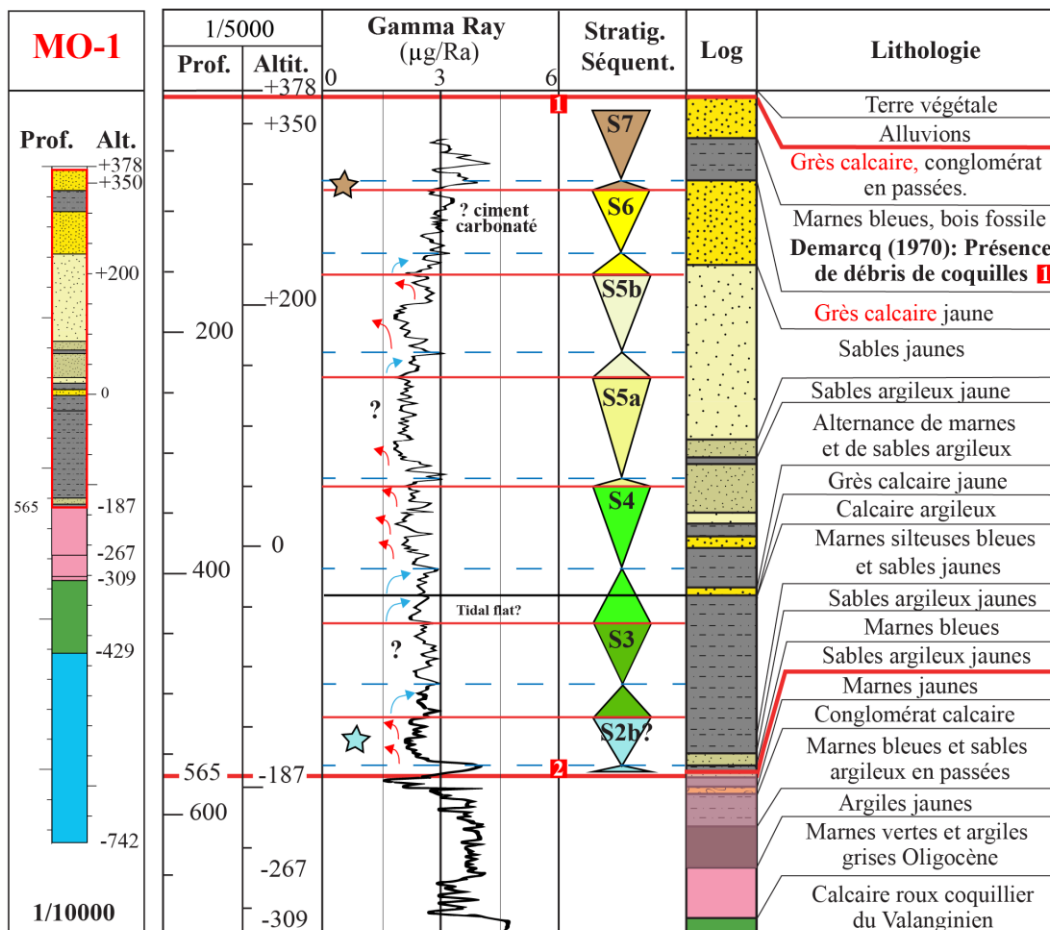
Annexe 71: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de DP-108 à partir des diagraphies. *Annexe 69. Légende en Annexe 84.



Annexe 72: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de GVA-1 à partir des diagraphies. Légende en Annexe 84.

Nom: Montmiral = MO-1
 Coordonnées: 45.15436329°, 5.14155423°
 z au sol = 378.0m

Gamma ray, Log - modifié de Kwasniewski (2010)
 Lithologie - d'après la BSS du BRGM (2020)



1 Entre 360 et 380m NGF = Transition marin-continental
 S7 probable car absence de marin dans la S8

D'après la feuille de Romans-sur-Isère (795), contact des unités m2bS-m2bM à ~370m NGF, dans un rayon d'un km autour de puit MO1.

m2bS (toit 370m) = «...sables à stratification hétérogène, avec des lits ou des amas de concrétions ou de nodules calcaires ou marneux et des zébrures rougeâtres, souvent micacés, de teinte plutôt grise, fossilifères, avec *Nassa michaudi*, *Zonites colnioni*, *Trochus hornesi*, *Fissurella italica*, *Chlamys cf. gentoni*, *Arca lactea*, *Caryophylla sp.*»

m2bM (base 370m) = «...faciès sablo-marneux ou argileux dominant et faune peu abondante du Tortonien fluvio-lacustre (*Helix delphinensis*, *Hipparion gracile*). Son épaisseur est de 40 à 80 m environ»

***Hipparion gracile*: MN9-MN10 =S7 ou S8**

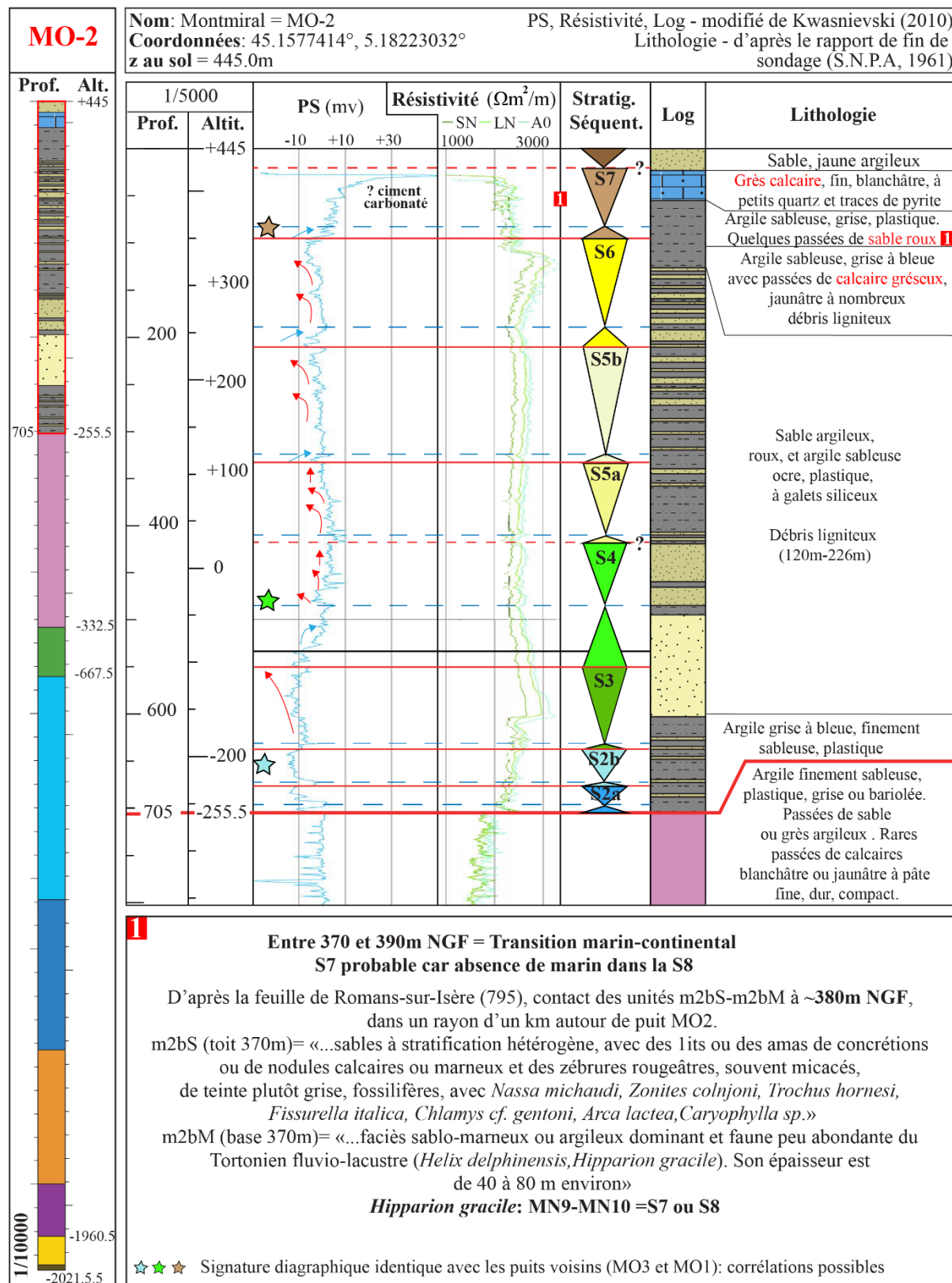
2 Position du contact Oligocène-Miocène confuse compte tenu de la similarité lithologique:

-187m: Demarcq (1970)
 -267m: Rapport de fin de sondage (SPV, 1957); Kwasniewski (2010); Rubert (2009);

Nous décidons de positionner la base du Miocène à -187m par parcimonie avec le puits voisin (MO3, 600m vers le N)

☆★☆☆ Signature diagrammétique identique avec les puits voisins (MO3 et MO2): corrélations possibles

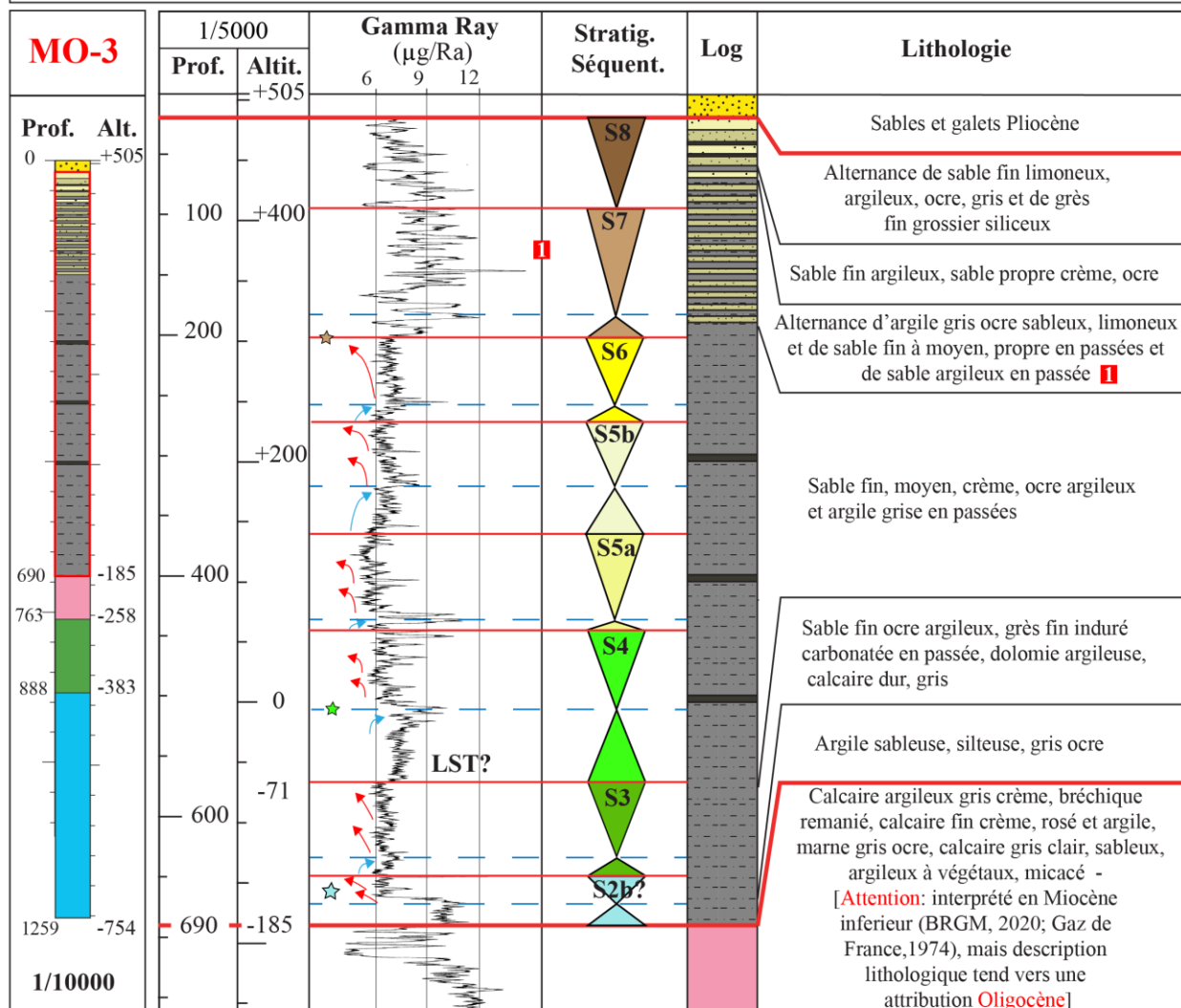
Annexe 73: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de MO-1 à partir des diagrammes. Légende en Annexe 84.



Annexe 74: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de MO-2 à partir des diagraphies. Légende en Annexe 84.

Nom: Montmiral = MO-3
 Coordonnées: 45.16044334°, 5.14515558°
 z au sol = 505.0m

Gamma ray, Log - modifié de Kwasniewski (2010)
 Lithologie - d'après la BSS du BRGM (2020)



1 Entre 360-380m NGF = Transition marin-continental - S7 probable car absence de marin dans la S8

D'après la feuille de Romans-sur-Isère (795), contact des unités m2bS-m2bM à ~370m NGF, dans un rayon d'un km autour de puit MO3.

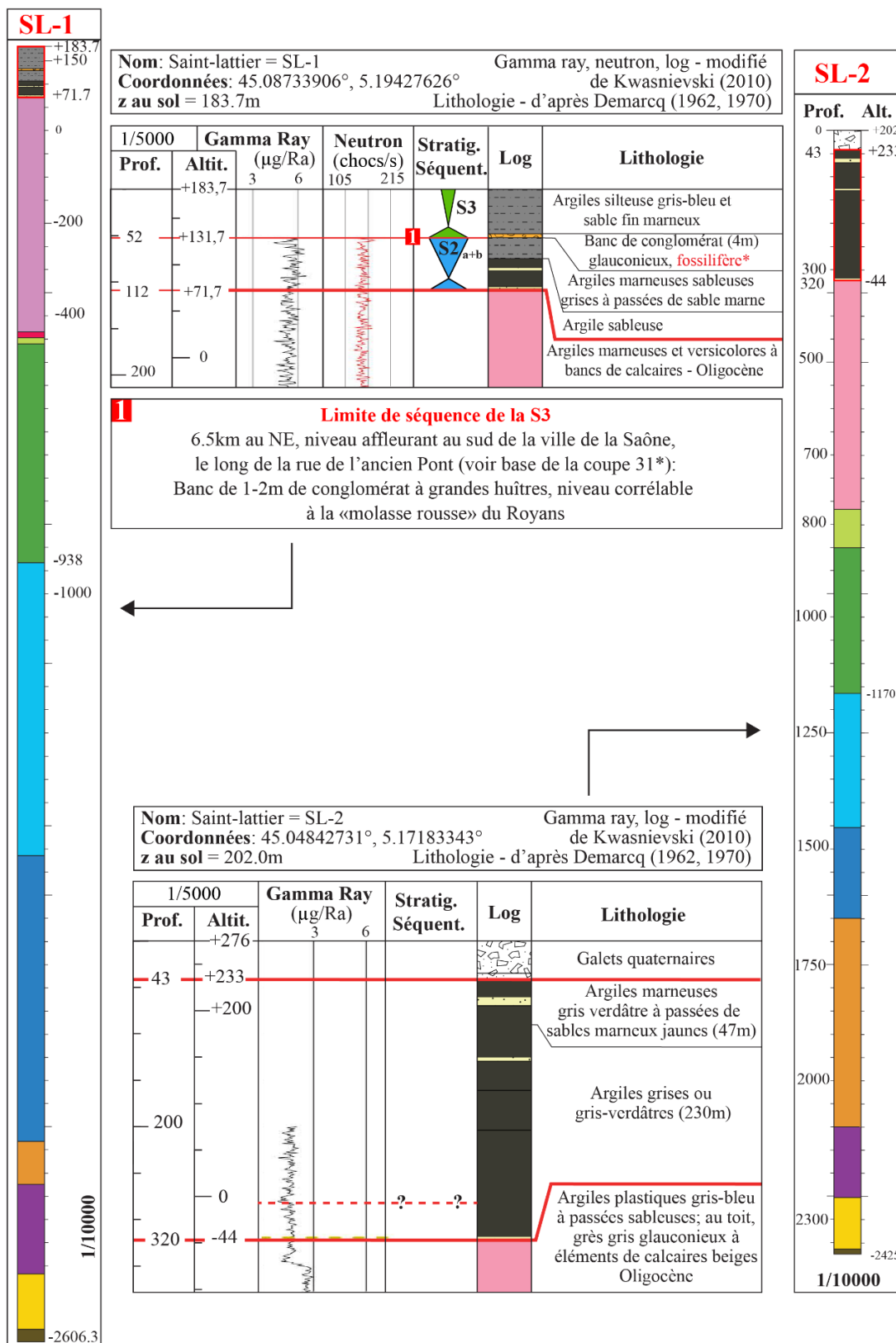
m2bS (toit 370m) = «...sables à stratification hétérogène, avec des lits ou des amas de concrétions ou de nodules calcaires ou marneux et des zébrures rougeâtres, souvent micacés, de teinte plutôt grise, fossilifères, avec *Nassa michaudi*, *Zonites colnjeni*, *Trochus hornesi*, *Fissurella italica*, *Chlamys cf. gentoni*, *Arca lactea*, *Caryophylla sp.*»

m2bM (base 370m) = «...faciès sablo-marneux ou argileux dominant et faune peu abondante du Tortonien fluvio-lacustre (*Helix delphinensis*, *Hipparion gracile*). Son épaisseur est de 40 à 80 m environ»

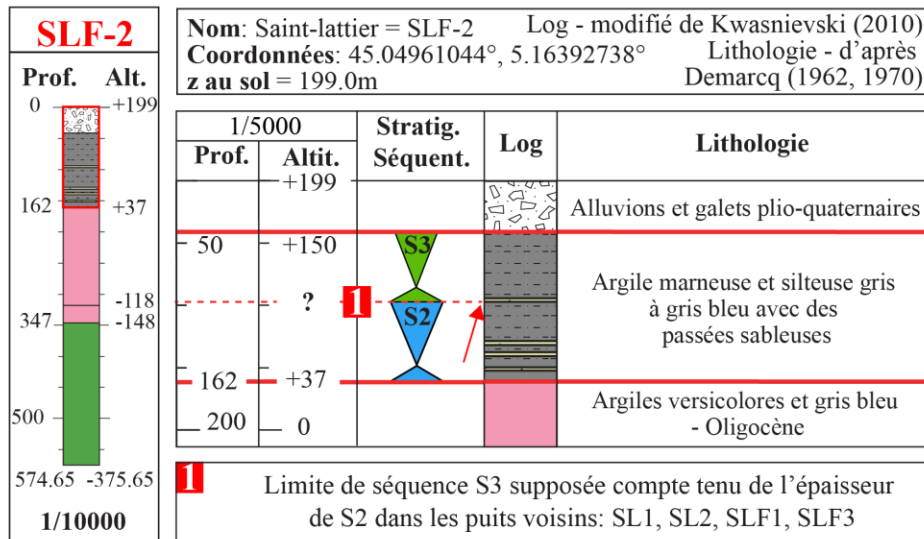
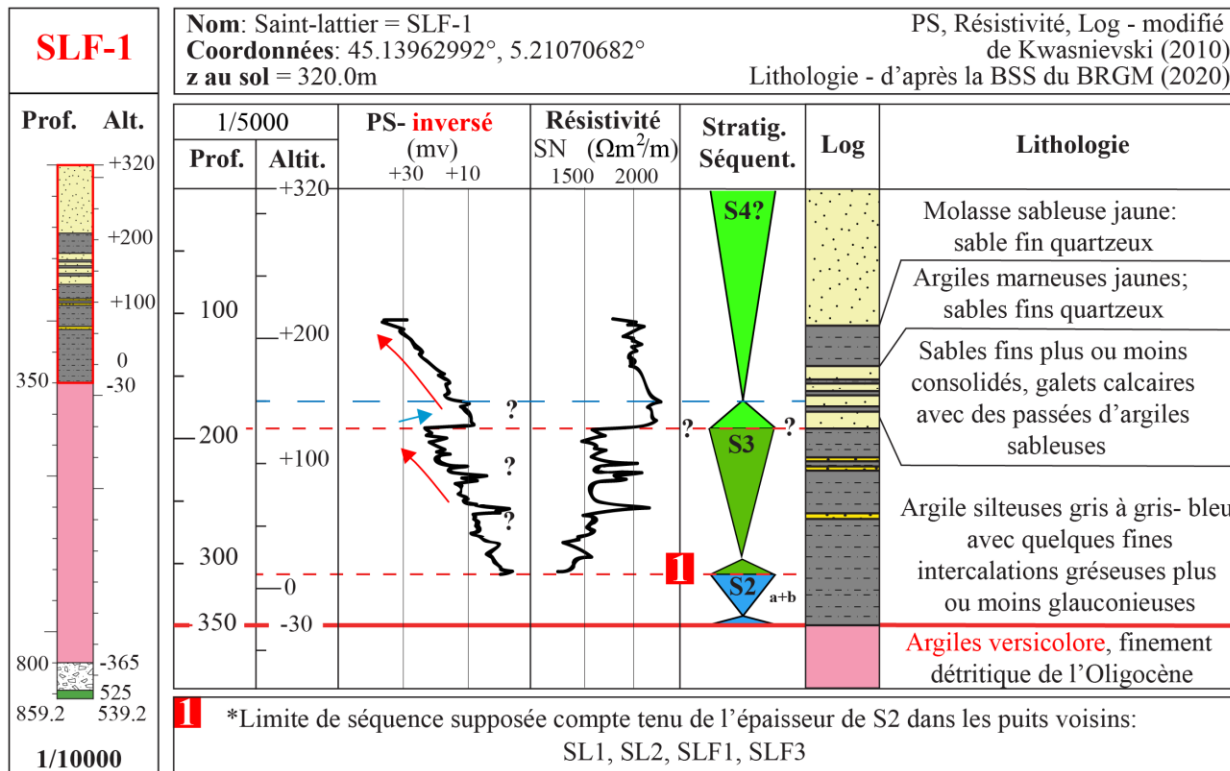
***Hipparion gracile*: MN9-MN10 = S7 ou S8**

★☆☆ Signature diagraphique identique avec les puits voisins (MO2 et MO1): corrélations possibles

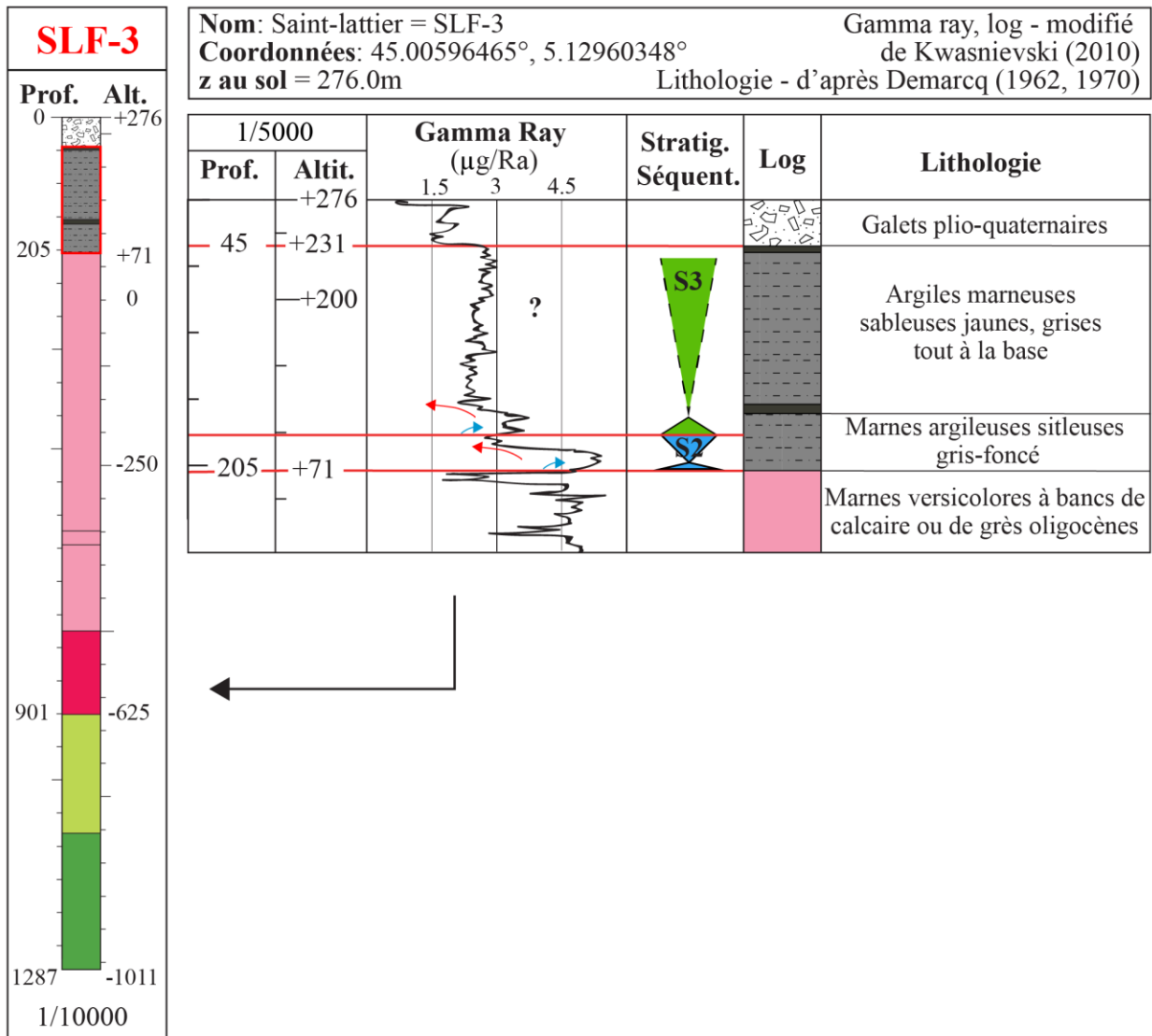
Annexe 75: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de MO-3 à partir des diagaphies. Légende en Annexe 84.



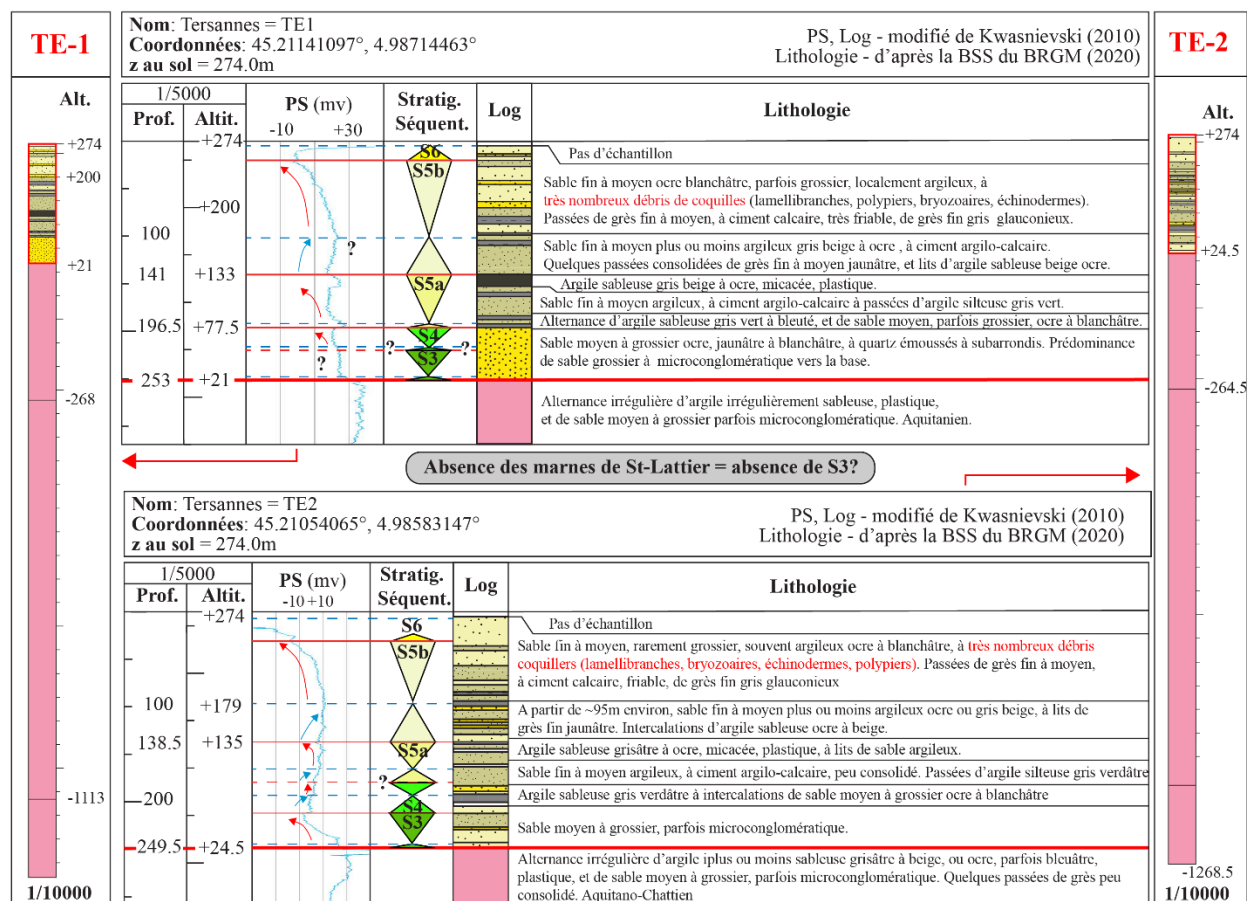
Annexe 76: Stratigraphie séquentielle du Miocène des puits de SL-1 et SL-2 à partir des diagraphies. *Annexe 55. Légende en Annexe 84.



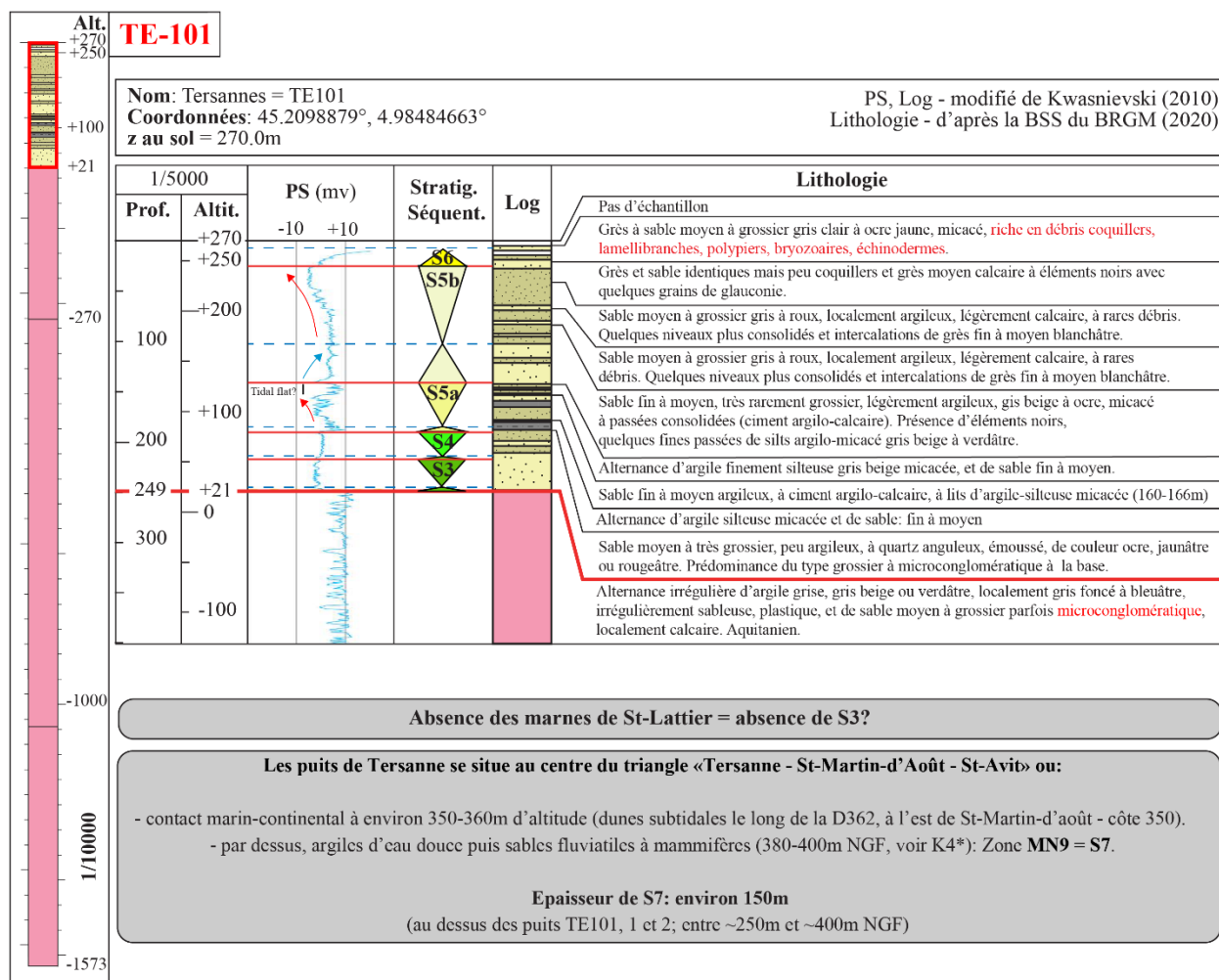
Annexe 77: Stratigraphie séquentielle du Miocène des puits de SLF-1 et SLF-2 à partir des diagraphies. Légende en Annexe 84.



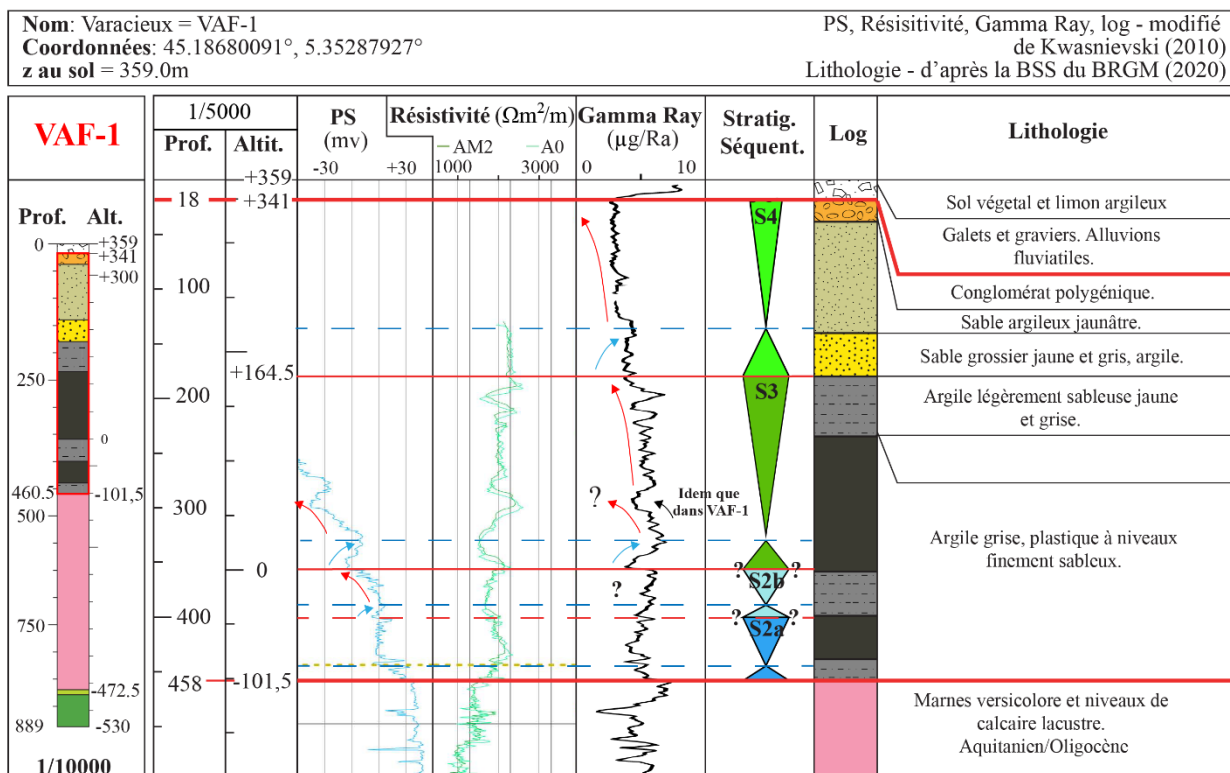
Annexe 78: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de SLF-3 à partir des diagraphies. Légende en Annexe 84.



Annexe 79: Stratigraphie séquentielle du Miocène des puits TE-1 et TE-2 à partir des diagraphies. Légende en Annexe 84.



Annexe 80: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de TE-101 à partir des diagraphies. Légende en Annexe 84.



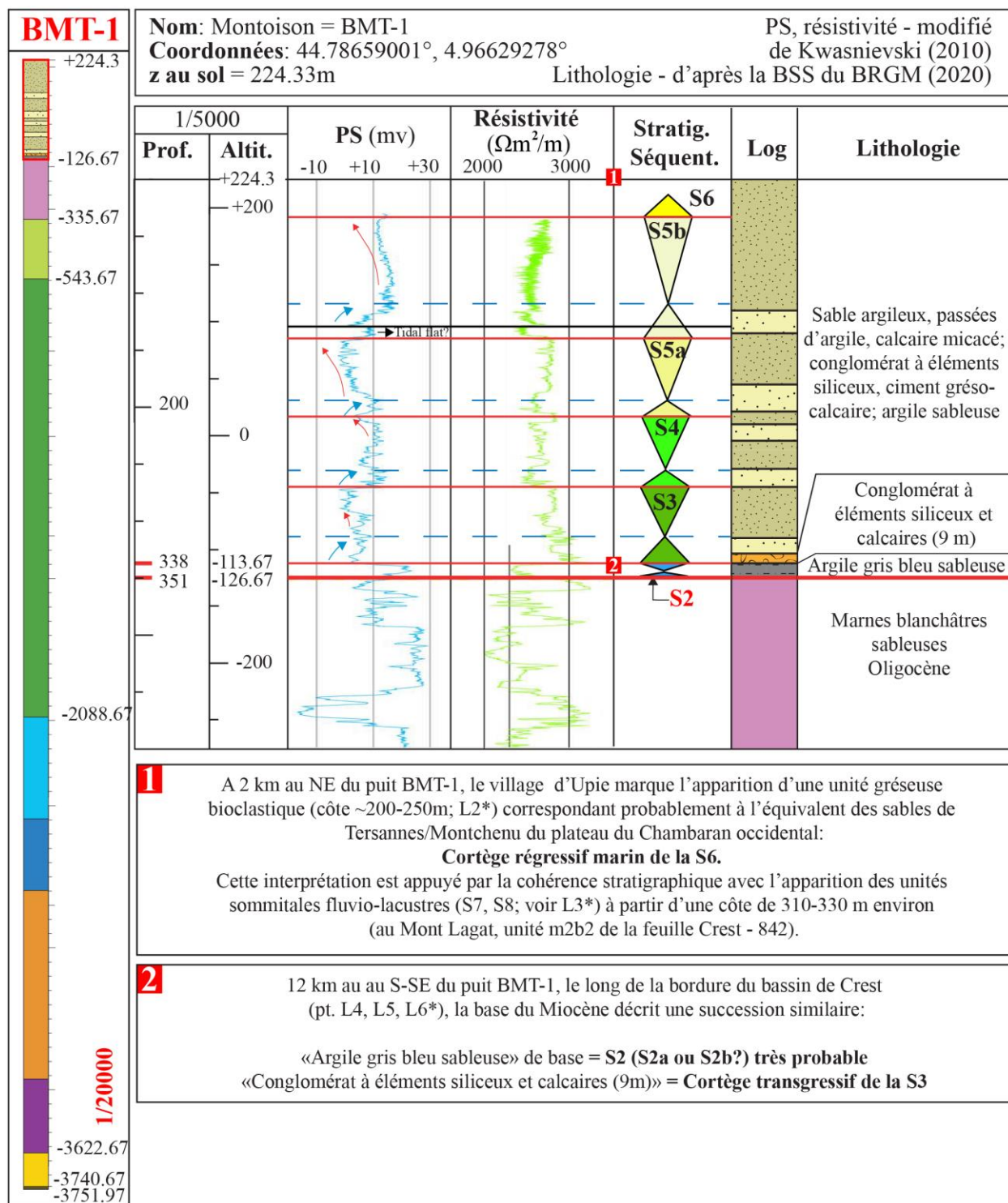
Annexe 81: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits de VAF-1 à partir des diagraphies. Légende en Annexe 84.

Zone L: Le Bassin de Crest					
n°	Objet	Localisation de la coupe et référence d'origine	GPS (WGS 84: Lat, Long)	Description succincte de la coupe: de la base vers le top Str= Datation Strontium; N=Biozonation des foraminifères, MN= Biozonation des micro-mammifères	Interprétation ST=Surface de Transgression
BMT-1	Sondage : Interprétations séquentielles à partir des diagraphies	UPIE (26358)	44.78659001 ; 4.96629278	Voir Annexe 82	S2, S3, S4, S5, S6
L1	Gisement de vertébrés	Chabeuil les bourbons	44.891895°; 5.028871° (indiqué sur la feuille 818)	Historique du gisement et liste de la faune citée dans Guerin et mein (1971). Etage donné par l'auteur: Vallésien, qui correspond approximativement aux biozones: MN9-MN10. <i>Progonomys cathalei</i> est cité. Or d'après Ménouret et Mein (2008), il s'agit d'un marqueur de la MN10.	MN10 = S8 Continental
L2	Point d'observation	Upie, dans le village et 500m au sud, au croisement entre la route Saint-	44.799037°, 4.979820°, z= 260m	Dans le village, épais niveau sableux grossier bioclastique, à critères tidaux ("Herring bones"). Au point gps indiqué, affleurement de grande qualité révélant un complexe de dunes subtidal à foresets de 4 mètres de haut.	S6 probable: Niveau repère fossilifère du Serravalien.

		Marc et Bartalene			
L3	Coupe sédimentologique synthétique à partir de: Demarcq (1970), Jeannolin (1985), notice feuille Crest-842	Entre Upie et Eurre, au dessus de la ferme Comborie et le sommet du Mont Merry, et sur les flancs du Mont Lagat	Voir références.	(i) unité sableuse marine du tortonien inférieur qui se démarque des sables de Chabrilian (Demarcq, 1970): sables à bancs de grès blanchâtres, assez grossiers, couverts de zébrures ferrugineuses, avec débris de pectinidés et bryozoaires, alternant vers le haut avec des sables marneux et ferrugineux renfermant des plaquettes marneuses et des concrétions ferrugineuses (50m), (ii) sables fins jaunâtres micacés à empreintes végétales (?m), (iii) marnes et sables lacustres: les sables sont dominants vers le haut et contiennent une faune dulçaquicole avec notamment des ostracodes lacustres (20-25m; pour les faunes, voir Demarcq, 1970; notice feuille 842), (iv) conglomérat du Mt Merry à galets calcaires Jurassique et Crétacé d' origine locale , et radiolarites (Jeannolin, 1985)	(i, ii) S7; (iii, iv, v) S8 continental
L4	Coupe sédimentologique et âge strontium	Les Berthouins, le long de la D538, à la ferme de Ranchy	44.692545°; 5.005975°	(i) Sables tidaux fossilifères; âge strontium= 16,7 +/- 0,25 Ma, (ii) profil d'altération, (iii) calcarenite très grossière fossilifère, (iv) marnes fossilifères; âge strontium= 16,8 +/- 0,25 Ma, (v) niveau de condensation	(i, ii) Top S2b, (iii) SB-S3, (iv, v) MFS S3
L5	Age strontium pour dater une coupe sédimentologique décrite par Rubino et al. (1990) et Lesueur et al. (1990)	Entre Autichamps et Divajeu, carrière Gilles, Moutier	44.685163°; 4.989701°	(i) Calcaires lacustres oligocènes, (ii) sables grossiers transgressifs interprétés en formes transverse barkanoïdes d'origine tidales (voir Lesueur et al. 1990 pour détails) migrant vers le sud (10-15m), (iii) niveau carbonaté sommital à lamellibranches intensément bioturbé et ferruginisé interprété en niveau de condensation marquant le maximum d'approfondissement marin (0.5 m), (iv) marnes riche en faune marine: âge strontium: 17,5 Ma +/- 0,23 (épaisseur de l'unité: quelques mètres), (v) indices d'emersions et incisions par des chenaux fluvio-deltaïques marquant la fin de la régression, (vi) conglomérat carbonaté marquant la base d'un nouveau système transgressif	(ii, iii) CT S2b, (iv) MFS S2b (v) CR S2b+ SB S3, (vi) ST S3
L6	Coupe sédimentologique - Rubino et al. (1990)	Tranchée du pipe-line sud européen	44.680030°; 4.981562°	(i) Calcaires lacustres oligocènes, lacune (quelques mètres), (ii) molasse de Fortles-coquilles: grès très grossier parfois micro-conglomératique, très riche en débris de pectinidés à ciment carbonaté renfermant de la glauconite, interprété comme étant une plage transgressive remaniant les dépôts résiduels dans les points bas (<8m), (iii) niveau conglomératique à galets verdés surmonté	Superposition de (ii) ST S2a, (iii) ST S3. S2b absente car il s'agit d'un point haut comme l'auteur propose

				par une lumachelle comparable à celle des Berthouins (L4). Hypothèse de l'auteur: Superposition possible de 2 cortèges transgressifs S2 et S4	
L7	Grade-datation – Demarcq et al. (1989)	A l'est d'Autichamps, à la ferme giraud	44.681908°, 4.972042°, z= 295m	Dans les marnes de la Grenette, <i>Globigerinoides sicanus</i> et nombreux représentant de la lignée de <i>Globigerinoides trilobus</i> a permis d'utiliser la méthode de "grade-datation" ("estimation de l'âge d'un sédiment à partir du degré d'évolution graduelle d'une population appartenant à une lignée paléontologique présentant une anagenèse", pour plus de détails, voir Demarcq et al. (1989)): Age obtenu: 17,4 +/-0,15 Ma.	MFS S2a

Annexe 82: Liste des points de contrôles de la Zone L: Localisations précises, données sédimentologiques et chronostratigraphiques, interprétations séquentielles. Pour détails, voir Annexe 12 pour les âges strontium, Annexe 14 pour les datations par nannoplanctons calcaires, Annexe 16 pour les datations par foraminifères planctoniques.



Annexe 83: Stratigraphie séquentielle du Miocène du puits BMT-1 à partir des diagraphies. *Annexe 82. Légende en Annexe 84.

Legend for sedimentological sections

Chemostratigraphy:

- 16.5 Ma +/- 0.3 Strontium dating on marine shell
- 16.5 Ma +/- 0.3 Strontium dating on marine shell with diagenetic bias
- 16.5 Ma +/- 0.3 Strontium dating on bulk

Biostratigraphy:

- MN6 Mammals dating
- D17/D18 Dinoflagellate cystes/pollen grain dating
- NN3/NN4 Nannoplankton dating
- N9-N7 Planktonic foraminifera dating

Sedimentary structures:

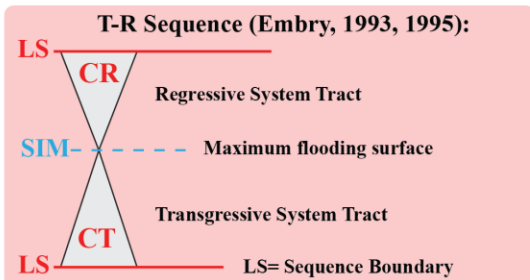
- Angular mudclasts
- Well-rounded mudclasts
- Conglomerates
- Seismites
- Symmetrical ripples
- Truncated crest ripples
- Combined-flow ripples
- Asymmetrical ripples
- Liquefaction structures
- Channels
- HCS
- Amalgamated oscillation structures
- Trough-cross stratification
- Tabular stratification
- Foresets
- Megaripples
- Paleosol
- Lignite
- Erosive surfaces

Magnetostratigraphy:

- Normal polarity
- Reverse polarity

Fauna:

- Ostracods
- Bryozoan
- Mammals
- Nannoplankton
- Foraminifera
- Gastropods
- Wood fragments
- Bioturbation
- Bioclasts



Conglomeratic units:

- Pliocene conglomerates
- «Voreppe» conglomerates
- «L.a-Tour-du-Pin» conglomerates

Lithology:

- Conglomerates
- Sands
- Flaser bedding
- Wavy bedding
- Lenticular bedding
- Marles-clay

Facies and Facies Associations (Kalifi et al., 2020)

Depositional processes	Facies Association	Sedimentary environment	Facies				
Wave Dominated (W)	FA1	Offshore	F1 - Blue Marls F2 - Bioturbated silts				
	FA2	Offshore transition	F3 - Bioturbated silts and sandstones with HCS				
	FA3	Shoreface	F4 - Amalgamated oscillation structures				
	FA4	Foreshore	F5 - Planar lamination F6 - Beach berm				
Hybrid Wave-Tide (WT)	FA5	Open coast subtidal	F7 - Lenticular bedding F8 - Wavy bedding				
	FA6	Open coast intertidal	F9 - Flaser bedding F10 - Ridges & Runnels				
Tide Dominated (T)	FA7	Subtidal	F11 - Large scale tidal dunes F12 - Medium scale tidal dunes F13 - Small scale tidal dunes F14 - Tidal channels				
			FA8	Intertidal	F15 - Sand flat F16 - Mixed flat F17 - Tidal creeks		
					FA9	R-to-T transition	F18 - River mouth
							FA10
FA11	Gilbert D.	F20 - Gilbert delta foresets F21 - Gilbert delta bottomsets					
		Subaerial exposure	Non-categorised	F22 - Paleosoils F23 - Calcretes			
				F24 - Transgressive lag F25 - Seismites			

Legend for well-logs

- Quaternary
- Pliocene-Messinian
- Conglomerates
- Coarse sands
- Fine sands
- Sandy clays
- Clay sand
- Clays
- Calcarenes
- Brechia
- Oligocene
- Eocene
- Upper Cretaceous
- Lower Cretaceous
- Upper Jurassic limestones
- Upper Jurassic marls
- Dogger
- Lias
- Trias
- Carboniferous

Annexe 84: Légende des coupes sédimentologiques et des puits présentés en annexes.

