



HAL
open science

Dynamique de la végétation alluviale côtière dans le Sud-Est de la France (bassins versants du Loup et de la Cagne, Alpes-Maritimes) au cours de la première moitié de l' Holocène

Sebastien Guillon

► **To cite this version:**

Sebastien Guillon. Dynamique de la végétation alluviale côtière dans le Sud-Est de la France (bassins versants du Loup et de la Cagne, Alpes-Maritimes) au cours de la première moitié de l' Holocène. Archéologie et Préhistoire. Université Nice Sophia Antipolis, 2014. Français. NNT : 2014NICE2012 . tel-01064064

HAL Id: tel-01064064

<https://theses.hal.science/tel-01064064>

Submitted on 15 Sep 2014

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.

THÈSE

pour obtenir le grade de docteur de l'**Université Nice Sophia-Antipolis**

École doctorale : Lettres, Sciences Humaines et Sociales

Discipline : Histoire et Archéologie

Thèse préparée en collaboration entre

le laboratoire CEPAM - Cultures Environnements, Préhistoire, Antiquité, Moyen Âge - UMR 7264 (Nice) et
le laboratoire Chrono-Environnement UMR 6249 (Besançon)

Dynamique de la végétation alluviale côtière

dans le Sud-Est de la France

(bassins versants du Loup et de la Cagne, Alpes-Maritimes)

au cours de la première moitié de l'Holocène

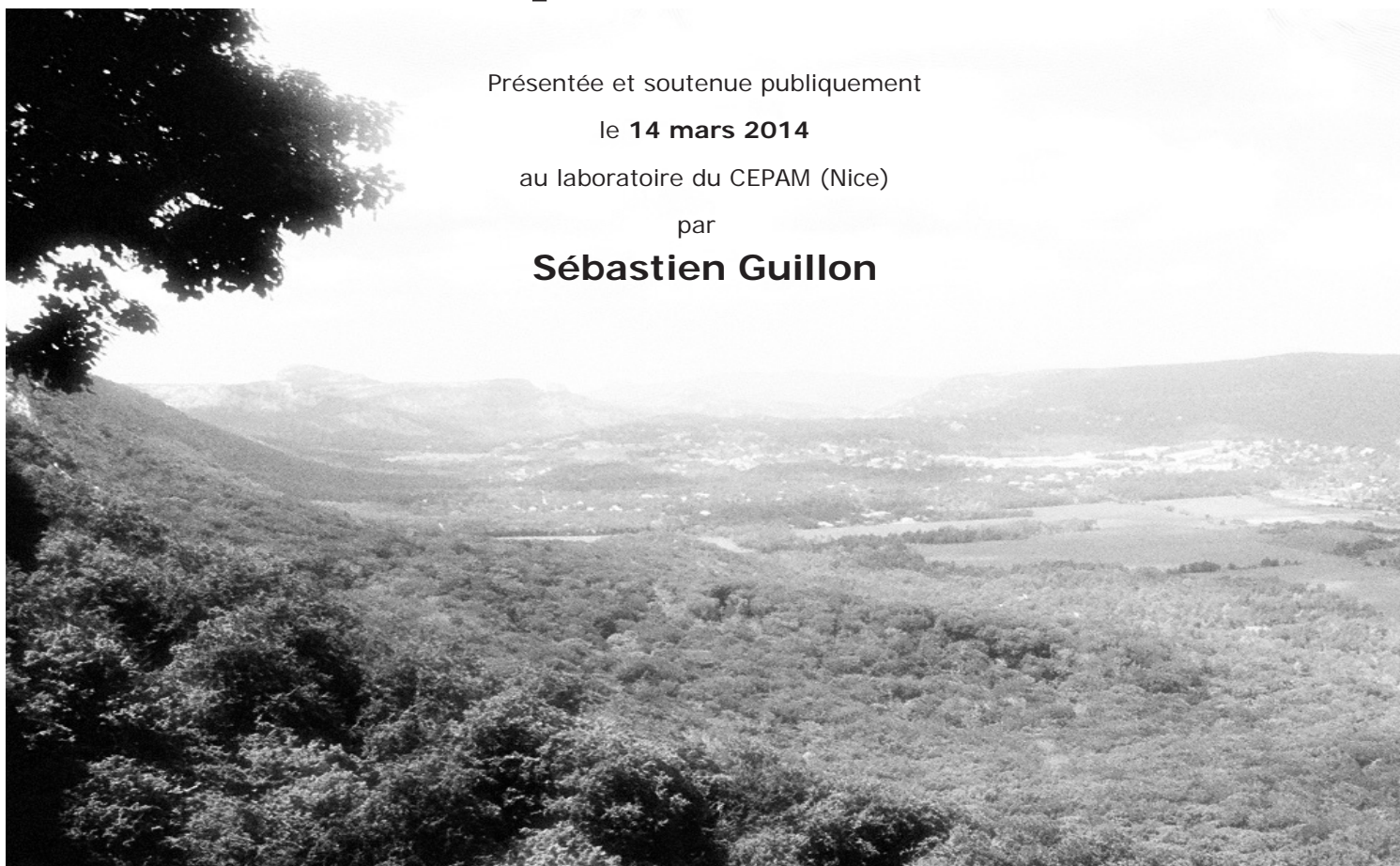
Présentée et soutenue publiquement

le **14 mars 2014**

au laboratoire du CEPAM (Nice)

par

Sébastien Guillon



Composition du jury:

Directeur	M. Didier BINDER	Directeur de Recherche au CNRS - CEPAM Nice (UMR 7264)
Co-Directeur	M. Hervé RICHARD	Directeur de Recherche au CNRS - Chrono-Environnement Besançon (UMR 6249)
Tuteur	M. Jean-François BERGER	Chargé de Recherche au CNRS - EVS/IRG Lyon (UMR 5600)
Rapporteur	M. Laurent LESPEZ	Professeur à l'Université de Paris-Est Créteil (UPEC)
Rapporteur	M. Didier GALOP	Chargé de Recherche au CNRS - GEODE Toulouse (UMR 5602)
Examinatrice	Mme. Maria-Fernanda SANCHEZ GOÑI	Directeur d'Études (EPHE) - Université Bordeaux 1/CNRS - EPOC (UMR 5805)

« Cet immense progrès dans l'inventaire du monde a masqué la perte progressive
de la connaissance commune du végétal issue des millénaires
de tradition orale, surtout détenues dans nos cultures
par ceux qui avaient la perception et l'usage immédiat des offres de la nature :
les gens des sociétés paysannes »

Pierre Lieutaghi, Petite ethnobotanique méditerranéenne

REMERCIEMENTS

Au-delà de l'investissement personnel, ce travail n'aurait jamais abouti sans les collaborations, rencontres, discussions et amitiés qui tout au long de ces années ont ponctué ce long paragraphe de ma vie. Je souhaite ici exprimer ma gratitude à tous ceux qui ont contribué à le rendre possible.

Tout d'abord, je tiens à remercier très sincèrement mon directeur de thèse **Didier Binder** pour son soutien, sa bienveillance, et l'ensemble de ces observations et conseils qui ont permis de faire aboutir de travail. Ma reconnaissance va ensuite à l'endroit de mon co-directeur **Hervé Richard** qui malgré l'éloignement géographique a su m'encourager et m'apporter un soutien scientifique. Je le remercie également pour ses nombreuses relectures. Je tiens ensuite à remercier mon tuteur **Jean-François Berger** pour m'avoir conduit jusqu'à Nice, pour m'avoir permis de consolider mon expérience de terrain ainsi que pour ses que relectures et conseils.

Je tiens également à remercier la région PACA pour leur soutien financier et l'office National des Forêt des Alpes-Maritimes pour l'accès à leurs bases de données.

Je remercie les chercheurs qui ont accepté d'évaluer ce travail et de faire partie de mon jury de thèse : **Maria-Fernanda Sanchez Goñi** directeur d'études à l'École Pratiques des Hautes Études de Bordeaux, **Didier Galop** chargé de recherche au CNRS au laboratoire GEODE (Toulouse) et **Laurent Lespez** professeur à l'université de Paris-Est Créteil.

Mes travaux de recherche se sont déroulés au sein du laboratoire du CEPAM, à Valbonne (dans la pinède) puis à Nice. Grâce à l'ensemble des membres du laboratoire, leurs aides, leurs compétences et leurs amitiés j'ai pu bénéficier d'un cadre de recherche idéal et optimal. Je leur exprime toute ma reconnaissance. Mes premières pensées et remerciements sont destinés à **Bui-thi Mai** et **Michel Girard**. Je vous exprime toute mon amitié et ma gratitude pour tout ce que vous m'avez appris (palynologie, botanique etc...) et pour tous les moments passés ensemble dans les bureaux du 3^{ème} étage à Valbonne qui resteront encrés dans ma mémoire tant le temps semblait s'arrêter en votre compagnie. Je tiens à vous remercier également pour les excursions bota/archéo/géol, la « dose homéopathique de la petite prune » et pour l'initiation au Javanais « mavercavi ».

Parmi les membres du CEPAM, je tiens également à remercier chaleureusement **Michel Dubar** pour l'ensemble de ses remarques et conseils en géologie et sédimentologie qui ont fortement inspirés mes travaux ainsi que pour sa bonne humeur. Je n'oublie pas

Liliane Meignen et **Laurence Mercuri** pour leur bienveillance, l'équipe du 3^{ème} **Isabelle Théry Parisot** (qui m'a toujours fait un peu peur !), **Claire Delhon** pour ses conseils avisés et précis, **Erwan Messenger** avec qui je me sentais moins seul et **Arnaud Mazui** pour tous les cafés qu'il m'a payés et son humour du 01 que je comprends bien entendu. Je remercie **Arnaud Jouvencz** pour avoir sauvé la vie de mon ordinateur et par la même occasion la mienne, ainsi que **Jeannine François** pour sa disponibilité et sa patience.

Au cours de ces années, les collaborations m'ont amené à travailler dans plusieurs structures de recherche. Parmi elles, le laboratoire Chrono-environnement à Besançon au sein duquel j'ai pu bénéficié grâce, notamment à **Agnès Stock** que je remercie, d'un soutien logistique et matériel. Je remercie également **José Antonio López Sáez** qui au sein del Centro de Ciencias Humanas y Sociales de Madrid m'a initié et formé à la reconnaissance et l'indentification des micro-fossiles non polliniques. Je n'oublie pas le service du patrimoine de la ville de Fréjus et les travaux menés aux cotés des archéologues **Pierre excoffon**, **Michel pasqualini** et **Nicolas Portalier**. Ces collaborations m'ont également permis de travailler avec **Olivier Sivan** de l'INRAP que je remercie pour l'ensemble des discussions que l'on a eues autour de toutes ces « carottes ».

Mais ces années n'auraient pas eu le même goût sans toutes ces rencontres qui méritent de figurer au plus haut dans mes pensées.

Je pense avant tout à l'équipe des doctorants du CEPAM(al), **Trongjai Hutangkura** (alias Khun) fidèle au poste avec qui les nocturnes à Valbonne ainsi que les pizzas s'enchaînaient parfois à un rythme fou, le trio infernal **Louise Purdue** (coucou les kokos) **Nicolas Bernigaud** et **Grégory Gaucher** avec qui les moments passés sur le terrain et dans les bars antibois avaient un goût de reviens-y. Je pense également à **Julia Chrzavzez** (hasta siempre) qui est trop forte, à **Auréade Henry** ma copilote, **Aurélie Zemour** pour sa fraîcheur et **Elisa Nicoud** (« pronto »). Je n'oublie pas **Alain Carré** (Mister square) et **Emilie Perez** qui m'ont offert le gîte et le couvert à de nombreuses reprises ainsi que la possibilité de rejouer à la playstation, merci (vraiment). Et que dire de Messieurs **Rageot Maxime** et **Pradeau Jean-Victor** qui m'ont également hébergé je ne sais plus combien de fois et avec qui les soirées niçoises étaient « legen...wait for it... dary, legendary ». Je n'oublie pas **Antoine Pasqualini**, **Gaëlle œil**, **Lionel Gourichon**, **Hala Alarashi**, **Lamya Khalidi**, **Carole Cheval**, **Antonin Tomasso**, **Carmine Collina**, **Janet Battentier**, **Christina De Stephanis**, **Monder Mhamdi**, **Thomas Huet**, **Ryzlène Dahhan** et **Eduardo Masso**.

Pour leurs amitiés et pour m'avoir accompagné, aidé, dépanné et encore hébergé (beaucoup de personnes m'ont hébergé) je tiens à remercier **Jean Philippe** et **Soumeya**.

Cette thèse c'est également en partie déroulé à Aix-en-Provence (rue Mignet). Au cours de cette merveilleuse année, j'ai rencontré de belles personnes. Pour tous les moments un peu fous fous passés en leur compagnie, je remercie **Doc ono**, **Sauvageotini**, **Eugégé**, **Stella et Petoulae**, **toutes les Julies**, **Clo**, **Tzegel**, **Miguel**, **Vasquez**, **Charlotte**, **Védo**, **François** (avé l'accent) et tous les autres.

Ce long travail n'aurait pas été possible sans le soutien inébranlable de ma famille, **mes parents**, **Denis**, **Babey**, **Cécile**.

Et enfin une pensée vraiment particulière pour celle avec qui ces années se sont concentrées en souvenirs inoubliables et avec qui les années à venir sont remplies de projets, **Méline** dit Dam Dam Bou ptit Bou ptite Tête.

À ma grand-mère...

REMERCIEMENTS	5
INTRODUCTION.....	15
PARTIE I. LE CADRE PHYSIQUE DE L'ETUDE ET ETAT DES LIEUX DE LA RECHERCHE : LES PROBLEMATIQUES PALEOCLIMATIQUES ET SOCIO-ENVIRONNEMENTALES DANS LE QUART NORD-OUEST DE LA MEDITERRANEE	21
<i>1. Le cadre physique de la recherche.....</i>	<i>21</i>
1.1. Le concept d'hydrosystème	21
1.2. Définition des variables propres au fonctionnement des hydrosystèmes fluviaux du Loup et de la Cagne.....	21
1.2.1. Le cadre structural géologique.....	24
1.2.2. Cadre bioclimatique.....	27
1.2.3. Le régime hydrologique	29
1.2.4. Les flux souterrains	31
1.2.5. Structure et distribution de la végétation actuelle.....	33
1.2.5.1. L'étage thermoméditerranéen	34
1.2.5.2. L'étage mésoméditerranéen	35
1.2.5.3. L'étage supraméditerranéen.....	36
1.2.5.4. L'étage montagnard sous influence méditerranéenne.....	36
1.2.6. Les processus de dynamique et de succession végétale.....	37
1.2.6.1. Les formations riveraines.....	38
1.2.6.2. Les peuplements acidiphiles du massif de Biot	44
1.2.6.3. Les hêtraies, sapinières et hêtraies-sapinières	45
1.2.6.4. Les formations forestières à Quercus.....	48
1.3. Une végétation post révolution industrielle.....	50
<i>2. Le contexte climatique et paléoclimatique du bassin Nord-Ouest de la Méditerranée : état des lieux de la recherche</i>	<i>51</i>
2.1. Le climat méditerranéen et son fonctionnement actuel.....	51
2.1.1. Oscillation nord atlantique positive	52
2.1.2. Oscillation nord atlantique négative	54
2.1.3. Régime dorsale (ou régime Scandinavie-Groenland)	54
2.1.4. Régime de blocage	54
2.2. Le contexte paléoclimatique de la première moitié de l'Holocène	55
2.2.1. Les phases de refroidissement de la première moitié de l'Holocène dans l'Atlantique Nord et en Europe centrale.....	57
2.2.1.1. L'indice de l'IRD (Ice Rafted Debris)	57
2.2.1.2. Les mesures du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	57
2.2.1.3. Les phases froides alpines.....	59
2.2.2. Les conditions de précipitation dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée au cours de la première moitié de l'Holocène	61
2.2.2.1. Existe-t-il un événement Sapropel 1 en mer Tyrrhénienne au cours de la première moitié de l'Holocène ?	61
2.2.3. Synthèse des changements paléoclimatiques enregistrés dans l'arc Liguro-Provençal	65
<i>3. Les données polliniques littorales du quart Nord-Ouest de la Méditerranée : lecture de l'évolution de la végétation sous le prisme des transitions chronoculturelles mésolithiques et néolithiques.....</i>	<i>69</i>
3.1. La fin du 8 ^{ème} et le début du 7 ^{ème} millénaire BCE. La phase finale du Sauveterrien.....	71
3.1.1. Lecture de l'analyse des correspondances des spectres polliniques pour le Sauveterrien final	77

3.2. Le 7 ^{ème} millénaire BCE. Le Mésolithique castelnovien	79
3.2.1. Lecture de l'analyse des correspondances des spectres polliniques pour le Castelnovien	84
3.3. Le 6 ^{ème} millénaire BCE. Le Néolithique ancien, Impresso-Cardial	85
3.3.1. Lecture de l'analyse des correspondances des spectres polliniques pour le Néolithique ancien.....	96
3.4. Le 5 ^{ème} millénaire BCE et la première moitié du 4 ^{ème} millénaire BCE. Le Néolithique moyen, VBQ-Chasséen	96
3.4.1. Lecture de l'analyse des correspondances des spectres polliniques pour le Néolithique moyen	101

PARTIE II. LES ARCHIVES SEDIMENTAIRES HOLOCENES DES BASSES PLAINES DU LOUP ET DE CAGNE (ALPES-MARITIMES) : APPROCHE GEOMORPHOLOGIQUE, EUSTATIQUE ET RADIOCHRONOLOGIQUE..... 103

<i>1. Nature, origine et fonctionnement des comblements sédimentaires holocène des vallons du Loup et de la Cagne</i>	103
1.1. La formation quaternaire des plaines alluviales du Loup et de la Cagne	103
1.2. Les dépôts continentaux.....	108
1.3. Le rôle de la végétation dans la dynamique sédimentaire fluviale	110
1.4. Les dépôts littoraux et marins	111
1.5. Le rôle de la remontée marine postglaciaire dans les processus de formation des plaines côtières.....	114
1.5.1. Les variations du niveau de la mer en Méditerranée occidentale depuis 20 000 ans	115
1.5.1.1. Les marqueurs bio-sédimentologiques.....	116
1.5.1.2. Les restes archéologiques submergés.....	120
1.5.1.3. Les courbes de référence postglaciaires dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée.....	121
1.6. L'hétérogénéité des enregistrements sédimentaires holocènes des plaines alluviales côtières du Loup et de la Cagne	130
1.6.1. Les faciès morpho-sédimentaires holocènes de la plaine alluviale de la Cagne	131
1.6.2. Les faciès morpho-sédimentaires holocènes de la plaine alluviale du Loup.....	135
<i>2. Les comblements de la première moitié de l'Holocène des sondages L1 et C1 des bassins versants du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes)</i>	141
2.1. Le sondage C1 (bassin versant de la Cagne, Alpes-Maritimes)	144
2.1.1. Les datations par le radiocarbone et le modèle âge/profondeur du sondage C1 (bassin versant de la Cagne, Alpes-Maritimes)	144
2.1.2. L'analyse de l'ostracofaune du sondage C.1 : définition des environnements sédimentaires littoraux holocènes	150
2.1.3. L'analyse des restes carpologiques du sondage C.1 : vers une précision des environnements sédimentaires littoraux holocènes	155
2.1.4. Comparaison des résultats obtenus par l'étude des ostracodes et des macrorestes	160
2.1.5. L'évolution holocène des milieux littoraux de la Cagne et la remontée du niveau marin	163
2.1.6. Les archives sédimentaires des 7 ^{ème} , 6 ^{ème} et 5 ^{ème} millénaires BCE de la séquence de la Cagne (C1).....	167
2.1.6.1. 7000-6350 cal. BCE (25.20-23.75 mètres de profondeur) : un milieu continental fluvial	167
2.1.6.2. 6350-6300 cal. BCE (23.75-23.60 mètres de profondeur) : un milieu marin médio- à infralittoral	170
2.1.6.3. 6300-4650 cal. BCE (23.60-15.20 mètres de profondeur) : un milieu lagunaire d'eau douce à saumâtre	171
2.1.6.4. 4650-4350 cal. BCE (15.20-13.70 mètres de profondeur) : un milieu marécageux littoral	178
2.1.6.5. 4350-3550 cal. BCE (13.70-10.70 mètres de profondeur) : un milieu continental fluvial	180
2.2. Le sondage L1 (bassin versant du Loup, Alpes-Maritimes).....	182
2.2.1. Les datations par le radiocarbone et le modèle âge/profondeur du sondage L.1 (bassin versant du Loup, Alpes-Maritimes)	182
2.2.2. La position relative du sondage L.1 par rapport aux niveaux marins holocènes.....	188
2.2.3. Les archives sédimentaires du 7 ^{ème} et 6 ^{ème} millénaires BCE de la séquence du Loup (L1)	191
2.2.3.1. 7000-6050 cal. BCE (22.80-20.30 mètres de profondeur) : un milieu continental fluvial.....	191
2.2.3.2. 6050-5950 (20.30-12.80 mètres de profondeur) : un milieu lagunaire ?.....	195

2.3. La nature et l'origine des sédiments varvés du Loup et de la Cagne.....	203
2.3.1. Comptage du nombre des lamines du sondage C.1 de la Cagne.....	204
2.3.2. Formation et dépôt des sédiments varvés du Loup et de la Cagne.....	208

**PARTIE III. ANALYSES POLLINIQUES DES BASSES PLAINES DU LOUP ET DE LA CAGNE (ALPES-MARITIMES) :
METHODOLOGIE ET RESULTATS 211**

1. La palynologie en contexte fluviatile : une nouvelle approche méthodologique	211
1.1. L'analyse du transport pollinique fluviatile	215
1.2. Méthodologie appliquée au bassin versant de la Cagne	221
1.2.1. Sites d'échantillonnage.....	226
1.2.2. Résultats	232
1.2.2.1. Les spectres polliniques « de crue » (bassin versant de la Cagne).....	232
1.2.2.2. L'influence du transport fluviatile sur la composition des spectres polliniques.....	237
1.3. Conclusions sur l'analyse du transport pollinique fluviatile	250
2. L'analyse pollinique des sondages du Loup (L.1) et de la Cagne (C.1), Alpes-Maritimes	253
2.1. Protocole d'échantillonnage et d'extraction physico-chimique, détermination et comptage du matériel sporo-pollinique.....	253
2.2. La résolution chronologique des spectres polliniques holocènes du Loup et de la Cagne	254
2.3. Le type pollinique <i>Cerealia</i> , vers une détermination plus précise	258
2.4. Evolution de la végétation de la plaine distale de la Cagne au cours des 7 ^{ème} , 6 ^{ème} et 5 ^{ème} millénaires BCE.....	263
2.4.1. La zone Cg.1 du diagramme pollinique de la Cagne (7000-6450 cal. BCE)	266
2.4.2. La zone Cg.2 du diagramme pollinique de la Cagne (6450-6000 cal. BCE)	266
2.4.3. La zone Cg.3 du diagramme pollinique de la Cagne (6000-5850 cal. BCE)	269
2.4.3.1. Les premiers marqueurs polliniques d'anthropisation du sondage C.1 de la Cagne	271
2.4.4. La zone Cg.4 du diagramme pollinique de la Cagne (5850-5450 cal. BCE)	273
2.4.5. La zone Cg.5 du diagramme pollinique de la Cagne (5450-5000 cal. BCE)	276
2.4.6. La zone Cg.6 du diagramme pollinique de la Cagne (5000-4700 cal. BCE)	279
2.4.7. La zone Cg.7 du diagramme pollinique de la Cagne (4700-3550 cal. BCE)	281
2.4.7.1. Les marqueurs polliniques d'anthropisation des zones Cg. 6 et Cg.7.....	286
2.5. Evolution de la végétation de la plaine distale du Loup au cours des 7 ^{ème} et 6 ^{ème} millénaires BCE.....	288
2.5.1. La zone Lp.1 du diagramme pollinique de Loup (7050-6600 cal. BCE)	291
2.5.2. La zone Lp.2 du diagramme pollinique de Loup (6600-6050 cal. BCE)	293
2.5.3. La zone Lp.3 du diagramme pollinique de Loup (6050-5800 cal. BCE)	296
2.5.4. La zone Lp.4 du diagramme pollinique de Loup (5800-5300 cal. BCE)	299
2.5.5. La zone Lp.5 du diagramme pollinique de Loup (5300-5000 cal. BCE)	301
2.6. Synthèse de l'évolution de la végétation des bassins versant du Loup et de la Cagne entre le 7 ^{ème} et le 5 ^{ème} millénaire BCE.	303
2.6.1. Les phases d'expansion et de régression du stade mature de la chênaie-ormeaie méditerranéenne	305
2.6.1.1. Comparaison avec les données de la chênaie à feuillage caduc issues des analyses anthracologiques du Sud-Est de la France.....	308
2.6.2. La ripisylve (<i>aulne, saule, vigne sauvage, frêne, la petite massette et les Cypéracées</i>)	309
2.6.3. Le sapin	312
2.6.4. Les marqueurs d'anthropisation des plaines alluviales du Loup et de la Cagne	315
2.6.4.1. 6000-5500 cal. BCE.....	318
2.6.4.2. 5500-5000 cal. BCE.....	319
2.6.4.3. 5000-4000 cal. BCE.....	320

PARTIE IV. L'HOMME, LE CLIMAT, LA GEOMORPHOLOGIE ET LA PALEOHYDROLOGIE DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE DANS LA PREMIERE MOITIE DE L'HOLOCENE. APPORT ET UTILISATION DES DONNEES POLLINIQUES DU LOUP ET DE LA CAGNE.....	323
<i>1. La végétation des bassins du Loup et de la Cagne du 7^{ème} au 5^{ème} millénaire BCE : témoin des dynamiques paléohydrologiques et climatiques</i>	<i>323</i>
1.1. Lorsque l'étude de l'histoire de la végétation alluviale répond aux problématiques paléo-hydrologiques	323
1.1.1. Evolution de la structure de la forêt riveraine.....	324
1.1.2. Analyse de la qualité de l'eau en milieux lagunaire	324
1.1.3. Synthèse paléohydrologique.....	326
1.2. L'évolution de la végétation acidiphile.....	329
1.2.1. Analyse des conditions d'humidité estivale.....	331
<i>2. La végétation des bassins du Loup et de la Cagne du 7^{ème} au 5^{ème} millénaire BCE : témoin des dynamiques géomorphologiques.....</i>	<i>335</i>
2.1. L'aulne (<i>Alnus</i>) marqueur du niveau marin	336
2.2. La morphologie des plaines littorales du Loup et de la Cagne au début du Néolithique.....	340
<i>3. L'occupation du territoire : les marqueurs polliniques d'anthropisation du Loup et de la Cagne au regard des données archéologiques, anthracologiques et carpologiques régionales.....</i>	<i>343</i>
3.1. La chronologie archéologique des bassins versants du Loup et de la Cagne et les marqueurs paléobotaniques d'anthropisation	344
3.1.1. Le Néolithique ancien (5850-5000 cal. BCE).....	347
3.1.2. Le Néolithique moyen (5000-3700 cal. BCE)	351
CONCLUSION	355
BIBLIOGRAPHIE.....	361
LISTE DES FIGURES	383
LISTE DES TABLEAUX.....	389

INTRODUCTION

Le principal objectif de ce travail réside dans la compréhension des connexions entre les sociétés de la fin du Mésolithique, du Néolithique ancien et moyen avec l'environnement végétal des plaines alluviales côtières du Sud-Est de la France. Cette connexion est analysée au regard de l'évolution de la végétation alluviale enregistrée dans les spectres polliniques de deux longues séquences sédimentaires prélevées dans les bassins versants du Loup et de la Cagne, situés dans les Alpes-Maritimes.

De cet objectif découle la principale problématique de ce travail, à savoir comment qualifier et quantifier l'interaction de l'homme avec son milieu ?

Cette notion d'interaction suppose qu'il existe une relation d'influence mutuelle entre l'homme et le milieu qu'il occupe, en d'autres termes qu'il existe un impact environnemental d'ordre anthropique et un impact sociétal d'ordre environnemental. Cette notion que les spécialistes utilisent aujourd'hui pour caractériser les populations passées, en l'occurrence celles de la préhistoire, est fondée sur l'émergence au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle, des disciplines paléo-environnementales telles que la géomorphologie, la micromorphologie, la palynologie, l'antracologie, la carpologie et l'archéozoologie. En redéfinissant l'évolution des cadres environnementaux des populations humaines au cours du Quaternaire, ces disciplines ont permis de préciser et de qualifier cette notion d'interaction en termes d'influence. En identifiant les impacts sociétaux et environnementaux entre le 7^{ème} et le 4^{ème} millénaire BCE dans les plaines littorales du Sud-Est de la France, ce travail permet de revisiter la notion de transition chrono-culturelle sous le prisme de cette interaction.

A partir des différents travaux réalisés sur la néolithisation de l'Europe occidentale (Binder, 2013 ; Binder et Maggi, 2001 ; Guilaine et Manen, 2007 ; Manen et Sabatier, 2003 ; Marchand, 2005 ; Perrin, 2005, 2008), nous savons maintenant que la région du Sud-Est de la France compte plusieurs sites dont les vestiges témoignent des plus anciennes implantations agro-pastorales du territoire français. Les questions touchant aux modalités de déplacement de ces groupes et à la diffusion des techniques néolithiques dans le bassin nord-ouest de la Méditerranée restent largement ouvertes. À la charnière des 7^{ème} et 6^{ème} millénaires BCE, de nouveaux techno-complexes apparaissent conjointement à l'exploitation et à la gestion de nouvelles ressources naturelles. Le concept de domestication à la fois des espèces végétales et animales confère aux populations du Néolithique une vision tout à fait nouvelle de l'espace et de l'environnement qui les entourent. Il est encore difficile de savoir dans quelles conditions

ces groupes, dont les implantations dans la région niçoise sont attestées aux environs de 5800 cal. BCE, se sont installés dans le Sud-Est de la France ainsi que de définir les conditions dans lesquelles ils ont pu interagir avec les populations mésolithiques (Binder, 2013).

Afin de redéfinir le cadre environnemental de ce contexte archéologique, l'approche pollinique a été privilégiée et développée. Le choix du contexte d'étude (les plaines alluviales côtières) respecte à la fois des contraintes liées au nombre très réduit dans la région de zones humides propices à la conservation du matériel sporepollinique, mais respecte également l'envie d'aborder cette notion d'interaction dans les zones littorales peu expertisées du Sud-Est de la France. À travers ce choix, c'est une documentation inédite de l'histoire holocène de la végétation qui sera proposée. Ce choix est d'autant plus pertinent que les plaines alluviales côtières représentent de véritables espaces stratégiques dans le cadre des processus de néolithisation et de diffusion de l'économie de production à travers la Méditerranée (Guilaine, 2003 ; Mazuré de Keroualin, 2001 ; Zilhao, 2001).

Cependant, travailler dans ce type de contexte n'est pas sans difficultés, puisque celui-ci nous oblige à replacer la dynamique de la végétation au sein du fonctionnement de l'hydrosystème avec lequel la végétation alluviale entretient un lien structurel spatio-temporel (Corenblit *et al.*, 2010 ; Corenblit *et al.*, 2007). Il est également nécessaire de replacer cette dynamique au sein des processus eustatiques relatifs à la première moitié de l'Holocène qui commandent les milieux de sédimentation littoraux (Dubar, 2003). L'équation est complexe et nous contraint d'observer l'évolution de la végétation en trois dimensions. Les deux premières sont relatives à l'espace, elles suivent deux axes, l'un horizontal et l'autre perpendiculaire au cours d'eau. La troisième dimension suit un axe vertical et est relative à la chronologie et au temps. Enfin, de manière à appréhender les spectres polliniques en termes d'évolution dynamique, le facteur climatique est également pris en compte.

En parallèle de l'analyse paléobotanique, ce postulat nous a conduit à suivre une approche pluridisciplinaire intégrant les données relatives à la remontée du niveau marin, à l'évolution géomorphologique des systèmes fluviaux, à l'évolution des conditions climatiques locales et régionales et enfin à l'archéologie en prenant en considération les différents stades d'occupation du Sud-Est de la France. Cette approche constitue le principal enjeu méthodologique de ce travail et s'est avéré indispensable à la bonne compréhension des spectres polliniques en contexte de plaine littorale.

Même si ce type de contexte rend l'analyse pollinique complexe, plusieurs points fondamentaux la rendent réalisable, pertinente et complémentaire aux analyses en contextes lacustres ou archéologiques. Il est intéressant, ici, de les rappeler.

- *Les sédiments piégés dans les plaines alluviales constituent de très bons pièges polliniques.* L'engorgement du sol dû aux fréquentes inondations de la plaine et/ou aux hauts niveaux de la nappe alluviale contribue à la mise en place de conditions anoxiques, pauvres en oxygène, favorables à la bonne conservation du matériel sporo-pollinique.
- *La dilatation sédimentaire des séquences alluviales permet une analyse pollinique à haute résolution.* Au sein d'un bassin versant, les flux de sédiment sont contrôlés par trois grandes zones, la zone de production, la zone de transfert et la zone de stockage (Schumm, 1977). Par définition, une plaine alluviale distale est une zone de stockage. En contexte littoral, celle-ci se forme suivant les rythmes d'incision et d'aggradation eux-mêmes contrôlés par les cycles glacio-eustatiques. Suite à l'incision relative à la baisse du niveau marin de près de 120 mètres au cours du dernier maximum glaciaire würmien (il y a 20 000 ans), le comblement postglaciaire des canyons du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes), nous permet d'enregistrer la totalité du remblaiement holocène. La morphologie pléistocène des canyons ainsi que la puissance sédimentaire des fleuves, associées à la vitesse de remontée marine déterminent l'épaisseur des dépôts holocènes. En Provence orientale ces dépôts peuvent atteindre, en zone littorale, près de 100 mètres d'épaisseur, comme en témoignent les données relatives à la basse vallée du Var (Dubar, 2003). Grâce à cette importante dilatation des dépôts holocènes, l'analyse pollinique nous permet de traiter un nombre important de spectres et par conséquent de documenter avec une haute résolution chronologique, l'évolution des paléoenvironnements dans les basses vallées.

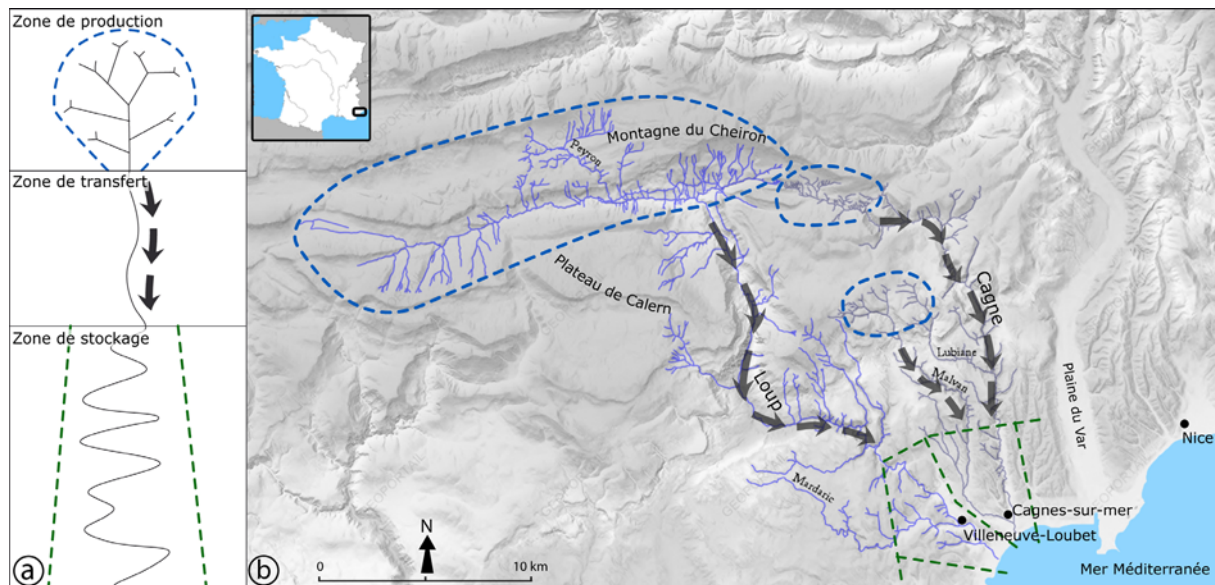


Figure 1 : Le système fluvial du Loup et de la Cagne. a) Schéma du système fluvial d'après Schumm, 1977 ; b) Les principales zones de production, de transfert et de stockage des bassins versants du Loup et de la Cagne.

- *Les dépôts sédimentaires dans les zones de stockage d'un bassin versant nous renseignent sur l'histoire de sa dynamique hydro-sédimentaire¹.* La vitesse et les modalités de sédimentation en contexte alluvial sont contrôlées par de nombreux facteurs propres à chaque hydrosystème. Il existe plusieurs milieux de sédimentation en plaine alluviale, le chenal actif, les levées de berges, les zones humides de bas fond, la plaine d'inondation etc. À l'échelle de l'Holocène, ces milieux sont soumis aux forçages climatiques et/ou anthropiques qui peuvent entraîner la mutation, le déplacement voire la disparition de ces milieux. À partir des sondages et grâce à la caractérisation de ces différents milieux de dépôts alluviaux, il est possible de retracer l'histoire du fonctionnement hydrodynamique du système étudié et donc de replacer l'évolution des différents milieux alluviaux au sein de la séquence sédimentaire. A partir de cette observation, il est enfin possible, lorsque le matériel à dater est présent, d'intégrer à cette séquence sédimentaire une chronologie absolue.
- *L'enregistrement pollinique des séquences alluviales est caractéristique des différentes composantes paysagères du bassin versant traité.* La plaine alluviale est une zone de stockage au sein de laquelle les alluvions s'accumulent après avoir été transportées depuis les zones de production plus en amont via les zones de transfert. Le grain de pollen, plus dense que l'eau, se comporte comme n'importe

¹ La dynamique hydro-sédimentaire d'un cours d'eau fait référence au fonctionnement non linéaire (facteurs de contrôle) de ses flux hydriques et sédimentaires.

quelle autre micro-particule sédimentaire. De ce fait, il est transporté par les courants, peut se déposer sur les berges ou dans le lit des cours d'eau et enfin être remobilisé au cours des épisodes de crue, pour se déposer plus en aval dans les secteurs plus calmes de la plaine alluviale. Ainsi, les grains de pollen issus des formations situées en aval du bassin versant peuvent se retrouver dans la partie distale de la plaine alluviale, ce qui nous incite à traiter les séquences polliniques en raisonnant à l'échelle du bassin versant. Néanmoins, l'objectif de l'approche méthodologique de ce travail consiste à savoir quelle est la part respective des apports polliniques fluviaux et des apports polliniques atmosphériques plus locaux dans les spectres de la plaine alluviale côtière. De cette manière nous tenterons de discriminer au sein de ces spectres, les cortèges issus de la végétation alluviale locale ainsi que les cortèges issus des formations situées plus en amont du bassin versant.

- *La palynologie, en contexte alluvial, permet d'offrir une documentation inédite des phases d'anthropisation associées à des habitats profondément enfouis.* L'épaisseur des dépôts holocènes dans les basses vallées des Alpes-Maritimes, bien qu'elle constitue un avantage pour le traitement des données polliniques, nous empêche d'évaluer le potentiel archéologique des niveaux profonds. À partir des datations obtenues dans les plaines alluviales de la Brague à Biot (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) et du Paillon à Nice (Dubar *et al.*, 2011), les niveaux correspondant au Néolithique débutent respectivement vers 25 et 13 mètres de profondeur NGF. Or, comme en témoigne la découverte des sites de plein air de Giribaldi (Binder, 1996) et Caucade (Binder, 1995) à Nice, les plaines alluviales côtières étaient occupées au cours du Néolithique ancien et moyen. Ici en identifiant les différents signaux polliniques d'origine anthropique, les sondages polliniques permettent de documenter indirectement les implantations néolithiques des basses vallées du Sud-Est de la France.

Tout au long de cette étude, le degré de validité de ces postulats sera évalué afin de pouvoir discuter précisément de la représentativité spatiale et chronologique des spectres polliniques enregistrés dans les alluvions holocènes du Loup et de la Cagne.

Parmi l'ensemble de ces points, celui de la résolution spatiale des spectres polliniques sera davantage traité. En effet, une des principales interrogations de ce travail est de savoir dans quelle mesure le signal pollinique observé dans les sédiments des zones de stockage des plaines alluviales littorales, est représentatif. Au travers de ce questionnement, le transport

pollinique est discuté. Cette question reste dans l'état actuel des recherches, très peu abordée d'autant plus qu'il n'existe aucune méthodologie qui permettrait d'appliquer un modèle à l'étude pollinique d'un bassin versant. Certes, de nombreux travaux (Chmura et Eisma, 1995 ; Chmura *et al.*, 1999 ; Zhu *et al.*, 2002) se sont intéressés à la composition du flux pollinique fluvial, mais aucun, hormis ceux de Brown *et al.* (2007) sur le bassin versant de l'Exe en Angleterre, n'a la prétention de pouvoir démontrer précisément qu'il est possible de suivre la production pollinique de telle ou telle formation d'amont en aval. C'est à partir de ce constat, que ce travail s'intéresse plus particulièrement au transport pollinique fluvial et qu'il tente de comprendre les mécanismes à l'origine de la composition du flux pollinique et de son transport dans le cadre d'un petit bassin versant de moins de 100 kilomètres carrés. Pour ce faire, nous avons décidé, en nous inspirant du modèle établi par Brown *et al.* (2007), d'élaborer une stratégie d'échantillonnage mensuel des eaux actuelles de la Cagne qui puisse permettre d'observer ces mécanismes sur un transect amont/aval et à l'échelle d'une année.

PARTIE I. Le cadre physique de l'étude et état des lieux de la recherche : les problématiques paléoclimatiques et socio-environnementales dans le quart Nord-Ouest de la Méditerranée

1. Le cadre physique de la recherche

1.1. Le concept d'hydrosystème

Le fonctionnement des systèmes fluviaux côtiers méditerranéens est complexe. Afin de comprendre les processus de dynamique végétale propre à une plaine alluviale, il faut avant tout replacer la variable végétation dans la complexe équation que constitue l'hydrosystème fluvial. Ce dernier se définit par les échanges tridimensionnels amont/aval des flux d'eau, d'énergies et de matières, c'est-à-dire par des processus physiques qui par relation dynamique structurent la végétation alluviale (Piégay *et al.*, 2003). Ces flux sont commandés par des facteurs propres au bassin versant (nature du substrat, climat, régime hydrologique, actions anthropiques) et par des facteurs autogènes au tronçon emprunté, c'est-à-dire plus locaux, (les flux de surface, les flux souterrains, la végétation, la topographie...). Ce sont ces flux, leur continuité et/ou leur variabilité qui vont être à l'origine de la formation des plaines alluviales et de l'ajustement des styles morphologiques fluviaux (lit en tresse, en méandre ou anastomosé...).

1.2. Définition des variables propres au fonctionnement des hydrosystèmes fluviaux du Loup et de la Cagne

La Cagne est un petit fleuve côtier méditerranéen des Alpes-Maritimes situé sur le littoral de la Provence orientale (figure 2). Le fleuve s'étend sur 25 kilomètres de long et prend sa source à 1150 mètres d'altitude aux pieds de la crête du Cheiron. Avec ses principaux affluents, le Malvan et la Lubiane, il dispose d'un bassin versant couvrant 95 km². Les remblaiements holocènes de la basse vallée qui succèdent à la dernière incision du maximum régressif marin du Pleni-würmien (20 000 BP) forment aujourd'hui une plaine alluviale d'environ 5,5 km² de plus de 45 mètres de profondeur en zone d'embouchure, avec un pendage maximum (nord-sud) d'environ 40 mètres.

Le réseau hydrographique du bassin versant du Loup qui longe celui de la Cagne est bien plus étendu. Le fleuve s'étend sur environ 45 kilomètres de long jusqu'à une altitude de 1300 mètres (figure 3) où il prend sa source à l'ouest du plateau de Calern. Grâce à ses principaux affluents que sont le Peyron en amont et la Mardaric plus en aval, le bassin versant du Loup couvre une superficie d'environ 279 km², soit près de trois fois celui de la Cagne. Dans la basse vallée, la plaine alluviale est cependant moins étendue que celle de la Cagne, la superficie est d'environ 3 km² pour un pendage nord-sud d'environ 20 mètres, une différence qui s'explique par la géologie et la topographie locale.

En plaine le lit des deux fleuves emprunte actuellement un style fluvial en méandres. Celui-ci se définit par son caractère géométrique très sinusoïdal, une faible pente et par le transfert d'alluvions fines.

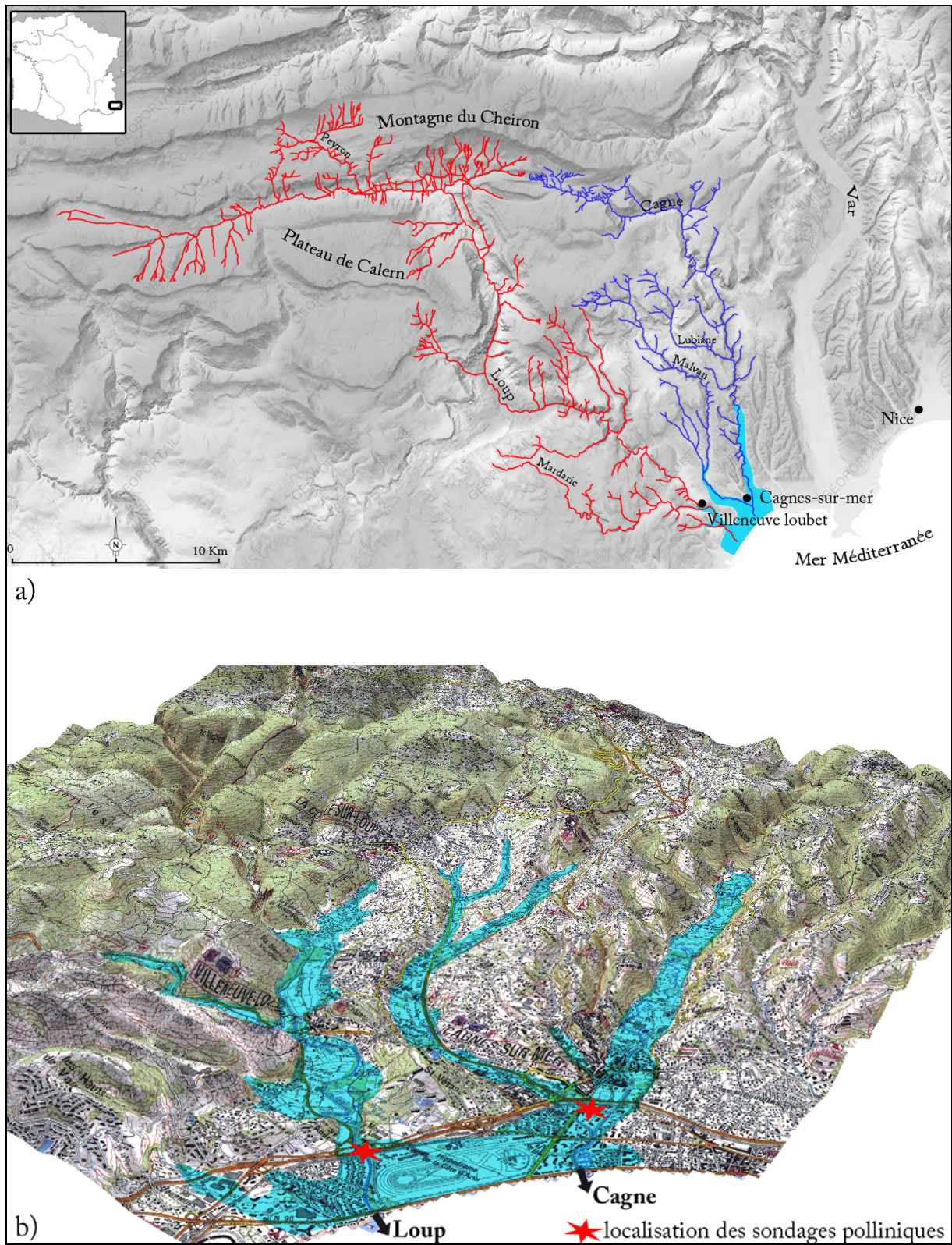


Figure 2 : a) Les bassins versant du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes, France) b) Vue 3D des basses plaines alluviales.

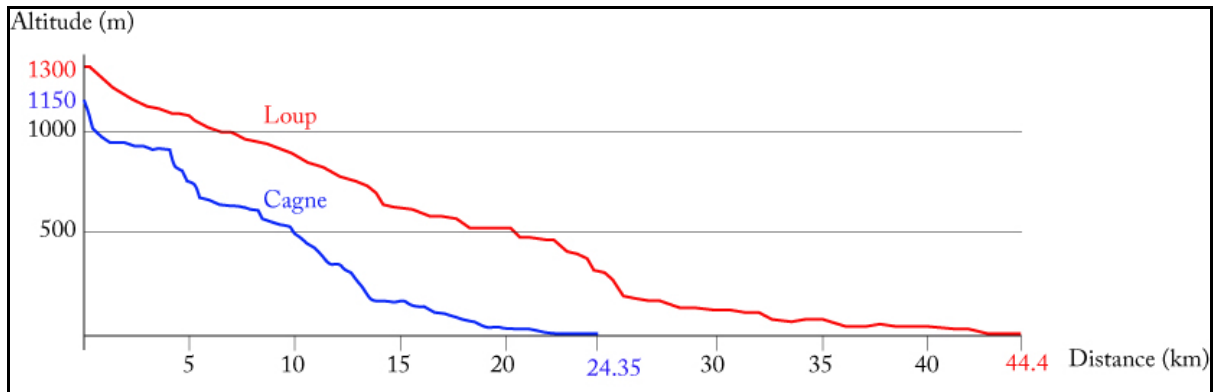


Figure 3 : Profil altitudinal du Loup et de la Cagne.

1.2.1. Le cadre structural géologique

Le secteur d'étude, comme en témoigne la complexité de la carte géologique (Dardeau et al., 2010) jouit d'une grande diversité de terrains sédimentaires à la fois en termes de formation et de nature (figure 4). Cette diversité, lorsque nous la mettons en équation avec la distribution du réseau hydrographique et hydrogéologique, la couverture pédologique et les variations bioclimatiques actuelles, nous permet d'expliquer la distribution spatiale de la couverture végétale moderne. Ainsi, la description du cadre structural nous permet de disposer d'un élément supplémentaire nécessaire à la compréhension des complexes dynamiques passés de la végétation. Les données présentées ci-après sont principalement issues de la feuille Grasse-Cannes de la carte géol. France (1/50000) et de la feuille Nice de la carte géol. France (1/250 000). Celles-ci sont synthétisées et centrées sur les bassins versants du Loup et de la Cagne sur la figure 4.

Géologiquement, la formation des terrains s'échelonne entre l'Ère Secondaire (250 Ma) jusqu'à aujourd'hui. À la fin du Trias, la présence d'énormes lagunes entre les parties émergées des Maures de l'Estérel et du Tanneron entraîne le dépôt d'argiles formant des séries évaporitiques à gypse relatives à de nombreux épisodes d'évaporation et à la précipitation de sels. On les retrouve sur la chaîne du Cheiron ainsi qu'à l'est de la vallée de la Siagne. Les affleurements du Trias dans les vallons de la Cagne entre Coursegoules et Saint-Jeannet et du Loup entre Gréolière et Le Bar-sur-Loup étaient visibles jusqu'à la fin du Tertiaire puis ont été recouverts par les éboulis quaternaires.

Au Jurassique, d'épaisses couches sédimentaires se déposent. Ces terrains calcaires qui forment la chaîne du Cheiron, le plateau de Calern et le massif des Baous sont marneux dans les vallons qui cisaillent les massifs susnommé et sont dolomitiques sur une bande de quelques kilomètres de large allant de Roquefort-les-Pins jusqu'à la vallée du Var.

Au Crétacé les calcaires marneux et marnes noires forment de longues dépressions allongées entre les chaînons jurassiques plus résistants à l'érosion. Il s'agit de la vallée du Loup au sud de la crête du Cheiron, de la bande de Caussols séparant le plateau de Calern et le plateau des Claps et d'une autre bande plus étroite au sud de ce dit plateau. On peut également retrouver de fins lambeaux crétacés dans la vallée de la Cagne à Vence et au sud de Saint-Jeannet.

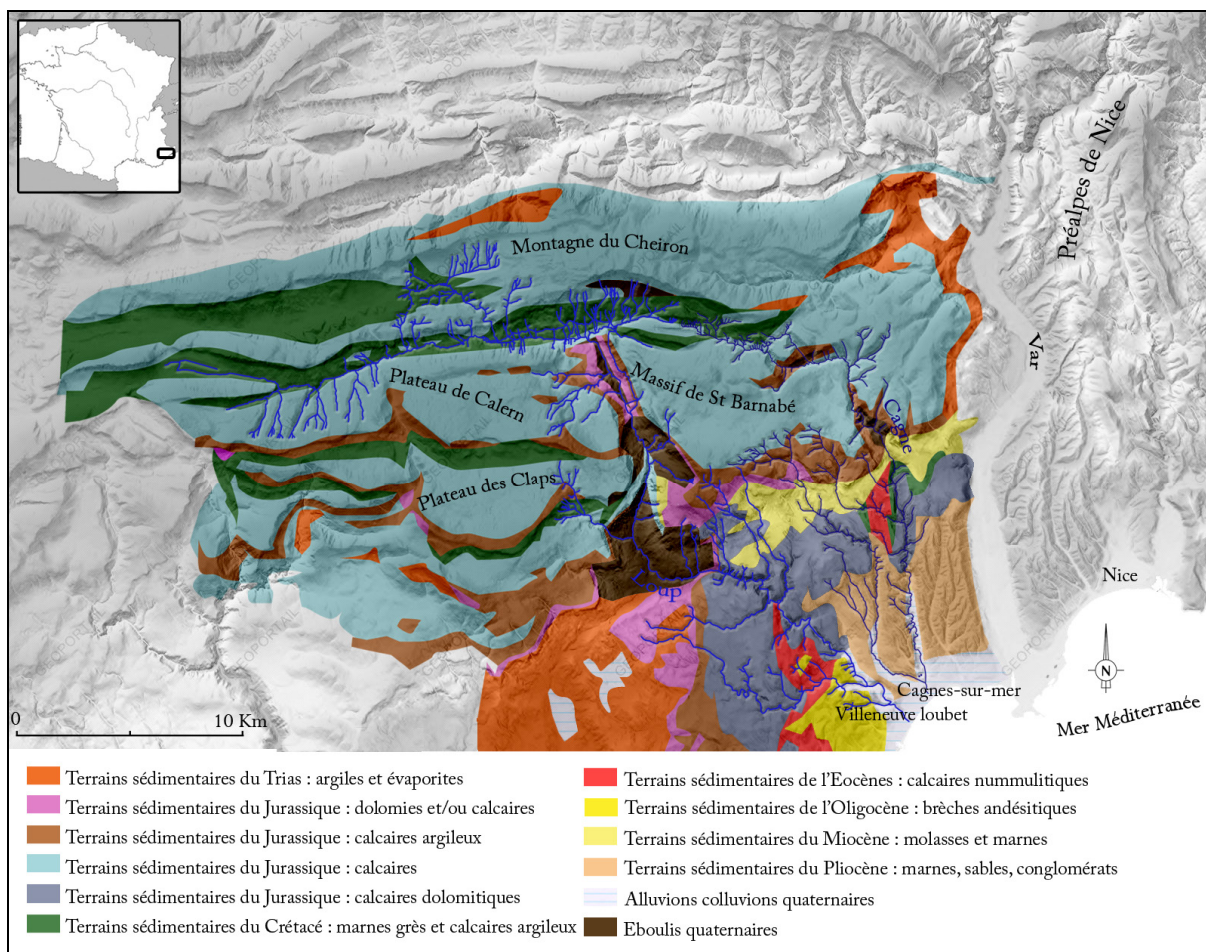


Figure 4 : Géologie des bassins versants du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes, France).

Au cours du Tertiaire (65 Ma – 1.75 Ma), plus précisément à l'Éocène, se déposent un calcaire gris formé essentiellement par des nummulites (caractéristique de la transgression lutétienne). Aujourd'hui ces dépôts ne sont visibles qu'aux travers de petits affleurements dans le vallon de la Cagne à l'est de Vence au pied du massif de St Barnabé et dans le vallon du Loup aux alentours de Villeneuve-Loubet.

A l'Oligocène, les activités volcaniques entraînent la formation de roches andésitiques à pyroclastites qui peuvent atteindre près de 200 mètres de profondeur. Ces andésites apparaissent aujourd'hui sous la forme d'affleurements, à l'image du massif du Terme Blanc

entre Biot et Villeneuve-Loubet. Les différentes analyses chimiques réalisées sur ce dit massif montrent que la silice est le principal composant de ces roches, ce qui en fait une formation tout à fait unique dans les bassins versants traités ici (Dardeau et al., 2010).

Alors que la région prend peu à peu son aspect actuel, le Miocène est le témoin de dépôt d'épaisses couches de molasse, dans un premier temps aux pieds du massif de Saint-Barnabé aux alentours de Vence et dans un second temps à Courmes et à Tourettes-sur-Loup. Ces molasses qui résultent du détritisme des formations jurassiques sont par conséquent calcaires et peuvent atteindre une centaine de mètres de profondeur. Sur ce plateau miocène de Vence qui longe le massif de Saint-Barnabé entre Tourettes-sur-Loup et Le Broc, ces molasses sont recouvertes par d'épaisses marnes bleues, sableuses et micacées, lesquelles sont au cours de la transgression miocène à leur tour recouvertes d'un calcaire gris puis d'une nouvelle couche de molasse très riche en Pecten², notamment à Tourettes-sur-Loup. La phase de régression marine qui suit entraîne ensuite le dépôt discordant à l'ouest du plateau, de brèches à conglomérats gréseux (Olányi Odébodé, 1982).

Les dépôts pliocènes localisés dans les bassins versants du Loup et de la Cagne correspondent en réalité à différents ensembles deltaïques progradants du Var au cours de la transgression pliocène. Ces dépôts, qui peuvent atteindre 400 mètres de profondeur dans l'axe du Var sont formés par une première série de marnes, sables et conglomérats au Pliocène inférieur et par une seconde série de marnes plus en aval au Pliocène supérieur qui correspondent aux dépôts marginaux du delta du Var.

Les dépôts quaternaires ayant débuté il y a 1.77 Ma ne représentent, aujourd'hui, que de petits affleurements dans les bassins versants du Loup et de la Cagne. Entre Cagnes-sur-mer et Villeneuve-Loubet, à quelques centaines de mètres du littoral, 40 mètres de dépôts de marnes, sables et conglomérats caractéristiques d'un système progradant sont visibles.

Postérieurement à cette progradation, le haut niveau marin interglaciaire du Pleistocène moyen entraîne la formation d'une terrasse marine à galets et sables lités dont on aperçoit un affleurement à l'est du delta de la Cagne.

Au cours des glaciations du Riss (0.18-0.13 Ma) puis du Würm (maximum à 18 000 BP), de hautes et basses terrasses fluviales se forment via le dépôt de galets entre 1 et 4 mètres de profondeur. Les alluvions fluvio-glaciaires du Riss affleurent au Bar-sur-Loup et à l'est de Cagnes-sur-mer et ceux du Würm érodés et recouvertes par les dépôts holocènes n'affleurent qu'au niveau de Cros-de-Cagnes.

² Genre de mollusque bivalve

L'interstade glaciaire de l'Holocène se caractérise par un premier remplissage de grave attribué au Tardiglaciaire puis par de nombreux et intercalés dépôts limoneux fluviaux, lagunaires et parfois marins. Ces remplissages consécutifs au dernier cycle glacio-eustatique atteignent 100 mètres de profondeur dans la vallée du Var (Dubar, 2003). Dans les vallons du Loup et de la Cagne, les dépôts holocènes atteignent respectivement 50 et 40 mètres de profondeur. Enfin, ces dépôts postglaciaires se caractérisent par la formation d'un cordon littoral caillouteux de sables et de galets, d'une dizaine de mètres de large, lequel se dépose au cours de la transgression holocène.

Par ailleurs, on note la présence d'alluvions quaternaires dans les comblements de petites dépressions creusées dans les calcaires dolomitiques jurassiques, des plateaux des Claps, Calern et Saint-Barnabé. Enfin, dans le bassin versant du Loup, le plateau des Courmettes accueille les seuls comblements holocène de type lacustre de la zone d'étude, offrant aujourd'hui un paysage de marres temporaires et de tourbières.

1.2.2. Cadre bioclimatique

Le secteur d'étude s'inscrit à l'intérieur des limites de la région méditerranéenne classiquement définie (Daget, 1977 ; Quézel, 1985). Selon les auteurs, la principale originalité de ce climat réside dans l'existence d'une période sèche axée sur la saison chaude. En outre, cette zone se caractérise par de nombreux micro-climats qu'il est possible de définir à partir de l'hétérogénéité du cadre géographique et géomorphologique de cette région qui entraîne des variations de précipitations, de températures moyennes, d'ensoleillement, d'humidité atmosphérique et des vents. C'est bien entendu le cas pour la zone climatique Méditerranéenne des Alpes-Maritimes, dont la limite septentrionale est définie à l'est du département par le Var et à l'ouest par la chaîne des Alpes niçoises, où la complexité de la géomorphologie associée à la connexion maritime induit de nombreuses variations bioclimatiques tant au niveau des températures que des précipitations.

D'après les travaux d'Emberger (1955), la végétation s'étalonne suivant un gradient altitudinal caractérisé par un coefficient pluviométrique³. Ce coefficient informé ici par les différentes stations climatiques répertoriées sur la figure 5 permet de définir trois types de bioclimats pour les bassins versants traités. D'une part un secteur bioclimatique méditerranéen subhumide autour des communes de Roquefort-les-Pins et de Villeneuve-Loubet, d'autre part un secteur peu humide entre le littoral et la commune de Vence et enfin un secteur bioclimatique méditerranéen humide au dessus de Vence et du Bar-sur-Loup, sur les buttes et plans de Caussols.

-Le bioclimat méditerranéen subhumide : ce bioclimat se caractérise par des précipitations annuelles moyennes comprises entre 600 et 800 mm. Les stations climatiques d'Antibes et de Roquefort-les-Pins mettent en évidence des hivers tempérés alors que les stations de Valbonne et d'Auribeau-sur-Siagne se caractérisent par des hivers frais.

-Le bioclimat méditerranéen peu humide : ce bioclimat se caractérise par des précipitations annuelles moyennes comprises entre 800 et 1 200 mm. De la même manière que pour le secteur décrit précédemment, les stations climatiques de cette zone mettent en évidence le caractère variable des températures d'hiver. Celles-ci sont tempérées à Vence, Cannes et Nice et fraîches à Grasse.

-Le bioclimat méditerranéen humide : ce bioclimat se caractérise par des précipitations annuelles moyennes supérieures à 1 200 mm. Il couvre ici un secteur comprenant les massifs calcaires des Claps, de Calern et de St Barnabé ainsi que la montagne du Cheiron ou le Loup et la Cagne prennent leurs sources. Les stations de Saint-Vallier-de-Thiery et de l'observatoire de Calern enregistrent une certaine homogénéité des températures d'hiver, à savoir froides.

³ La définition des secteurs bioclimatiques est ici déterminée grâce à la classification d'Emberger (Rameau *et al.*, 2008) lequel met en évidence un coefficient pluviométrique Q établi en fonction de la pluviosité annuelle (P en mm) et des moyennes thermiques des minima du mois le plus froid (m) et des maxima du mois le plus chaud (M en °C) : $Q = 100P \sqrt{(M+m) / (M-m)}$. Selon la classification d'Emberger il est possible, en fonction des moyennes thermiques des minima du mois le plus froid d'attribuer des variantes aux différents bioclimats : variante douce pour $m > 7^{\circ}\text{C}$; variante tempérée pour $3 < m < 7^{\circ}\text{C}$; variante fraîche pour $0 < m < 3^{\circ}\text{C}$; variante froide pour $-5 < m < 0^{\circ}\text{C}$ et variante très froide pour $m < -5^{\circ}\text{C}$.

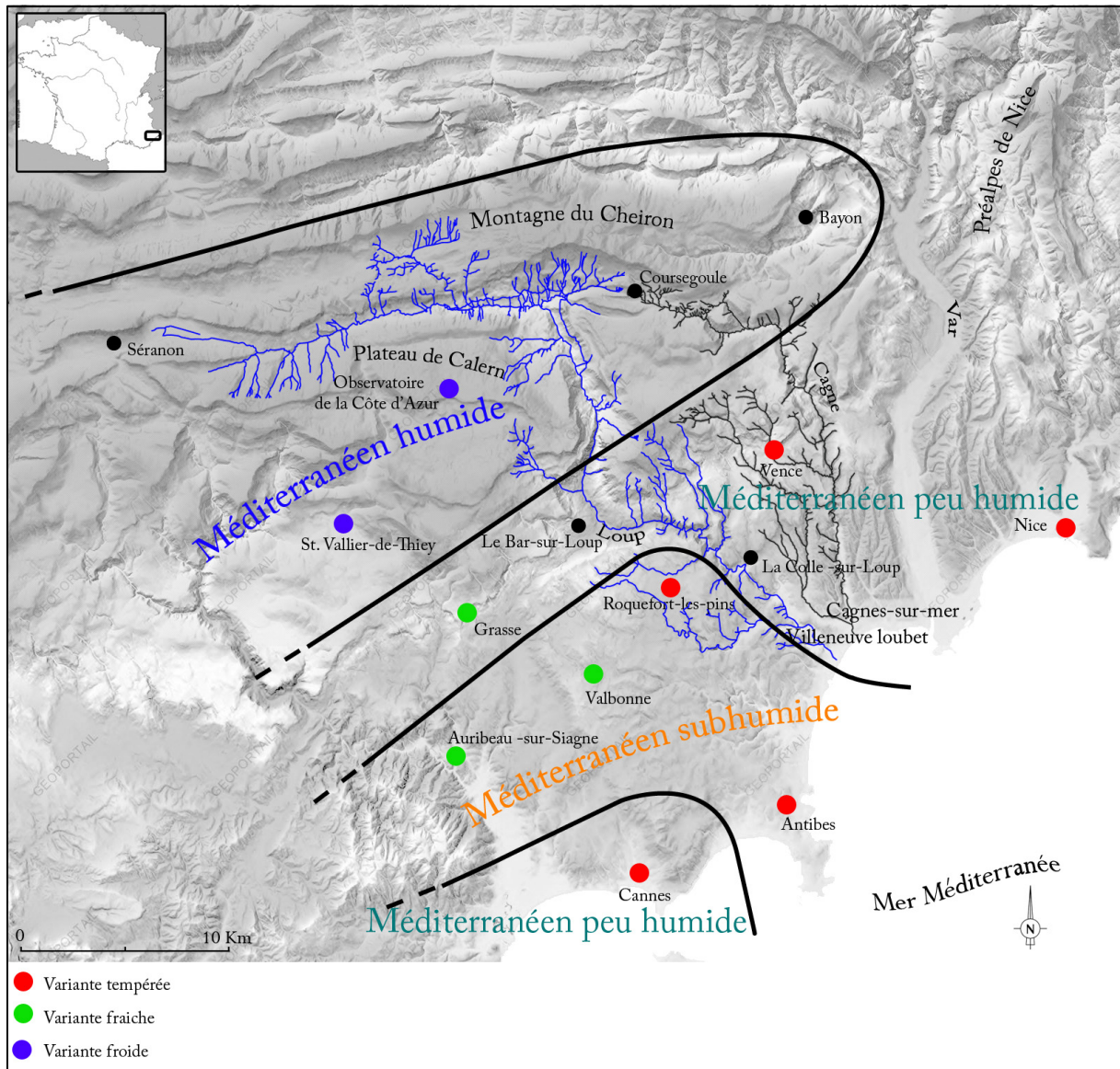


Figure 5 : Les bioclimats des bassins versant du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes, France).

1.2.3. Le régime hydrologique

Le comportement hydrologique de la Cagne et du Loup est commandé par un régime pluvio-nival torrentiel. En d'autres termes, le mode d'approvisionnement du système fluvial en eau est commandé par l'importance des pluies et dans une moindre mesure par la fonte des neiges. Au sein de ce système il faut noter l'influence des fortes crues qui ont lieu au printemps et en automne ainsi que les périodes d'étiages plus ou moins prolongées que connaissent ces fleuves en été et parfois en hiver.

La figure 6⁴ présente conjointement les débits journaliers moyens du Loup et de la Cagne entre 1991 et 2001, leurs débits mensuels moyens sur les 30 dernières années ainsi que

⁴ Les données sont issues de la Banque Hydro, propriétés du ministère de l'écologie et du développement durable. cf. <http://www.hydro.eaufrance.fr>

les précipitations mensuelles moyennes relevées à Valbonne entre 1992 et 2010. Les débits qui ont été mesurés pour les deux fleuves au niveau du littoral à Cagnes-sur-Mer et à Villeneuve Loubet mettent en évidence un très faible écoulement en juillet et en août pour un écoulement maximal en automne et en hiver et plus précisément en novembre. À la fois pour le Loup et la Cagne les variations relevées par les débits journaliers montrent que les écoulements les plus importants sont mesurés entre octobre et février ainsi qu'entre avril et mai. Même si la majorité des forts débits correspondant à d'importants épisodes de crues⁵ sont globalement synchrones dans le Loup et la Cagne, leur intensité est cependant variable. En effet, la plus importante crue enregistrée par les deux fleuves entre 1991 et 2001 à lieu le même jour (janvier 1996) et montre que l'écoulement du Loup a été 4 fois supérieur à celui de la Cagne. Ce ratio est variable en fonction des crues puisqu'un même épisode climatique peut entraîner à la fois une crue quinquennale dans un des bassins versants et une crue saisonnière dans l'autre. Par ailleurs, certaines crues ne sont enregistrées que dans un seul bassin versant. C'est le cas en juin 1999 où la Cagne est soumise à une crue exceptionnelle alors que les écoulements du Loup n'enregistrent aucune hausse de débit. Alors que les deux bassins versants sont sujets aux mêmes conditions de précipitation, ces différences d'écoulement s'expliquent par la taille des bassins, la quantité potentielle de neige de fonte, la distribution et la densité de végétation sur les versants et les berges des fleuves (plus la végétation est dense moins la vitesse d'écoulement est rapide), la topographie, la rugosité des lits majeurs et l'aménagement anthropique des lits et/ou des plaines (Dufour et Piégay, 2004).

Or étant donné que le flux d'eau commande le flux d'énergie et de matière, un même événement climatique peut engendrer au sein des deux hydrosystèmes du Loup et de la Cagne deux impacts écologiques différents. Cette considération est fondamentale pour notre étude, puisque cela signifie, si l'on considère que les écoulements holocènes sont comparables aux écoulements actuels, que les enregistrements sédimentaires des derniers millénaires ne permettent pas une identification systématique des événements climatiques régionaux. Cependant, en observant les tendances annuelles des écoulements de la dernière décennie, il est possible d'établir des correspondances entre les deux fleuves et par exemple de montrer qu'à l'échelle des deux bassins versants, les années 1993/1994, 1995/1996 et 2000/2001 ont été des années particulièrement humides. Ainsi, même si les deux hydrosystèmes ne

⁵ Les crues sont caractérisées ici par les débits journaliers supérieurs aux débits journaliers maximaux du mois de fréquence quinquennale ($F=0.8$). Les crues quinquennales sont définies suivant la loi de Gumbel à partir de données calculées sur 16 ans dans la Cagne et 30 ans dans le Loup.

fonctionnent pas de la même manière, les écoulements des deux fleuves peuvent être considérés comme de bons marqueurs climatiques régionaux.

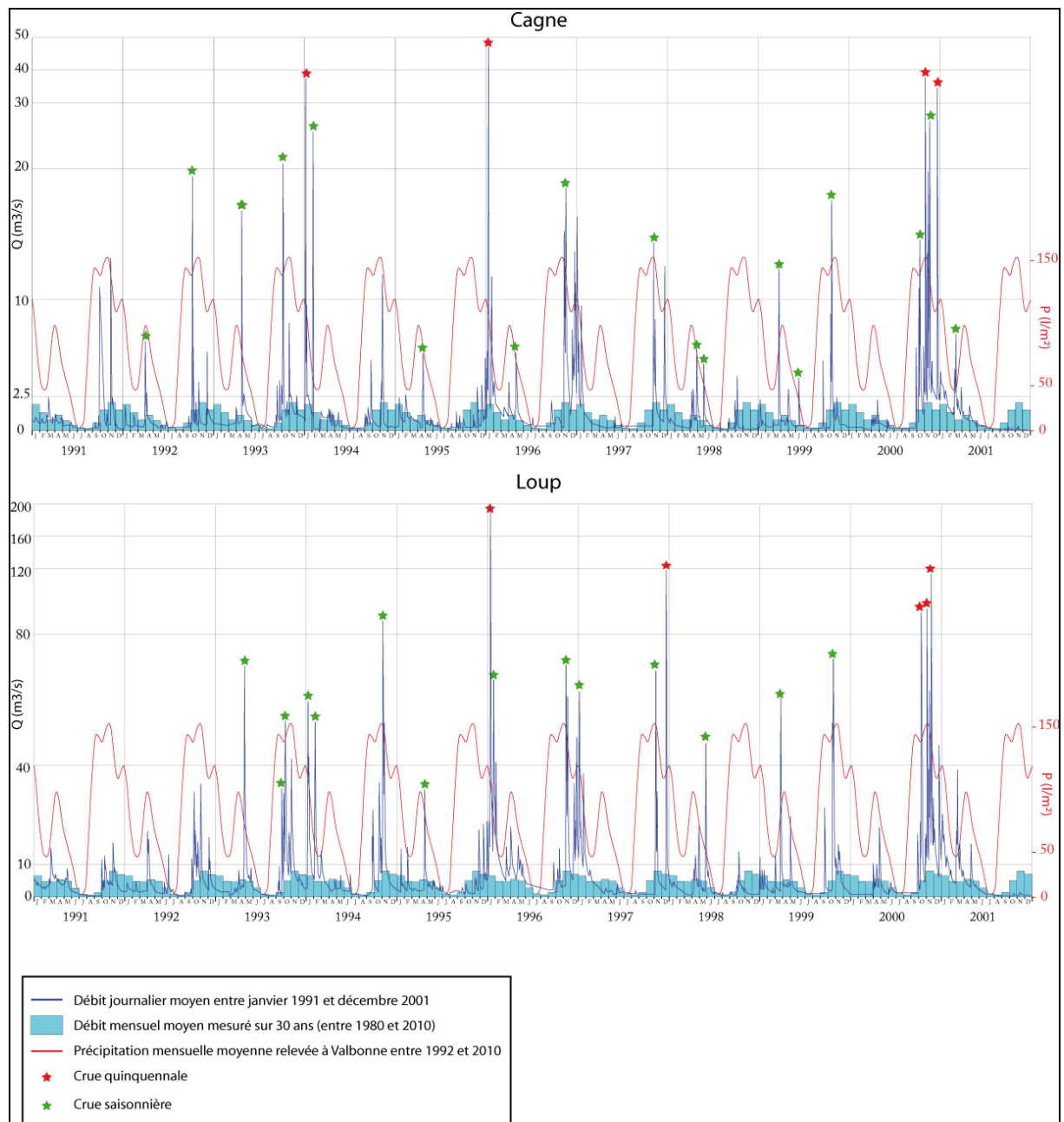


Figure 6 : Débits journaliers et mensuels du Loup et de la Cagne mesurés entre 1991 et 2001. Les données sont issues de la Banque Hydro (ministère de l'écologie et du développement durable, voir <http://www.hydro.eaufrance.fr>).

1.2.4. Les flux souterrains

La morphologie karstique des affleurements calcaires et dolomitiques des hautes vallées du Loup et de la Cagne permet une importante alimentation du réseau aquifère jurassique. Les analyses du BRGM (Dellery *et al.*, 1965), montrent que les écoulements

superficiels au sein du massif calcaro-dolomitique s'effectuent du nord vers le sud suivant le pendage des dépôts mésozoïques. Ces écoulements aboutissent à des points de drainage plus en aval qui peuvent-être des résurgences temporaires, des cours d'eau et des exutoires pérennes. Dans le vallon du Loup, entre Villeneuve-Loubet et la frange littorale, trois importantes zones de captage ont pu être mises en évidence. La plus importante d'entre-elles en termes d'écoulement (180l/s) est celle des sources de Tines située sur la rive gauche du Loup au contact des alluvions holocènes et du Pliocène supérieur. Ces eaux artésiennes qui représentent au total un écoulement d'un peu plus de 300l/s remontent en partie par un effet de sous-pression, d'une part grâce à l'imperméabilité des poudingues pliocènes, et d'autre part grâce à un réseau de fractures et de failles. Mais cet important débit ne peut être expliqué sans tenir compte de l'impluvium, puisque celui-ci, qui commande l'alimentation des sources via les affleurements calcaires jurassiques et leur réseau karstique souterrain, est très étendu (figure 4).

Les flux souterrains liés à la circulation des eaux de nappe dans les alluvions du Loup et de la Cagne résultent d'une composante à la fois longitudinale (le long de la pente de la vallée) et latérale (apports conjoints des versants et du cours d'eau). En période d'étiage, la composante longitudinale favorise le drainage de la nappe suivant l'axe du lit mineur, alors que l'aquifère est alimenté par la composante latérale et notamment par les apports des terrasses et des versants. En période de crues, la montée des eaux permet non pas un drainage mais une recharge de la nappe aux abords directs du cours d'eau, bloquant ainsi les apports latéraux (Dufour et Piégay, 2004).

La direction de ces flux varie également en fonction des caractéristiques des dépôts alluvionnaires (granulométrie, porosité, perméabilité, *etc.*). De ces dépôts dépendent également la quantité et la localisation en profondeur de ces nappes, dites d'accompagnement (du cours d'eau). Dans les vallons du Loup et de la Cagne, les données du BRGM mettent en évidence la présence de nappes alluviales de faible épaisseur. Celles-ci sont caractérisées par un fort gradient de pente, ainsi que par des alluvions (avec une prédominance d'éléments fins) facilitant le drainage des eaux souterraines voire leur infiltration dans les substrats pliocènes. De ce fait, en plaine littorale l'adoucissement de la pente associée à l'alimentation par la nappe marine entraîne une augmentation de l'épaisseur de ces nappes profondes.

1.2.5. Structure et distribution de la végétation actuelle

Les facteurs prépondérants à la structuration de la végétation méditerranéenne sont les températures moyennes annuelles, les précipitations et leur répartition saisonnière et enfin la durée de la sécheresse estivale. Tous ces éléments permettent d'expliquer la variabilité de la structure et la composition de la végétation suivant l'altitude et la latitude, c'est pour cela que l'on parle de structuration altitudinale ou d'étagement de la végétation. Pour cette étude nous retiendrons le système d'étagement défini par Gamisans (1999) qui établit pour la Corse la succession des étages suivants : l'étage thermoméditerranéen, l'étage mésoméditerranéen, l'étage supraméditerranéen et l'étage montagnard sous influence méditerranéenne.

La description de la végétation des bassins versants du Loup et de la Cagne repose dans un premier temps sur une présentation des étages structuraux (figure 7) et des principales formations arborescentes et arbustives qui les caractérisent et dans un second temps sur une description plus exhaustive des groupements végétaux. L'appellation de ces groupements ou formations respectent la typologie établie par le Conservatoire Botanique National méditerranéen de Porquerolles, les libellés des cahiers d'habitats Natura 2000 (Rameau *et al.*, 2001) ainsi que la base de données Corine Biotope⁶. Dans cette deuxième partie descriptive, les habitats sont présentés en fonction de leurs caractéristiques stationnelles, de leurs structures et enfin au sein de leurs dynamiques évolutives naturelles et/ou anthropiques.

⁶ Les « Cahiers d'habitats » constituent une liste d'habitats naturels recensés dans les sites écologiques protégés du réseau Natura 2000. Cette liste fait écho à une directive européenne promulguant la protection et la gestion des espaces naturels. Par ailleurs pour une question de lisibilité, une correspondance entre les « Cahiers d'habitats » et la classification « Corine Biotope » (typologie des habitats naturels et semi-naturels présent sur le sol européen) a été établie.

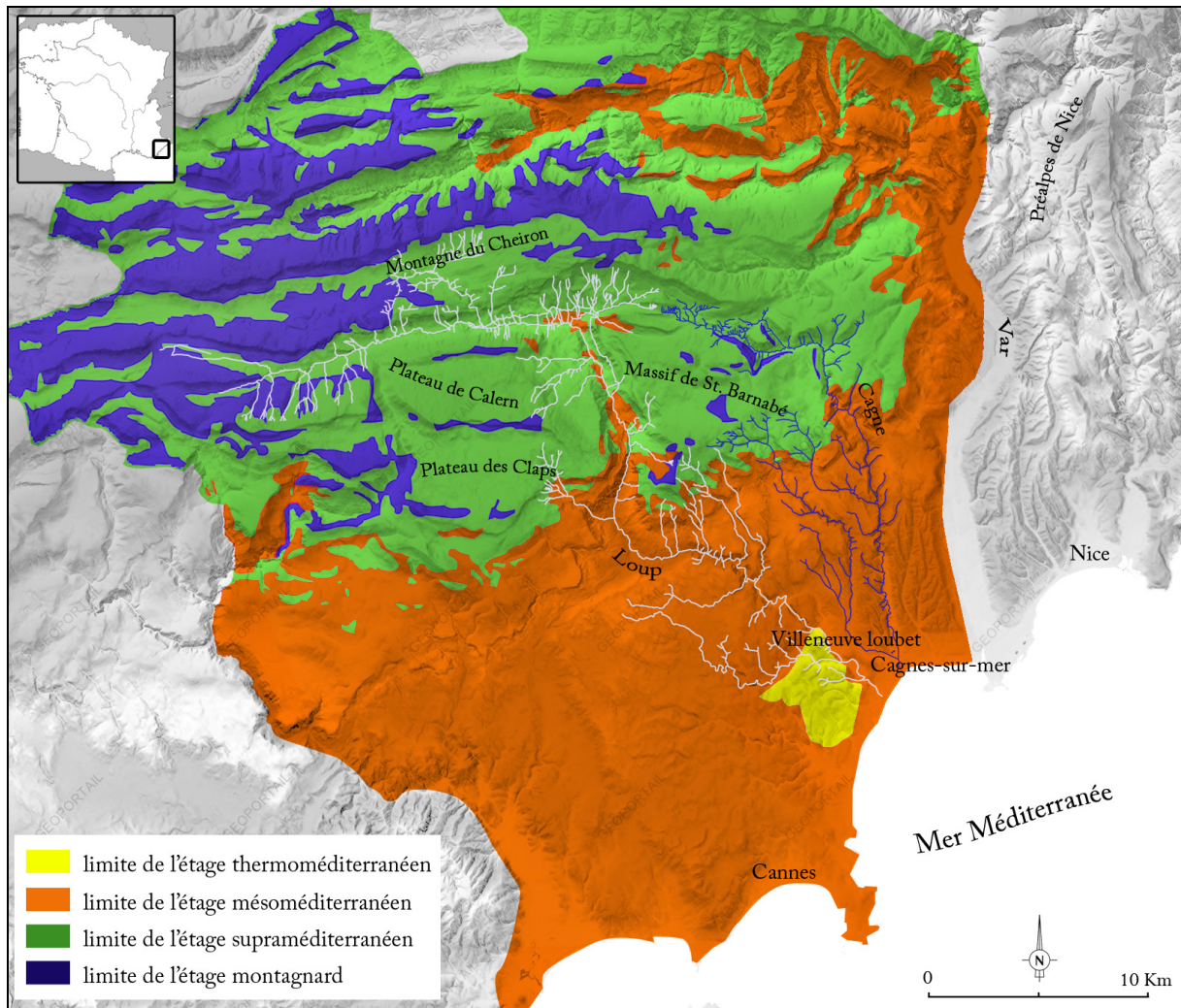


Figure 7 : Limites des différents étages de végétation des bassins versants du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes, France).

1.2.5.1. L'étage thermoméditerranéen

Représenté ici que par une petite zone au sud-ouest de Villeneuve Loubet (figure 7), cet étage se caractérise par un climat sec et chaud avec une température moyenne annuelle de l'ordre de 17 °C et une température moyenne pour le mois le plus froid supérieure à 3 °C. Alors que sur les revers méridionaux du bassin méditerranéen, cet étage peut atteindre 800 mètres d'altitude, il ne dépasse pas ici les 100 mètres d'altitude. À l'échelle du bassin méditerranéen, on associe cet étage aux diverses formations à olivier sauvage (*Olea europea* var. *sylvestris*). Cependant, dans les Alpes-Maritimes et plus précisément dans le secteur d'étude, seules les subéraies provençales à genêt à feuilles de lin (*Genista linifolia*) caractérisent cet étage. Ces formations que l'on retrouve sur les substrats siliceux du massif du Terme blanc s'accompagnent principalement de l'adénocarpe de Toulon (*Adenocarpus telonensis*), du cytise velu (*Cytisus villosus*), du genêt de Montpellier (*Genista*

monspessulana), de l'arbousier (*Arbutus unedo*), du lentisque (*Pistacia lentiscus*) et du pin d'Alep (*Pinus halepensis*), ce dernier constituant la transition avec l'étage mésoméditerranéen.

1.2.5.2. L'étage mésoméditerranéen

Les principales caractéristiques climatiques de cette végétation sont des étés secs et des hivers doux mais plus humides qu'à l'étage thermoméditerranéen. La température moyenne annuelle est comprise entre 12 et 16 °C et celle du mois le plus froid entre 0 et 3 °C. Il s'étend en France jusqu'à 650 mètres en adret mais peu atteindre 1000 mètres d'altitude en Afrique du nord. Dans les bassins versants du Loup et de la Cagne, la végétation mésoméditerranéenne couvre l'aire la plus importante, on la retrouve du littoral jusqu'au pied du massif de Saint-Barnabé et du Plateau des Claps ainsi que sur certains versants du Loup jusqu'à Gréolière (figure 7). La végétation qui la caractérise se compose des formations à pin d'Alep, les formations à chêne vert et celles à chêne pubescent. Dans cette zone, aucune des formations forestières n'est primaire, en effet les processus écologiques qui les régissent sont fortement perturbés par les activités humaines depuis plus ou moins longtemps. Ainsi lorsque les formations à pin d'Alep se dégradent, elles s'accompagnent ou sont remplacées par des pelouses à asphodèles et *stipa capensis*, par des garrigues à romarin officinal (*Rosmarinus officinalis*) et staéhéline douteuse (*Staehelina dubia*) et par des fruticées à pistachier lentisque (*Pistacia lentiscus*) et à nerprun alaterne (*Rhamnus alaternus*).

Le chêne vert participe ici à de nombreuses phytocénoses forestières. La plus répandue est la yeuseraie à laurier tin (*Viburnum tinus*) prenant l'aspect d'un tallis surmonté d'une strate arborescente élevée à pin d'Alep (*Pinus halepensis*) et pin pignon (*Pinus pinaster*). À basse altitude, près de la mer, le chêne s'accompagne du pistachier lentisque (*Pistacia lentiscus*) et du myrte commun (*Myrtus communis*) sous quelques pins d'Alep pour former la yeuseraie à arisarum commun (*Arisarum vulgare*). Dans les ubacs et les fonds de vallons, le chêne vert se développe au sein d'une strate arborescente caducifoliée dominée par le charme houblon (*Ostrya carpinifolia*), le frêne à fleurs (*Fraxinus ornus*), le chêne pubescent (*Quercus pubescens*) et l'érable à feuilles d'Obier (*Acer opalus*), formant une futaie semi-caducifoliée nommée la yeuseraie à frêne à fleurs. Enfin on peut rencontrer sur le versant sud du pic des Courmettes (vallée du Loup) de très vieilles futaies de chênes verts qui forment l'association climacique de la yeuseraie mature à épipactis à petites feuilles (*Epipactis microphylla*).

Les formations à chêne pubescent, contrairement aux yeuseraies, se retrouvent sur les sols un peu plus évolués et moins drainés. À l'étage mésoméditerranéen, celles-ci sont représentées par la chênaie blanche calcicole à gesse à larges feuilles (*Lathyrus latifolia*) au sein de laquelle le chêne pubescent (*Quercus pubescens*), le chêne vert (*Quercus ilex*), le pin d'Alep (*Pinus halepensis*) et l'érable de Montpellier (*Acer monspessulanum*) constituent la strate arborescente.

À ces formations mésoméditerranéennes il faut rajouter enfin l'ostryaie à mélisse à une fleur représentée et dominée par le charme houblon (*Ostrya carpinifolia*). Il s'agit d'un habitat qui couvre de grandes surfaces dans les vallons encaissés des Alpes-Maritimes où il se retrouve en limite d'aire.

1.2.5.3. L'étage supraméditerranéen

Cet étage qui s'échelonne dans la zone d'étude entre environ 450 et 900 mètres d'altitude en fonction de l'exposition des terrains, se caractérise par une température moyenne annuelle oscillant entre 8 et 12 °C et entre 0 et -3 °C pour le mois le plus froid. Le climat est humide avec des précipitations supérieures à 1200 mm par an. Il se limite à une grande partie des plateaux calcaires jurassiques des Claps, de Calern et de St. Barnabé incluant même les versants sud et les vallons de la chaîne du Cheiron (figure 7). Le buis (*Buxus sempervirens*) constitue ici un des éléments structurants de cet étage altitudinal de végétation, comme en témoignent les principaux habitats naturels qui sont : la chênaie pubescente supraméditerranéenne à chêne vert et à buis, la pinède de pin sylvestre à buis et la buxaie supraméditerranéenne. La formation pionnière de la buxaie précède généralement l'installation de la chênaie et de la pinède. Cependant dans certaines stations rocheuses où la reconquête forestière est rendue difficile, la buxaie peut se retrouver en formation stable xérothermophile. Cet étage se caractérise également par des juniperaies à genévrier commun (*Juniperus communis*) et par de nombreuses lavandaies à astragale (*Astragalus*). La hêtraie et hêtraie-tiliaie-ébrale de l'ubac du vallon du Loup entre Gréolière et Andon marquent la transition avec l'étage montagnard.

1.2.5.4. L'étage montagnard sous influence méditerranéenne

A cet étage, la température moyenne annuelle varie entre 4 et 8 °C, alors que celle du mois le plus froid oscille entre -3 et -7 °C. Les précipitations quant à elles peuvent atteindre près de 1700 mm par an. Cet étage est le moins bien représenté dans les bassins versants du

Loup et de la Cagne. On le retrouve à partir de 900 mètres d'altitude au niveau des sources du Loup et dans quelques stations éparses des deux vallons, entre Saint-Jeannet et Coursegoules dans la Cagne et sur le versant nord du pic des Courmettes dans le Loup (figure 7).

Les groupements forestiers les plus répandus sont les pinèdes calcicoles mésophiles à pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) et sapin pectiné (*Abies alba*), les sapinières calcicoles à buis et les hêtraies-sapinières. Les lavandaies alticoles à pigamon fétide (*Thalictrum foetidum*) et séneçon doronic (*Senecio doronicum*) se développent au dessus de 1200 mètres et sont par conséquent absentes des étages inférieurs.

1.2.6. Les processus de dynamique et de succession végétale

Dans le cadre de notre étude de la végétation sur la longue durée, la compréhension de la végétation actuelle ne serait pas complète si on s'arrêtait à une simple description des formations présentes. Elles doivent être inscrites au sein des processus liés aux dynamiques et aux successions végétales qui les caractérisent et dont elles font partie intégrante.

Via ces processus, les groupements végétaux tendent vers un stade d'équilibre et de maturité relativement stable que certains appellent climax, considérant n'importe quel groupement comme une entité unique, ayant sa dynamique propre régie par les conditions bioclimatiques régionales et édaphiques (Clements, 1936). Pour d'autres qui remettent en question cette notion de climax, le caractère individuel de chaque espèce au sein d'une formation et la notion de compétition qui règne entre toutes les espèces de cette même formation va à l'encontre de ce déterminisme bioclimatique régional.

Néanmoins tous les groupements végétaux, précédemment décrits, empruntent des trajectoires dynamiques régies par des facteurs macro- ou méso-écologiques que Quézel et Médail (2003) ont caractérisés.

- ceux hérités de l'histoire biogéographique régionale ;
- ceux qui dépendent de la matrice paysagère environnante, où peuvent s'exercer, par exemple, divers effets de percolation ;
- ceux correspondant aux stress, aussi bien climatiques que stationnels, déterminés par la situation géographique et les conditions topographiques, le substrat et/ou le sol ;
- ceux qui obéissent aux perturbations engendrées par des conditions climatiques exceptionnelles (tempêtes, glissements de terrain, incendies, etc.) ou récurrentes

(chablis), mais aussi par des pressions anthropiques de durée et d'intensité variables.

À travers les grands types d'habitats rencontrés actuellement dans notre secteur d'étude, les principaux processus de dynamique et de succession végétale sont décrits ci-après. La liste des formations arborescentes et herbacées présentées dans cette partie n'est pas exhaustive. Seules les formations qui ont un intérêt pour l'interprétation des données polliniques fossiles sont présentes. Les formations susceptibles de s'être développées dans le passé et qui ont aujourd'hui disparu des bassins du Loup et de la Cagne sont également décrites.

1.2.6.1. Les formations riveraines

On appelle formations riveraines toutes les strates végétales qui se développent dans une plaine alluviale et qui se définissent, contrairement aux autres formations forestières, par une interdépendance structurelle avec un cours d'eau. Elles sont généralement constituées d'unités pionnières au plus proche du cours d'eau, puis plus on s'éloigne de celui-ci par des essences ligneuses à bois tendre (aulne, saule, peuplier de la strate arbustive et arborescente post pionnière) puis par des unités matures arborescentes à bois dur (chêne, frêne etc.). La dynamique d'érosion ou de sédimentation qui caractérise les cours d'eau assure un renouvellement des sols de berge et donc un rajeunissement répétitif des formations végétales les plus soumises aux crues (figure 8). Les processus hydro-géomorphologiques entraînent parfois un déplacement du chenal, en conséquence de quoi, les espèces pionnières ou post pionnières deviennent autonomes des influences fluviales et peuvent en plusieurs siècles atteindre leur stade climacique (forêt mature à bois dur).

Comme l'ont définies certains auteurs (Corenblit *et al.*, 2007 ; Piégay *et al.*, 2003), les formations végétales riveraines ou ripisylves doivent être perçues comme des sous-systèmes à 4 dimensions caractérisées par l'interrelation des processus hydromorphologiques et écologiques à travers les échelles spatiale et temporelle (Steiger *et al.*, 2005).

Ces interconnexions structurelles peuvent être définies par plusieurs points :

- le transport de sédiment assure la dispersion des réserves de graines ;
- les fluctuations de la nappe conditionnent la disponibilité en eau et l'aération des sols ;
- les crues balayent les litières, érodent les sols et définissent la zone inondable ;

- les crues en assurant le dépôt d'alluvions récentes conditionnent l'installation des communautés pionnières ;
- la haute fréquence des crues agit sur le « rajeunissement » des milieux ;
- les déplacements irréversibles du chenal qui entraînent une mise hors d'eau des sols permettent l'évolution quasi définitive de la végétation vers les stades évolués ou matures à bois durs.

Au-delà de l'influence de la dynamique hydrologique sur la structure de ces peuplements végétaux, les facteurs de la topographie et de la pédologie sont également essentiels. Enfin les interactions biologiques restent fondamentales dans ces processus de succession, il peut s'agir de commensalisme, symbiose, parasitisme, compétition entre espèces, etc.

Dans un contexte de forte anthropisation, les groupements forestiers ripicoles deviennent très fragiles et tendent à disparaître. Ces formations dans le bassin versant du Loup, en raison de la proximité des voies de circulation sont dans un état moyen de conservation, en revanche dans la vallée de la Cagne dans sa partie la plus encaissée en amont de Saint-Jeannet, celles-ci sont suffisamment éloignées des perturbations anthropiques pour être relativement préservées.

Dans le secteur d'étude, ces ripisylves peuvent être regroupées en deux grandes associations, les forêts alluviales à *Alnus glutinosa* et les forêts-galeries à *Salix alba* et *Populus alba*.

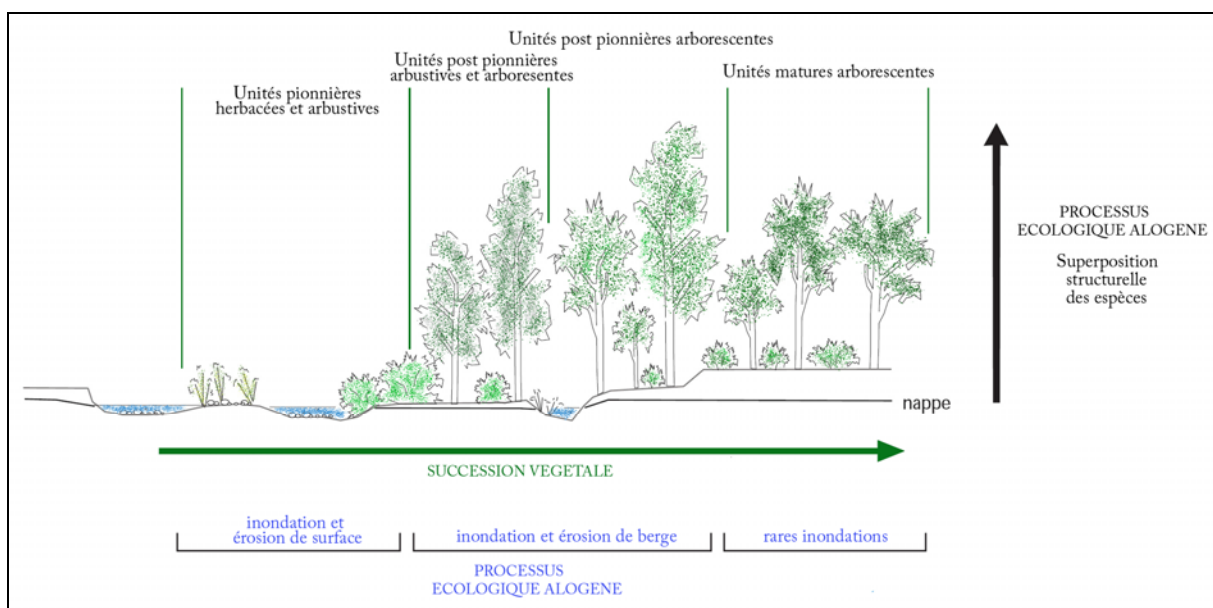


Figure 8 : Dynamisme structurel et succession végétale d'une formation riveraine (d'après Boyer 1998).

1.2.6.1.1. Les Saulaie blanches à aulne blanc.

Ces formations forestières forment sur les berges sablo-limoneuses des rivières à régime d'inondations temporaires un étroit cordon végétal. Lorsque le fonctionnement hydraulique du cours d'eau se régularise en termes de courant et de fréquence des crues, le rehaussement des dépôts limoneux permet à un groupement arbustif de succéder au stade herbacé pionnier. Pour les forêts alluviales à *Alnus glutinosa* (aulne glutineux), ce premier cordon ligneux se caractérise par l'implantation de *Salix purpurea* (saule pourpre) et *Alnus incana* (aulne blanc). Par intrusion des espèces plus compétitives lorsque le régime des crues le permet (inondations temporaires), cette formation évolue et se densifie en accueillant des espèces à bois dur moins hygrophiles comme *Fraxinus angustifolia* (frêne oxyphylle), *Alnus glutinosa* (aulne glutineux) et *Tilia platyphyllos* (tilleul à grandes feuilles), on parlera d'aulnaie-frênaie à *Fraxinus angustifolia*.

Dans certains contextes à faible connexion hydrologique, ces unités intermédiaires peuvent accueillir des essences collinéennes comme *Carpinus betulus* (Charme), ou encore dans les parties les plus encaissées du Loup et de la Cagne *Ostrya carpinifolia* (charme houblon). Plus on s'éloigne des cours d'eau, plus cette forêt alluviale se déconnecte de ces derniers. En cela cette forêt peut atteindre ce que l'on appelle sont stade de maturation ou encore son climax. Dans le cas des forêts alluviale à *Alnus glutinosa* des Alpes-Maritimes, le stade mature peut se caractériser soit par une intrusion des chênes (pubescents et pedunculés) soit par la domination du charme houblon au sein de la strate arborescente. Il faut rester néanmoins prudent dans le deuxième cas puisque faute d'observations suffisantes le caractère mature des ostryaies des Alpes-Maritimes reste à prouver. Néanmoins, ces ostryaies que l'on appelle ostryaies à mélisse à une fleur des vallons encaissés des Alpes-Maritimes (Lapraz, 1984), se caractérisent par la présence de *Fraxinus ornus* (frêne à fleurs), *Ulmus minor* (orme champêtre) et de *Laurus nobilis* (laurier noble). La strate arbustive peut-être plus ou moins dense et est généralement constituée d'arbustes caducifoliés tels que *Corylus avellana* (noisetier), *Cornus mas* (cornouiller mâle), *Evonymus europaeus* (fusain d'Europe), *Ligustrum vulgare* (troène) et de *Crataegus monogyna* (aubépine monogyne). Par ailleurs lorsque ce sous bois s'eutrophise consécutivement à des activités anthropiques environnantes la strate arbustive s'enrichit de *Sambucus nigra* (sureau noir) et de la liane sauvage *Humulus lupulus* (houblon).

1.2.6.1.2. Les forêts à *Salix* et *Populus alba*

Dans la vallée du Loup et de la Cagne, l'urbanisation florissante a eu raison de ces formations riveraines, seules quelques reliques subsistent près de l'embouchure du Loup à Villeneuve-Loubet ainsi que sur les communes de Tourettes-sur-Loup, Bar-sur-Loup et Gréolières. Il va sans dire que ces formations que l'on nomme aussi peupleraie blanche devaient être dans le passé beaucoup plus nombreuses. Ce groupement qui se développe là où le terrain est en pente douce jusqu'au rivage, se constitue tout d'abord d'un premier cordon en bordure de rivière régulièrement soumis aux crues à *Salix purpurea* (saule pourpre) et *Salix eleagnos* (saule drapé). Un peu plus en retrait *Populus alba* (peuplier blanc), *Fraxinus angustifolia* (frêne oxyphylle), *Populus nigra* (peuplier noir) et *Ulmus minor* (orme champêtre) dominent la strate arborescente des stades intermédiaires. Le fourré caractéristique de la strate arbustive y est hétérogène mais correspond à celui de l'ostryaie à mélisque décrite plus haut. Lorsque ces peupleraies arrivent à maturité, le peuplier blanc, le frêne oxyphylle et les chênes (pédonculés et pubescents) dominent parmi les grands ligneux formant ainsi les chênaies-ormaises méditerranéennes. Ces dernières se développent sur les sols alluviaux légèrement évolués mais sont aujourd'hui absentes du paysage des bassins versants du Loup et de la Cagne pour cause de perturbations anthropiques.

1.2.6.1.3. Les stades pionniers herbacés

Les stades pionniers de ces grands types de formation riveraine correspondent à des strates herbacées. On parlera de phragmitaies, mégaphorbiaies ou encore de roselières. Leurs structures et leurs physionomies diffèrent essentiellement en fonction du cours d'eau et de sa dynamique hydro-sédimentaire.

Dans le cas de la peupleraie blanche avec forêt galerie à saule, les peuplements pionniers des berges sont divers (figure 9). Leurs structures varient essentiellement en fonction de la topographie du vallon et du régime des crues qui affectent les berges.

Lorsque les plages limoneuses enrichies en matières organiques sont fraîchement découvertes après les crues printanières, c'est généralement la communauté du *Paspalo-Agrostidion* qui s'installe et colonise l'espace. Cet habitat n'est pas répertorié dans les bassins versants du Loup et de la Cagne, mais devait très probablement être présent dans le passé. Les principales espèces indicatrices de l'association du *Paspalo-Agrostidio* sont *Paspalum distichum* (paspalum faux-paspalum), *Paspalum dilatatum* (paspalum dilaté), et *Polypogon viridis* (agrostide verticillée).

Au cours des basses eaux, lorsque ces terrasses exondées sont formées par des alluvions plus grossières type caillouteuses, le *Paspalo-Agrostidion* cède sa place à un groupement pionnier dominé par *Glaucium flavum* (Glaucière jaune), *Scrophularia canina* (scrophulaire des chiens), *Chenopodium botrys* (chénopode botrys) et *Saponaria officinalis* (saponaire officinale). Cette formation se régénère tant que les crues sont régulières et fortes. Néanmoins lorsque le régime se régularise, les différents habitats post-pionniers et matures de la peupleraie blanche s’installent et remplacent les strates pionnières.

C’est également le cas des prairies humides méditerranéennes à grandes herbes qui correspondent à un autre stade pionnier de la peupleraie blanche, mais qui se développent sur des sols alluviaux très humides et surtout riches en carbonates. Les espèces qui la caractérisent sont *Scirpoides holoschoenus* (scirpe-jonc), *Molinia caerulea* (molinie bleue), *Cirsium monspessulanum* (cirse de montpellier), *Succisa pratensis* (succise des prés) etc.

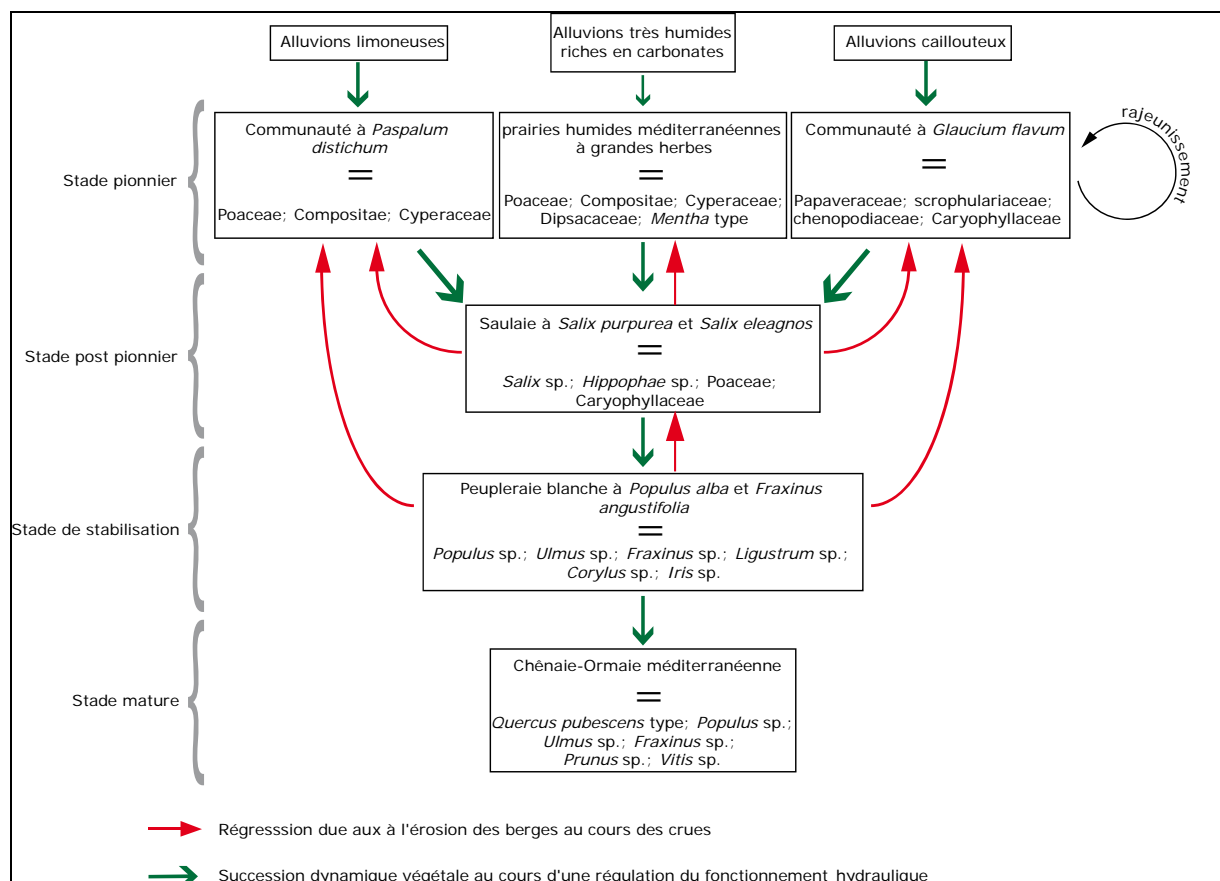


Figure 9 : Dynamique et succession végétale des forêts à *Salix* et *Populus alba*.

Dans le bassin du Loup où l’eau est peu profonde, le débit et la pente très faibles, les sols calcaires argileux des berges sont colonisés par une communauté à liseron et épilobe. Ces

mégaphorbiaies dites eutrophes d'eaux douces sont les reliques d'anciennes forêts alluviales détruites par l'homme et constituent ainsi le stade pionnier des forêts alluviales à *Alnus glutinosa* (figure 10). Cela dit, elles ne sont pas directement liées à l'action anthropique de fauche et/ou de pâturage par exemple, celles-ci sont liées aux cours d'eau et aux éléments organiques charriés et déposés au cours des crues périodiques. Ce groupement peut être d'une part mésoméditerranéen et caractérisé par *Calystegia sylvatica* (liseron des bois), *Scrophularia auriculata* (scrophulaire à oreillettes) et d'autre part supraméditerranéen et caractérisé par *Mentha longifolia* (menthe à longues feuilles), *Scrophularia umbrosa* (scrophulaire aquatique) et *Epilobium hirsutum* (épilobe hérissé). Enfin, à l'étage montagnard sur les berges riches en éléments grossiers et en azote, cette mégaphorbiaie expose les larges feuilles de la pétasite hybride (*Petasites hybridus*) qui s'accompagne d'*Aegopodium podagraria* (égopode podagraire), *Eupatorium cannabinum* (eupatoire chanvrine) et *Heracleum sphondylium* (berce sphondyle) etc.

Sur les sols alluviaux calcaires, humides, riches en matériaux fins, peu épais et moins riches en matières organiques, l'association du *Typhetum minimae* s'installe. Comme pour les mégaphorbiaies décrites juste au-dessus, en l'absence de crues, les forêts galeries post-pionnières à saule puis les aulnaies-frênaies alluviales s'installent en lieu et place des ces groupements pionniers.

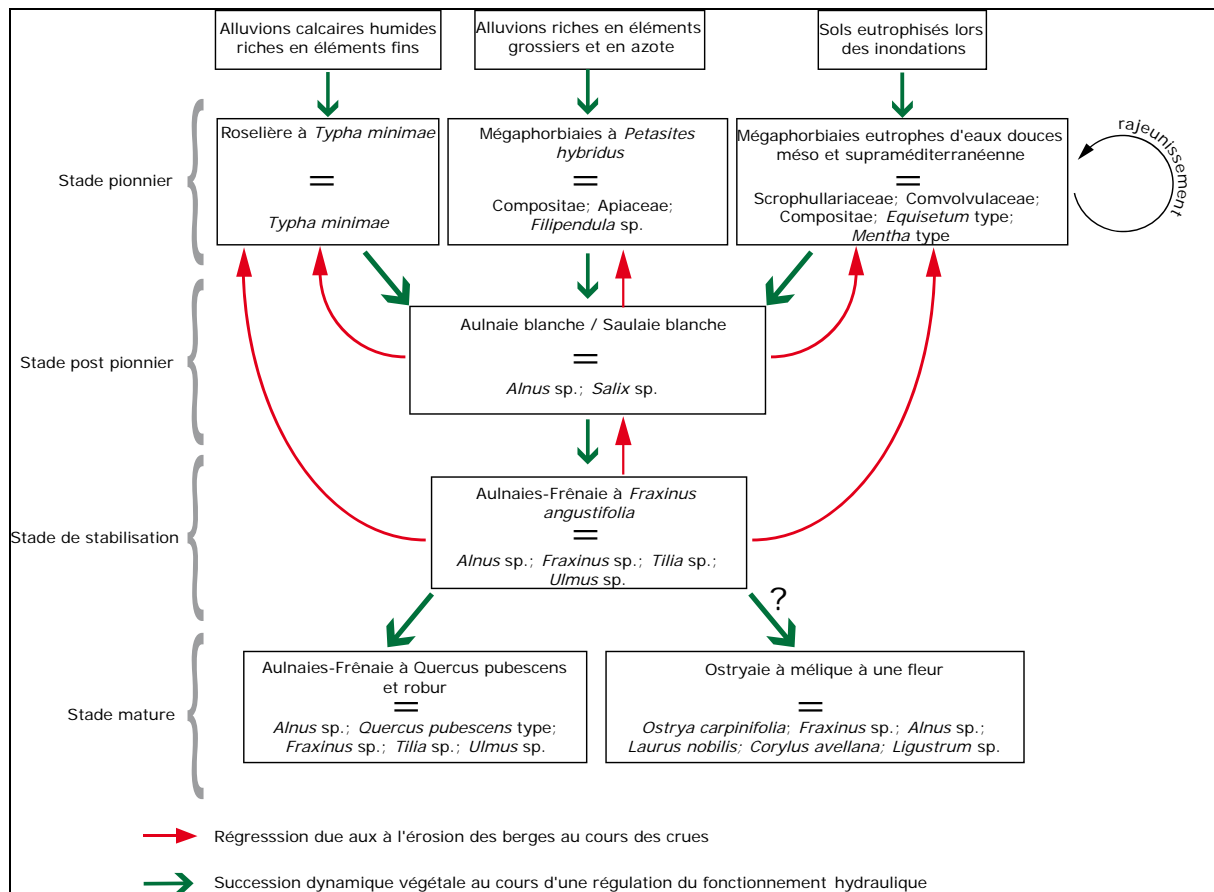


Figure 10 : Dynamique et succession végétale des forêts riveraines à *Alnus glutinosa*.

1.2.6.2. Les peuplements acidiphiles du massif de Biot

Située à l'étage thermoméditerranéen et à la transition du mésoméditerranéen, ce massif andésitique localisé sur la commune de Villeneuve-Loubet et de Biot accueille une série de complexes forestiers, de fruticées et de pelouses acidiphiles inexistants dans le reste des bassins versants du Loup et de la Cagne. Parmi les formations forestières, il faut compter principalement les pinèdes à *Pinus halepensis* (pin d'Alep) et à *Pinus pinaster* (pin maritime), les subéraies et les yeuseraies et chênaies pubescentes. La strate des fruticées, elle, est composée essentiellement par des maquis à *Erica arborea* (bruyère arborescente) et *Pistacia lentiscus* (lentisque), des maquis à *Calluna vulgaris* (callune) et *Erica arborea* et enfin par des landes à *Cistus* sp. (Ciste). Finalement, les pelouses ouvertes mésoxérophiles sont dominées par *Tuberaria guttata* (Hélianthème à gouttes), *Plantago bellardii* (Plantain de Bellardii) et par *Brachypodium retusum* (Brachypode rameux). La structure et la physionomie des ces groupements répondent toutes les deux à des variations liées à l'altitude, à l'exposition et à l'épaisseur du sol. Néanmoins, au-delà de ces facteurs géomorphologiques, l'impact structurel que subissent ces formations lorsqu'elles sont soumises aux incendies est

sans commune mesure. À l'image de la végétation alluviale et du régime des crues, ce type de formation thermoméditerranéenne interagit structurellement avec le régime des feux. La dynamique de succession végétale est d'ailleurs en partie contrôlée par les incendies, Lieutaghi (2006) parle de vassalité végétale. L'interaction écologique peut ainsi se résumer en plusieurs points :

- la cendre fertilise les sols et débarrasse les litières hostiles à la germination des graines ;

- le feu ouvre de nouveaux espaces qui favorisent le développement des espèces conquérantes dites sociales (ciste, ajonc, asphodèle...) ;

- l'exposition aux feux contribue à l'expansion de certaines espèces dites pyrophiles⁷, comme le ciste ou le pin d'Alep ;

- les ligneux aptes à repartir de souche (chêne kermès, bruyère arborescente, filaire, lentisque...) ou résistants aux incendies (chêne liège) assurent le repeuplement post-incendies.

Ici, les forêts de chênes lièges/pubescents et verts représentent des formations matures ou un stade climacique. Ainsi cette mosaïque de végétation caractéristique du massif de Biot, que l'on nomme généralement « le maquis », représente les différents stades de succession de cette chênaie mixte. Un schéma souligne les grands stades de succession végétale de cet éco-complexe. En cas d'incendies, les formations à cistes et à bruyère occupent une place centrale au sein de cette dynamique. Ce sont les premiers ensembles à se régénérer après le passage du feu, et lorsque la fréquence des incendies augmente, ces espèces sociales extrêmement concurrentes vont pouvoir coloniser de très vastes surfaces sous une strate de grands ligneux noircis et abimés par les flammes. Dans le cas où les incendies sont peu fréquents et peu dévastateurs, la germination et la croissance des jeunes pousses de pins est possible. Les conifères concurrencent alors les formations basses du maquis et définissent un stade de transition avant l'implantation des chênes.

1.2.6.3. Les hêtraies, sapinières et hêtraies-sapinières

La pression agro-sylvo-pastorale qui diminue voire disparaît dans certains secteurs au cours du 19^{ème} et du 20^{ème} siècle suite à la révolution industrielle a eu raison de ces

⁷ Pyrophile : se dit d'une espèce dont l'expansion et la régénération bénéficient du passage du feu, sans en être directement tributaire. Les cônes du pin d'Alep s'ouvrent plus facilement sous la chaleur des flammes, déposant ainsi ses graines sur les sols fertilisés par les cendres. Dans le cas du ciste, la germination des graines est favorisée par l'exposition à une température élevée.

formations matures à hêtres et sapin. Cependant, aujourd'hui du fait d'un véritable abandon des pratiques agraires, ces formations tendent à s'étendre à nouveau. On les retrouve actuellement à la base de l'étage montagnard en adret et en ubac sur les sols jeunes soumis à l'érosion, dans le bassin de la Cagne sur le massif de Saint-Barnabé et à la tête du Loup à Andon. Par ailleurs, il est présent dans la vallée voisine de la Siagne à l'ouest du plateau de Calern et des Claps (figure 11). Les conditions climatiques et topo-édaphiques favorables à l'implantation de ces deux espèces sont assez strictes. Aujourd'hui dans les Alpes-Maritimes, le sapin blanc ou sapin pectiné (*Abies alba*) tend à dépérir en dessous de 1100 mètres d'altitude, celui-ci a besoin d'une humidité édaphique suffisante mais surtout, exige une humidité atmosphérique élevée et constante tout au long de l'année, sans sécheresse estivale (Pinto et al., 2008). Le hêtre (*Fagus sylvatica*) à l'image de son voisin est également favorisé par une humidité atmosphérique élevée et également par un ombrage important. Par ailleurs Chauchard et al. (2010), soulignent que les peuplements spontanés de sapin dans la vallée de la Maurienne (Alpes) se régénèrent naturellement jusqu'à 300 mètres plus haut en altitude qu'il y a 50 ans. Les auteurs montrent qu'au cours du 20^{ème} siècle, la dynamique d'implantation du sapin est davantage liée aux modifications de l'aménagement du territoire par les implantations humaines environnantes, qu'aux changements climatiques et notamment qu'à l'augmentation des températures. Il est ainsi démontré que l'expansion du sapin, notamment en altitude, est principalement inféodée à l'abandon des terrains par les communautés agro-pastorales. À contrario, face aux activités humaines ces formations mûres font preuves d'une faible résilience, d'autant plus qu'elles ont besoin de plus d'un siècle pour se régénérer complètement.

La dynamique de régénération se caractérise par la série de succession végétale suivante. L'abandon des activités de fauche et/ou de pâture peut entraîner la mise en place de pelouses calcicoles semi-sèches à fétuques et brachypodes (*Poaceae*) lesquelles sont petit à petit envahies par des fruticées à genêts (*Fabaceae*) et *Berberis vulgaris* (épine-vinette). Les premiers ligneux apparaissent avec *Pinus sylvestris* (pin sylvestre) et *Acer opalus* (érable à feuille d'obier) qui sont ensuite accompagnés puis partiellement remplacés par *Fagus sylvatica* (hêtre) et *Abies alba* (sapin pectiné).

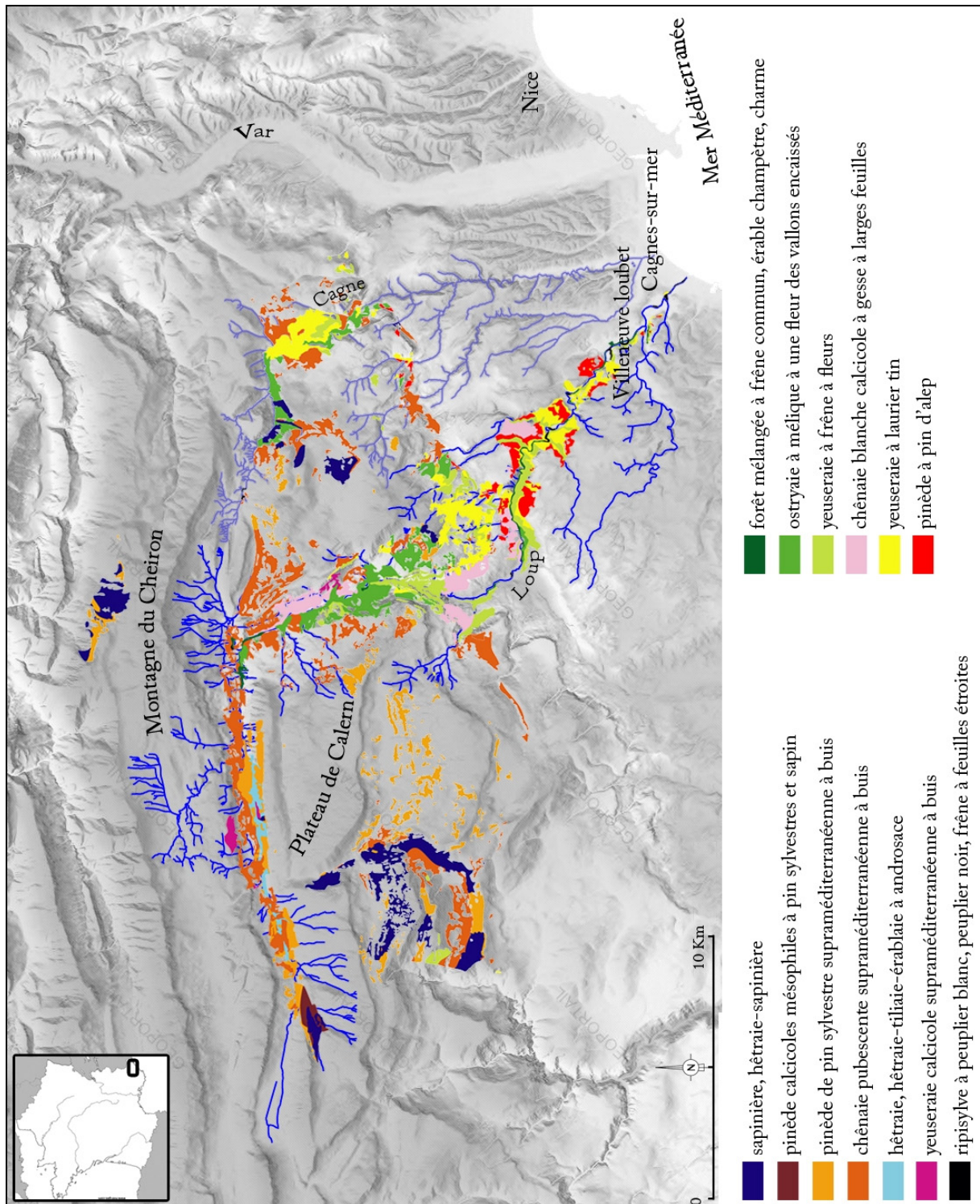


Figure 11 : Distribution des formations forestières des sites naturels 2000 du vallon du Loup et des Préalpes de Grasses.

1.2.6.4. Les formations forestières à *Quercus*

1.2.6.4.1. La chênaie blanche à gesse à larges feuilles

Cette chênaie est dominée par *Quercus pubescens* (chêne pubescent) et dans une moindre mesure par *Quercus ilex* (chêne vert), *Pinus halepensis* (pin d'Alep) et *Acer monpessulanum* (érable de Montpellier). Actuellement cet habitat se développe sur les sols profonds des versants en adret et sur les plateaux mésoméditerranéens du bassin versant du Loup (figure 11), mais peut en contexte favorable se retrouver sur des sols alluviaux en formation à dominante caducifoliée et ainsi atteindre le littoral. La strate arbustive de cette chênaie mixte est à la fois sempervirente composée de *Pistacia terebinthus* (pistachier térébinthe), *Phillyrea angustifolia* (filaire à feuille étroite), *Lonicera implexa* (chèvrefeuille des Baléares) et caducifoliée alors composée de Rosaceae comme *Crataegus monogyna* (aubépine monogyne), *Prunus spinosa* (prunellier), de *Ligustrum vulgare* (troène) et *Cornus sanguinea* (cornouiller sanguin)...

Le principal déterminisme écologique de cet habitat est édaphique. En effet en l'absence de sols profonds la chênaie blanche se voit remplacer par la yeuseraie qui préfère les sols tronqués et donc mieux drainés. Ainsi la stabilité du sol devient un élément fondamental à la préservation de cet habitat qui à l'image des sapinières et hêtraies-sapinières tend à s'étendre avec le recul et encore plus l'abandon des pratiques agraires (taillis, pâturage, fauche etc.).

Aujourd'hui, même si l'intensité des activités de fauche et de pâture a diminué l'exploitation passée et actuelle en taillis des yeuseraies à frêne à fleur empêche leur vieillissement et donc l'expansion des chênaies blanches.

1.2.6.4.2. Les yeuseraies

Le chêne pubescent et le chêne vert sont deux espèces concurrentes. Leurs développements passés et leurs expansions actuelles ont été et sont commandés, premièrement par deux facteurs allogènes (humidité édaphique et exploitation anthropique) et deuxièmement par un facteur autogène lié à la régénération des espèces. Le chêne pubescent va préférer les sols plus humides alors que le chêne vert, espèce plus xérophyte est favorisé par des sols mieux drainés. Les activités anthropiques, quant à elles, assurent plus facilement la pérennité du chêne vert au détriment du chêne pubescent. Lorsque qu'une futaie est exploitée en taillis et donc soumise à des coupes répétitives, la régénération végétative du

chêne vert, par rejet de souche, lui permet un maintien que le chêne pubescent ne peut assurer. Cependant, comme le montre Lucie Chabal (1998), lorsque ces taillis sont vieillissants les chênes verts souffrent de la supériorité de régénération sexuée du chêne pubescent qui peut alors prendre la place du chêne vert. À l'échelle de l'holocène, ces dynamiques de succession sont également observées, notamment à partir des études anthracologiques réalisées dans le Languedoc (Chabal, 1997) et en Provence (Thiébaud, 2001). Les auteurs soulignent le rôle de la pression anthropique, en termes d'entretien des taillis et du maintien du pâturage dans le remplacement du chêne pubescent par le chêne vert.

Aujourd'hui dans le bassin de la Cagne et du Loup, les yeuseraies à laurier tin ou à frêne à fleurs et celles à arisarum commun se maintiennent grâce à un mode de gestion en taillis (figure 11). A partir du moment où ces formations sont protégées de ce mode d'exploitation la chênaie blanche décrite plus haut prend le relais. Au sein de cette dynamique de succession il est également important de noter la présence du pin d'Alep sous lequel se développent les yeuseraies et qui après le passage de feux successifs peut s'étendre au côté des formations arbustives pionnières à ciste. Enfin on peut observer dans le bassin du Loup, sur le plateau des Courmettes, une futaie mûre de chêne vert à épipactis à petites feuilles. Cette formation qui est très rare dans le bassin méditerranéen, résulterait d'un particularisme climatique et stationnel pour laquelle nous ne disposons que de très peu d'éléments (Lieutaghi, 2006). Néanmoins lorsque ces futaies subissent un éclaircissement anthropique, celles-ci peuvent régresser vers les yeuseraies à laurier tin ou à frêne à fleurs ou encore à arisarum commun.

1.2.6.4.3. La chênaie pubescente supraméditerranéenne à chêne vert et à buis.

Cette chênaie largement présente dans les bassins du Loup et de la Cagne, se développe à l'étage supraméditerranéen sur les adrets rocailloux à forte pente (figure 11) et se caractérise par une strate arbustive très dense dominée par le buis. Ces formations qui peuvent résulter d'activités sylvopastorales passées caractérisent une phase transitoire, mais peuvent se maintenir grâce à un bilan hydrique déficitaire des stations. Néanmoins, à l'issue d'une gestion en taillis ou d'une mise en pâture, le chêne pubescent va progressivement disparaître pour laisser place à une yeuseraie en taillis à buis.

1.3. Une végétation post révolution industrielle

Afin de comprendre qu'elles ont été les effets potentiels des activités paysannes du passé et plus précisément des sociétés néolithiques sur le couvert forestier, nous faisons ici le point sur plus de deux siècles d'histoire agro-sylvo-pastorale en forêts méditerranéennes.

Attention, les techniques d'exploitation et la démographie des siècles derniers ne sont pas comparables avec celles du Néolithique. De ce fait il est évident que le degré d'intensité d'exploitation des milieux forestiers à l'époque moderne est beaucoup plus élevé qu'à la Préhistoire. Néanmoins certaines activités liées à la mise en culture et la mise en pâture de certains espaces ont perduré depuis le Néolithique et sont de ce fait comparables. Cet aperçu sur la dynamique moderne de la végétation permet d'observer sur plusieurs décennies voir un siècle, les processus de recolonisation des formations forestières méditerranéennes en contexte de déprise agricole.

Afin de réaliser cette brève rétrospective de l'histoire récente de la végétation des paysages méditerranéens, nous nous sommes aidés des données historiques collectés aux centres des archives départementales des Alpes-Maritimes, qui sont pour la plupart des sources écrites, des sources iconographiques, et des plans cadastraux.

A partir de la deuxième moitié du 18^{ème} siècle, l'agriculture en Europe occidentale subit une forte évolution voire une réelle mutation. Dans un souci de rendement et de rationalisation des productions qui entraînent certaines innovations liées entre autre à la mécanisation de l'agriculture, le couvert forestier subit en France au 18^{ème} et au 19^{ème} siècle une réelle transformation. Celle-ci se manifeste par un pacage intensif des ovins et des caprins et d'une surcharge pastorale qui empêchent toute régénération végétale⁸.

Néanmoins dès la fin du 19^{ème} siècle mais surtout dans la première moitié du 20^{ème} siècle, après la seconde guerre mondiale, l'exode rural accompagné par une baisse des cheptels locaux entraîne une diminution des pratiques agro-sylvo-pastorales dans les campagnes méditerranéennes qui a pour conséquence le retour des processus de colonisation végétale. Différents travaux (Chauchard, 2007 ; Chauchard *et al.*, 2007) montrent, dans cette optique, que les modalités de régénération en termes de diversité et de composition sont influencées par les anciennes pratiques agricoles et notamment par l'intensité du pâturage et de sa persistance aussi minime soit elle.

Ainsi dès la fin du 19^{ème} et au cours du 20^{ème} siècle, on assiste à un repeuplement progressif des espaces cultivés et/ou pâturés des paysages méditerranéens. Dans le moyen

⁸ Des documents datés de 1782 dénoncent des abus de pâturage sur la commune de Coursegoules dans le bassin versant de la Cagne. (cf. doc. 03FI09554 et 03FI09555 des archives départementales du 06)

pays et en fond de vallon, au sein des étages méso- et supraméditerranéen, la déprise pastorale favorise la constitution de systèmes pré-forestiers à pin sylvestre ainsi que la régénération du charme-houblon du chêne pubescent et plus particulièrement du hêtre et du sapin plus en altitude (Médail et Diadema, 2006). Dans l'étage montagnard, les chataigneraies ainsi que les formations auparavant parcourues par le bétail comme les mélézins sont sujets aux processus de colonisation par les feuillus ou les éricacées. D'après Barbero (2003), en l'absence de perturbation suite, par exemple, à l'abandon des parcelles cultivées et des zones de parcours, la végétation a tendance à retrouver ses stades climaciques caractérisés notamment par la chênaie mixte à tilleul (*Tilia cordata*), orme (*Ulmus montana*) et érable (*Acer div.sp.*) ainsi que par la sapinière supraméditerranéenne et montagnarde qui envahit progressivement les pinèdes supraméditerranéennes à buis.

2. Le contexte climatique et paléoclimatique du bassin Nord-Ouest de la Méditerranée : état des lieux de la recherche

2.1. Le climat méditerranéen et son fonctionnement actuel

Avant de s'intéresser aux hommes, à la végétation et à leurs étroites relations au cours du Mésolithique et Néolithique, il faut pouvoir les replacer au sein d'un cadre climatique précis. En effet, afin d'établir la relation entre deux variables, il est nécessaire de comprendre et de définir les facteurs à l'origine de leur variabilité. Or, au cours de la Préhistoire un des principaux facteurs à l'origine de mutation, à la fois pour les hommes et la végétation, est le climat. Comment fonctionne le climat méditerranéen et comment a-t-il évolué au cours de l'Holocène ? Telles sont les questions auxquelles nous nous confrontons tout au long de ce chapitre.

Le climat de la terre résulte essentiellement de trois facteurs, l'activité solaire, la capacité de la planète à absorber l'énergie électromagnétique du soleil c'est-à-dire l'effet de serre, et les circulations océaniques et atmosphériques. L'énergie solaire est emmagasinée par la planète grâce au gaz à effet de serre stocké dans l'atmosphère, elle est alors répartie à la surface du globe grâce aux transferts d'énergie thermique assurés par les circulations atmosphériques et océaniques. Au sein de cette équation, les océans jouent un rôle primordial. Dans l'Atlantique, les eaux en surface situées à l'équateur remontent au pôle Nord via les courants océaniques en l'occurrence le Gulf Stream réchauffant ainsi l'Europe occidentale. En arrivant dans la zone arctique, les eaux de surface se refroidissent et se transforment en glace

(en partie) déstockant leur sel dans l'océan arctique. Les eaux deviennent alors plus denses et plongent dans les grandes profondeurs de l'Atlantique Nord puis redescendent au niveau de l'équateur. On parle de circulation thermohaline. Cette circulation océanique est par ailleurs liée à la circulation atmosphérique. L'ensemble du globe est soumis aux transferts de masse d'air entre les différentes zones de haute et basse pression. Pour l'Europe occidentale, c'est-à-dire pour les latitudes moyennes, les circulations atmosphériques s'opèrent via les vents d'ouest appelés aussi « west winds » ou « westerlies ». Plus précisément, dans la partie nord-ouest du bassin méditerranéen, les flux atmosphériques d'ouest ou westerlies qui commandent la variabilité atmosphérique sont contrôlés par les positions respectives de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande et modulés par l'intensité de la phase d'Oscillation Nord Atlantique (NAO)⁹ pour laquelle les travaux de Hurrell *et. al* (2003) et Cassou (2004 ; 2008) résument le fonctionnement complexe. Enfin les variabilités climatiques locales (température, précipitation et vent) relevées sur un site donné sont également contrôlées par l'orographie et la connexion maritime locale.

Pour comprendre les différentes variations climatiques de la région qui nous intéresse ici, c'est-à-dire le littoral azuréen, nous présentons, ci après, quatre grands modèles synoptiques intervenant dans la régulation du climat.

2.1.1. Oscillation nord atlantique positive

Lorsque l'on enregistre de grandes différences de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande, on parle d'une NAO positive (figure 12A). Celle-ci entraîne une importante circulation d'ouest en est des masses atmosphériques lesquelles remontent au nord de l'anticyclone. Elle signifie également un renforcement des vents violents dans le nord de l'Europe, alors que le bassin méditerranéen en est protégé par l'anticyclone des Açores. Ce régime induit des hivers humides dans le nord de l'Europe et des hivers plus secs en Méditerranée. Au cours des hivers associés à de forts indices positifs de la NAO (figure 12B) et grâce aux cartes de précipitation européenne (figure 12C), il est possible de situer ces deux Europes (l'une plus humide et l'autre plus sèche) de part et d'autre d'un axe partant du sud-ouest de la France jusque au nord de la mer Noire en passant par les Alpes.

⁹ NAO -North Atlantic Oscillation- est un phénomène qui permet de décrire la circulation synoptique de l'Atlantique Nord en plusieurs régimes de temps. Elle lie l'intensité de la dépression d'Islande à l'extension et la pression de l'anticyclone des Açores. Les différents régimes tiennent compte des mesures réalisées au cours des mois d'hiver (décembre, janvier, février et mars), pendant lesquels l'activité de la dynamique atmosphérique est maximale.

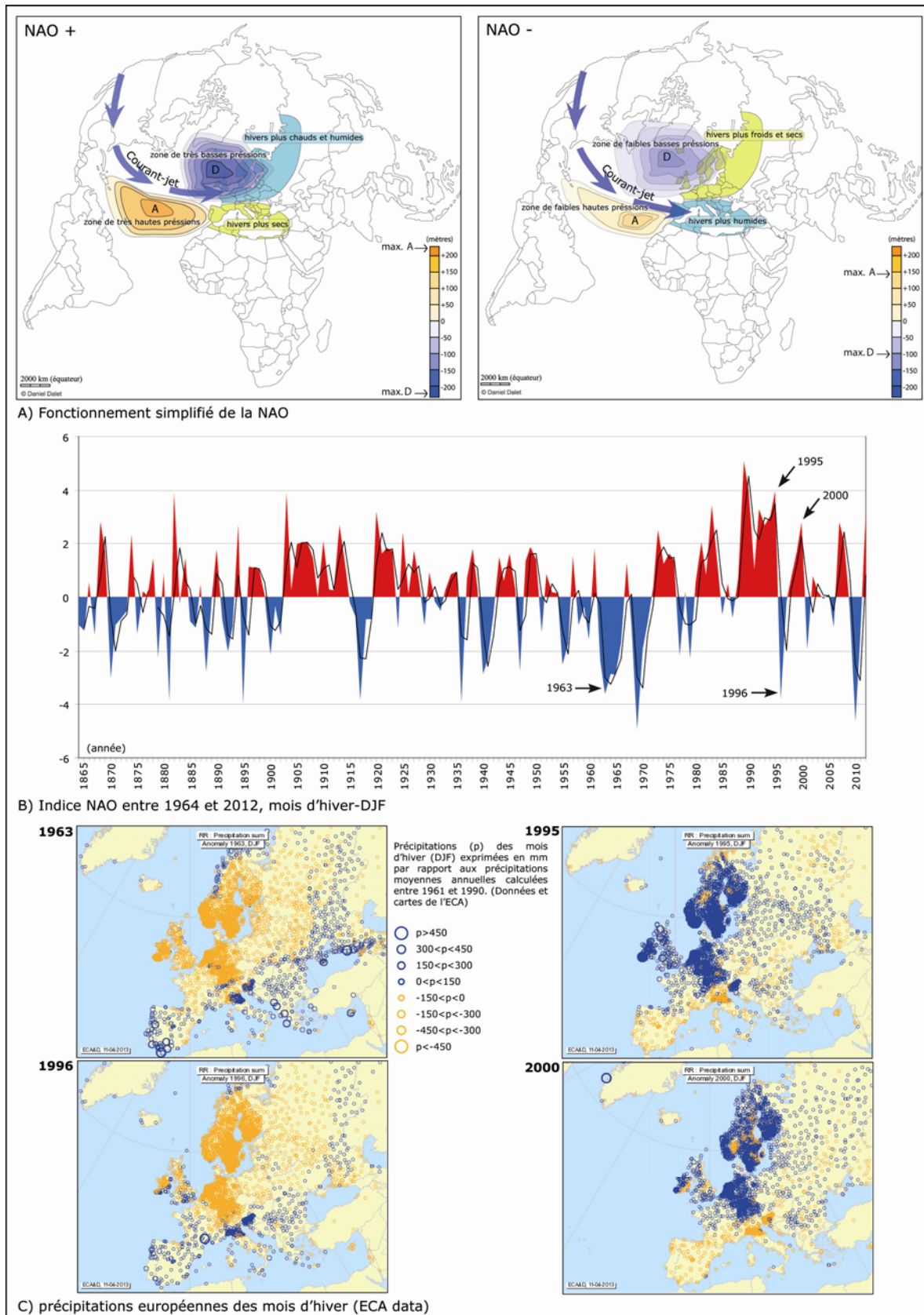


Figure 12 : Impact de l'oscillation nord Atlantique en Europe occidentale. A) Cartes simplifiées de géopotentiel à 500 hPa, d'après Visbeck *et al.* (1998) ; B) Indices de la NAO mesurés à partir des mois d'hiver (décembre, janvier et février) entre 1864 et 2012, données disponibles en ligne (<http://climatedataguide.ucar.edu>). La ligne noire est une moyenne mobile (p=2). C) Précipitations européennes des hivers 1963, 1995, 1996 et 2000 (données de l'European Climate Assessment and Dataset, disponible en ligne : <http://eca.knmi.nl/>).

2.1.2. Oscillation nord atlantique négative

En revanche, lorsque la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores s'affaiblissent simultanément, entraînant de faibles différences de pression, ou que les pressions s'inversent, c'est-à-dire que les hautes pressions occupent le nord de l'Europe et que les basses pressions remplacent l'anticyclone des Açores, les courants jets (westerlies) océaniques des latitudes moyennes déclinent et se dirige plus au sud. On parle alors d'oscillation nord atlantique négative (figure 12A). Le nord de l'Europe devient plus sec, alors que les hivers de la région méditerranéenne sont plus humides.

Ces différents régimes de la NAO (négatif et positif) expliquent en moyenne 60 % des variables atmosphériques nord atlantiques et donc des variations climatiques européennes. Les 40 % restant dépendent d'autres régimes dont le régime dorsale et le régime dit de blocage (Cassou, 2008).

2.1.3. Régime dorsale (ou régime Scandinavie-Groenland)

Celui-ci se caractérise par un gonflement de l'anticyclone des Açores qui peut alors s'étendre sur la totalité du bassin de l'Atlantique Nord. Par conséquent, des courants nord, nord-ouest peuvent s'abattre sur l'Europe et ainsi provoquer d'importants épisodes neigeux.

2.1.4. Régime de blocage

Ce régime fait référence à la mise en place d'un vaste et persistant anticyclone dans le nord de l'Europe, orientant les courants secs sibériens sur le continent européen.

Ces différents régimes de temps de l'Atlantique Nord permettent aux spécialistes d'expliquer et/ou commenter les grandes tendances climatiques européennes ainsi que certains épisodes locaux (Hurrell et Deser, 2009). Par exemple, les deux dernières décennies qui ont vu une récurrence d'hivers doux et humides dans le nord de l'Europe et une prédominance d'hiver secs dans le sud de l'Europe sont à mettre en relation avec une oscillation de type positive plus fréquente (Cassou, 2004, 2008). Plusieurs analyses réalisées sur les indices de la NAO sur le dernier siècle ont montré que la variation du régime de

l'oscillation nord atlantique suivait plusieurs cycles significatifs, respectivement entre 6 et 10 ans, entre 15 et 25 ans et enfin autour de 70 ans¹⁰ (Rossi *et al.*, 2011).

Bien que ces variations annuelles et pluri-décennales de l'oscillation nord atlantique n'expliquent pas à elles seules l'ensemble des caractéristiques climatiques des différentes régions européennes, la compréhension de son fonctionnement est un précieux indice et doit être pris en compte pour le traitement des données paléoclimatiques européennes.

2.2. Le contexte paléoclimatique de la première moitié de l'Holocène

Comme nous l'avons montré plus haut, il existe une nette relation entre le climat européen/méditerranéen et les variations de circulation atmosphérique dans l'Atlantique Nord. Par ailleurs les travaux menés par Deser et Blackmon (1993) sur les hivers entre 1900 et 1989 ont montré que les oscillations de la NAO sont également liées aux anomalies de température de surface des océans (SST : Sea Surface Temperature). En phase positive de la NAO, le renforcement des vents d'ouest dans les latitudes moyennes a tendance à refroidir les eaux de surface de l'Atlantique par évaporation et à contrario à le réchauffer lorsque cette circulation atmosphérique faiblit. Cassou (2004) montre que cette connexion est bimodale, et que même si les eaux de surfaces semblent affectées par les variations de la NAO, celle-ci est également stimulée par les océans, notamment par les températures de l'Atlantique tropicale.

C'est pourquoi, afin de restituer le climat du sud de la France au cours du Mésolithique et du Néolithique, nous couplons ci-après des données océanographiques de l'Atlantique Nord avec des données sédimentaires et paléoécologiques de l'Europe du Sud (figure 13).

Pour faciliter la lecture de ce chapitre au regard de la bibliographie existante, la chronologie est exprimée en cal. BP et non en cal. BCE comme dans le reste du manuscrit. Néanmoins afin d'aider la comparaison des âges, les figures de ce chapitre sont complétées par une frise chronologique avec les dates en cal. BCE.

¹⁰ La détermination des cycles qui expliquent la variabilité temporelle de l'oscillation Nord Atlantique est réalisée par les auteurs à partir d'une analyse en ondelettes continue et spectres globaux. D'une étude à une autre (Hurrell *et al.*, 2003 ; Massei *et al.*, 2010) la cyclicité des mesures de la NAO est variable, il convient donc d'être prudent quant à leur utilisation.



Figure 13 : Localisation des séquences paléoclimatiques holocènes (Europe et Atlantique Nord) citées dans cette étude.

Loup et Cagne (dans cette étude) ; **GISP2**, δ 18O sur calotte glaciaire (Johnsen *et al.*, 2001 ; Meese *et al.*, 1994) ; **VM29-191**(carotte océanique), δ 18O sur squelette planctonique (Bond *et al.*, 2001) ; **Ammersee** (carotte continentale), δ 18O sur ostracode lacustre (von Grafenstein *et al.*, 1999) ; **Corchia**, δ 18O et δ 13C sur spéléothèmes (Zanchetta *et al.*, 2007) ; **Renella**, stratigraphie sur spéléothème (Zhornyak *et al.*, 2011) ; **ER76** (grotta di Ernesto), δ 13C sur spéléothème (Scholz *et al.*, 2012) ; **Accesa** (carotte lacustre), analyse des fluctuations du niveau de lac (Magny *et al.*, 2007a), analyse pollinique (Drescher-Schneider *et al.*, 2007) et analyse du signal incendie (Vannière *et al.*, 2008) ; **MC 82-12** (carottes marines), mise en évidence de l'événement Sapropel I (Ariztegui *et al.*, 2000) ; **Alpes et plateau suisses** (carottes lacustres), définition de la limite holocènes des arbres et analyse des fluctuations des niveaux de lac (Haas *et al.*, 1998 ; Tinner et Vescovi, 2007), Compilation de datations radiocarbone sur les phases de retrait des glaciers des Alpes suisses (Joerin *et al.*, 2006) ; **Z145** (carotte marine), analyse des foraminifères planctoniques (Carboni *et al.*, 2005) ; **Vallée de la Durance**, géomorphologie fluviale (Miramont, 1998)

2.2.1. Les phases de refroidissement de la première moitié de l'Holocène dans l'Atlantique Nord et en Europe centrale

2.2.1.1. L'indice de l'IRD (Ice Rafted Debris)

Grâce aux données issues de plusieurs carottages effectués dans l'Atlantique Nord (dont M29-191 aux larges de l'Irlande, figure 13), Bond (1997) définit un indice (IRD : Ice Rafted Debris) qui permet de restituer les grandes phases holocènes de dérive des glaciers (figure 14). L'auteur associe le pourcentage de ces débris (grains tachetés d'hématite, verres volcaniques d'Islande et carbonates détritiques) arrachés sur le continent par les glaciers transportés par les glaces et déposés dans le fond des océans à la dérive d'iceberg et donc à différentes périodes de refroidissements holocènes. Les derniers travaux de l'auteur (Bond *et al.*, 2001) associent ces variations climatiques holocènes de l'Atlantique Nord à la circulation thermohaline et à l'influence du forçage solaire (représenté dans la figure 15, par la courbe du C14 résiduel atmosphérique) et montrent que ces changements suivent un cycle de l'ordre d'un millénaire à un millénaire et demi. Entre 10 000 et 5000 cal BP, cet indice enregistre trois grandes phases de refroidissement dans l'Atlantique Nord. D'après la numérotation établi par l'auteur (Bond *et al.*, 1997), il s'agit des phases 4, 5 et 6 datées respectivement entre 5800 et 5200 cal. BP, entre 8000 et 7300 cal. BP et enfin entre 9600 et 9300 cal. BP (figure 14).

2.2.1.2. Les mesures du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

La mesure du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, ou $\delta^{18}\text{O}$ réalisée sur la carotte glaciaire GISP2 du Groenland (Johnsen *et al.*, 2001) et dans les ostracodes benthiques d'Ammersee en Allemagne (von Grafenstein *et al.*, 1999) nous renvoie aux variations holocènes de température et de précipitation (figure 14). Dans le premier cas, la mesure du rapport isotopique de l'oxygène emprisonné dans la glace fait référence au cycle de l'eau à l'échelle des océans. Sous l'effet de l'évaporation des océans au niveau de l'équateur, la vapeur d'eau se concentre en ^{16}O plus léger que l' ^{18}O . Cette masse d'air humide se dirige alors vers les plus hautes latitudes, se refroidit, se condense et ainsi perd de l' ^{18}O . Une fois aux niveaux des pôles, les phénomènes de condensation déversent les molécules d'eaux chargée et concentrée en ^{16}O sur la calotte glaciaire. C'est pourquoi, au cours d'épisodes plus froid, les températures favorisent la condensation dans les hautes latitudes et la neige des pôles s'enrichit davantage en ^{16}O . Le $\delta^{18}\text{O}$ diminue lorsque les températures diminuent et inversement

lorsque les températures remontent. La mesure de ce rapport dans les glaces du Groenland renseigne ainsi sur l'évolution régionale des températures du Nord Canada-Groenland.

Sur le calcaire des ostracodes échantillonnés dans le sud de l'Allemagne, la mesure du $\delta^{18}\text{O}$ permet, de la même manière, de quantifier le rapport isotopique des précipitations atmosphériques. La concordance des mesures réalisées dans le Groenland et en Allemagne, qui plus est pour des échelles de temps de quelques centaines d'années (figure 14) montre le caractère homogène des masses d'air circulant dans l'Atlantique Nord et en Europe. Ainsi, le rapport isotopique du lac d'Ammersee permet de mettre en évidence des phases de refroidissement et de réchauffement globales relatives à la circulation atmosphérique des hautes latitudes et thermohaline de l'Atlantique. La juxtaposition des courbes de GISP2 et d'Ammersee montre qu'à l'échelle de l'Europe centrale, le climat local est influencé par les régimes de temps de l'Atlantique Nord. Au cours de la première moitié de l'Holocène les mesures mettent en évidence deux périodes de refroidissement, l'une centrée sur 9200 cal. BP et l'autre sur 8200 cal. BP.

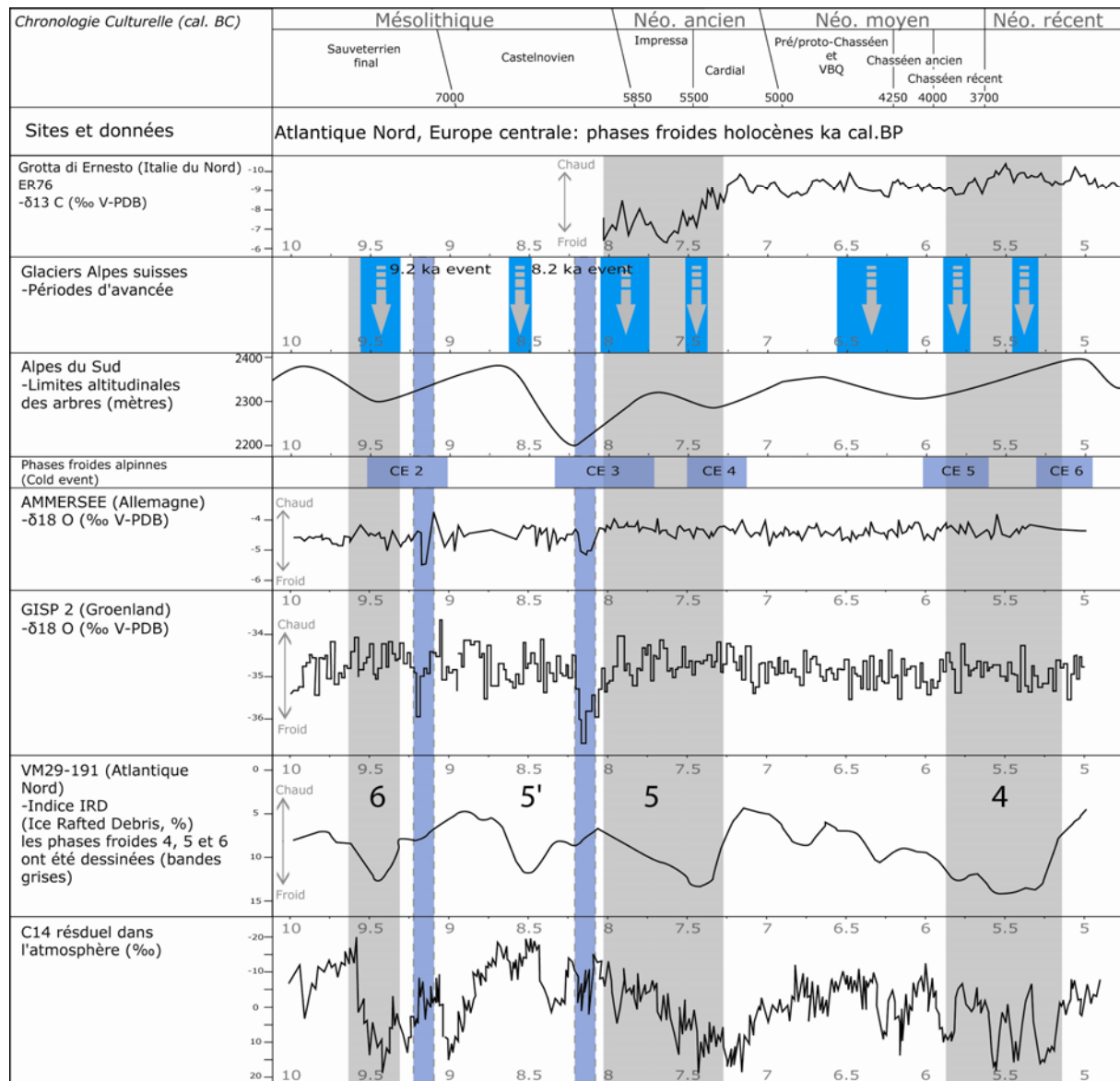


Figure 14 : Comparaison des données paléoclimatiques de l'Atlantique Nord et de l'Europe centrale. Mise en évidence des phases de refroidissement de la première moitié de l'Holocène. ERF6 (Scholz *et al.*, 2012). Les périodes d'avancées holocènes des glaciers suisses ont été estimées à partir de la compilation des âges radiochronologiques des phases de retrait obtenues sur neuf glaciers différents dans les Alpes suisses (Joerin *et al.*, 2006). La limite altitudinale des arbres dans les Alpes suisses est définie d'une part grâce à l'analyse de macro-fossiles et grains de pollen de plusieurs sites lacustres (Tinner et Vescovi, 2007) et d'autre part grâce à l'élaboration d'un modèle intégré (Heiri *et al.*, 2006). Les travaux de Hass *et al.* (1998) mettent en évidence les phases froides alpines (Cold Event) grâce à l'analyse des variations holocènes de la limite des arbres. Ammersee (von Grafenstein *et al.*, 1999). GISP 2 (Johnsen *et al.*, 2001 ; Meese *et al.*, 1994). Indice IRD (Bond *et al.*, 2001). C14 atmosphérique résiduel (Stuiver et Braziunas, 1993).

2.2.1.3. Les phases froides alpines

À l'échelle des Alpes, la reconstruction de la limite holocène des arbres (Heiri *et al.*, 2006 ; Tinner et Vescovi, 2007) combinée à la restitution des fluctuations de niveau de lac (Haas *et al.*, 1998) ainsi qu'aux phases de retrait et d'avancée des glaciers (Joerin *et al.*, 2006) a permis de mettre en évidence plusieurs phases froides et humides au cours des dix derniers

millénaires. Pour la période qui nous intéresse, c'est-à-dire la première moitié de l'Holocène, voici les principaux changements climatiques. Le premier enregistré entre 9500 et 9000 cal. BP se caractérise à la fois par une baisse de la limite des arbres dans les Alpes suisses et par une période de gonflement des glaciers alpins. Dans les travaux de Hass *et al.* (1998) ce changement correspond à la période de refroidissement CE2. Au cours de celle-ci la figure 14 permet de replacer l'événement de refroidissement de plus courte durée enregistré dans l'Atlantique Nord et en Europe central autour de 9200 cal BP. La phase de refroidissement alpine datée entre 9500-9000 cal. BP correspond à la phase Atlantique n°6 définie par l'indice IRD. L'ensemble de ces correspondances dévoilent la connexion du climat alpin avec le régime de temps de l'Atlantique Nord et à une plus vaste échelle avec le forçage solaire comme en témoigne la courbe du C14 atmosphérique résiduel (figure 14).

Entre 8600 et 8500 cal. BP, les travaux de Joerin *et al.* (2006) basés sur la compilation de datations par le radiocarbone dans les faciès de retrait glaciaire mettent en évidence une période de refroidissement. Au même moment, la limite altitudinale des arbres dans les Alpes suisses commence à chuter à nouveau alors que l'augmentation de l'indice IRD révèle une nouvelle période de dérive d'icebergs (phase 5'). Comme le montrent les travaux de Joerin *et al.* (2006), cette phase de refroidissement qui semble trouver ses origines dans les circulations atmosphérique et thermohalines de l'Atlantique Nord est immédiatement suivie d'une phase de retrait glaciaire, notamment dans le canton du Valais dans les Alpes suisses. Entre 8500 et 8000 cal BP, malgré cette phase de réchauffement enregistrée par les glaciers suisses (Joerin *et al.*, 2006), la chute de la limite altitudinale des arbres entamée vers 8600 cal. BP se corrèle avec la phase CE3 de refroidissement alpinne mise en évidence par Hass *et al.* (1998). A partir de 8000, jusqu'à environ 7300 cal BP les données alpines s'accordent avec l'indice IRD et l'intervalle n°5 pour mettre en évidence une longue phase de refroidissement. Cette chute des températures est également enregistrée dans la grotte di Ernesto, en Italie du nord au pied des Alpes à 1160 mètres d'altitude (Scholz *et al.*, 2012). Selon les auteurs, les mesures du $\delta^{13}\text{C}$ effectuées sur un spéléothème de la grotte sont le reflet, dans ce cas précis, des variations de température de surface.

Néanmoins, au cours de cette phase IRD n° 5, les données alpines révèlent une interruption de la tendance à la baisse des températures entre environ 7750 et 7500 cal BP, au cours de laquelle la limite des arbres remonte temporairement (Tinner et Vescovi, 2007) et au cours de laquelle le glacier du massif de Bernina se retire partiellement (Joerin *et al.*, 2006). Il s'agit également de la période de transition entre les phases CE3 et CE5 définies par Haas *et al.* (1998). Les travaux de synthèse de Scholz *et al.* (2012) sur les enregistrements relatifs aux

spéléothème du Nord-Est de l'Italie mettent également en évidence une phase de réchauffement entre 7600 et 7400 cal. BP.

A partir d'environ 7300 cal. BP, la limite des arbres dans les Alpes suisses remonte progressivement jusqu'à environ 6500 cal. BP. À partir de cette date, en plus des arbres qui redescendent en altitude, l'indice IRD enregistre une tendance à la hausse (phase froide) et les glaciers des Alpes suisses regagnent du terrain (figure 14). Cette tendance au refroidissement dans les Alpes se traduit par la mise en évidence des phases CE5 et CE6 entre 6000 et 5000 cal. BP parallèlement à l'identification de la phase n° 4 de l'indice IRD, qui confère à cette chute des températures alpines une origine atlantique. Par ailleurs, l'analyse chimique de la carotte GISP2 (Groenland) met également en évidence une importante phase de refroidissement dans l'Atlantique Nord entre 6000 et 5000 cal. BP (O'Brien *et al.*, 1995). Une phase de refroidissement à l'échelle de l'Hémisphère Nord que Mayewski *et al.* (2004) définissent comme une RCC (Rapid Climatic Change).

2.2.2. Les conditions de précipitation dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée au cours de la première moitié de l'Holocène

2.2.2.1. Existe-t-il un événement Sapropel 1 en mer Tyrrhénienne au cours de la première moitié de l'Holocène ?

Un événement Sapropel se définit par la présence inter-stratifiée de niveaux riches en carbone organique au sein des sédiments marins. La principale condition nécessaire à ce type de dépôt réside dans la diminution du taux de salinité de la mer Méditerranée. Cette diminution qui peut être induite de l'action combinée du réchauffement des eaux de surface et de l'apport d'eau douce dans la mer crée des colonnes d'eau composées en surface de masses de faible densité et de masses plus denses dans les eaux intermédiaires et profondes. La nouvelle structure des colonnes d'eau peut alors entraîner un stockage des nutriments en dessous de la zone euphotique (zone à photosynthèse) et ainsi favoriser la concentration de carbone organique dans les hautes profondeurs de la Méditerranée. Cette hypothèse qui associe les dépôts Sapropels avec l'importance d'apport d'eau douce et de sédiments terrigènes dans la mer, met en évidence une augmentation des précipitations et donc l'influence d'un forçage climatique (Ariztegui *et al.*, 2000). Au cours de l'Holocène ce processus (Sapropel S1), se met en place entre 9400 et environ 6500 cal. BP avec d'après les auteurs (Ariztegui *et al.*, 2000), une période d'interruption de 500 ans datée entre 8000 et 7500 cal. BP (figure 15). Il est identifié dans le bassin oriental de la Méditerranée (Emeis *et*

al., 2005 ; Rohling, 1994), en mer Adriatique et dans le sud de la mer Tyrrhénienne (Ariztegui *et al.*, 2000). L'étude de l'assemblage faunistique (foraminifères planctoniques) ainsi que les analyses isotopiques réalisées sur *Globigerina bulloides* et *Globigerinoides ruber* au sein du sondage MC 182-12 prélevé au large de la Calabre, montre effectivement une augmentation des apports d'eau douce entre 9400 et 6500 cal. BP interrompue entre 8000 et 7500 cal. BP (Ariztegui *et al.*, 2000).

Dans le nord de la mer Tyrrhénienne les enregistrements marins et continentaux mettent en évidence une évolution différente des conditions d'humidité. Comme le montre la figure 15 et les données relatives à la stratification des masses d'eau aux large du fleuve Ombrone (Carboni *et al.*, 2005) les observations et les mesures isotopiques effectuées sur les spéléothèmes de Corchia (Zanchetta *et al.*, 2007) et de Renella (Zhornyak *et al.*, 2011), les niveaux lacustres et la végétation du site d'Accesa (Finsinger *et al.*, 2010 ; Magny *et al.*, 2007a ; Vannièrre *et al.*, 2008), le Sapropel S1a est nettement moins humide que dans le sud de la mer Tyrrhénienne et de l'autre côté de la péninsule italienne. En élargissant la comparaison aux niveaux de lac de l'Europe centrale et occidentale ainsi qu'aux périodes de haute énergie fluviale de la Durance dans le Sud-Est de la France, les observations sont identiques (figure 15). Aussi, les données du Nord-Ouest de la Méditerranée mettent en évidence une période entre 9200 et 8250 cal. BP, en plein cœur du Sapropel 1a, pendant laquelle tous les marqueurs reflètent une diminution des précipitations et le développement de conditions plus xériques.

Avec l'événement 8200 cal. BP, les données du bassin Ouest de la Méditerranée se scindent en deux ensembles géographiques, le premier caractérisé par des conditions plus humides et le second par des conditions plus sèches. Magny *et al.* (2003) situent le renforcement des conditions de précipitation entre les latitudes 50° et 43°N (du nord au sud). Sur la figure 15, les données relatives à différents sites situés entre les latitudes 45° et 43°N (grotte de Corchia, grotte de Renella, lac d'Accesa, embouchure de l'Ombrone, vallée de la Durance) témoignent de ce changement climatique. À Accesa, la végétation xérique recule (Drescher-Schneider *et al.*, 2007) et le niveau lacustre se réhausse (Magny *et al.*, 2007a). À Corchia les mesures isotopiques enregistrent les premières baisses significatives des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ (Zanchetta *et al.*, 2007). À Renella la stratigraphie du spéléothème étudié enregistre une interruption de croissance en raison du dépôt d'une épaisse couche détritico-fluviale (Zhornyak *et al.*, 2011). Dans l'embouchure de l'Ombrone les données collectées montrent une importante stratification de la colonne d'eau avec une diminution des taux de salinité en surface et une augmentation des foraminifères planctoniques d'eau chaude

(Carboni *et al.*, 2005). Cette diminution fait écho, d'après les auteurs, à une augmentation des apports d'eau douce en mer et donc à un renforcement des conditions de précipitation. Enfin dans la vallée de la Durance, l'analyse géomorphologique révèle un renforcement de la dynamique fluviale tout comme dans la vallée de la Loire (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2010) et du Rhône (Berger *et al.*, 2002). A partir de 8000 cal. BP, au cours de l'interruption du Saproel 1, les tendances climatiques entre le Nord et le Sud de la mer Tyrrhénienne se différencient à nouveaux.

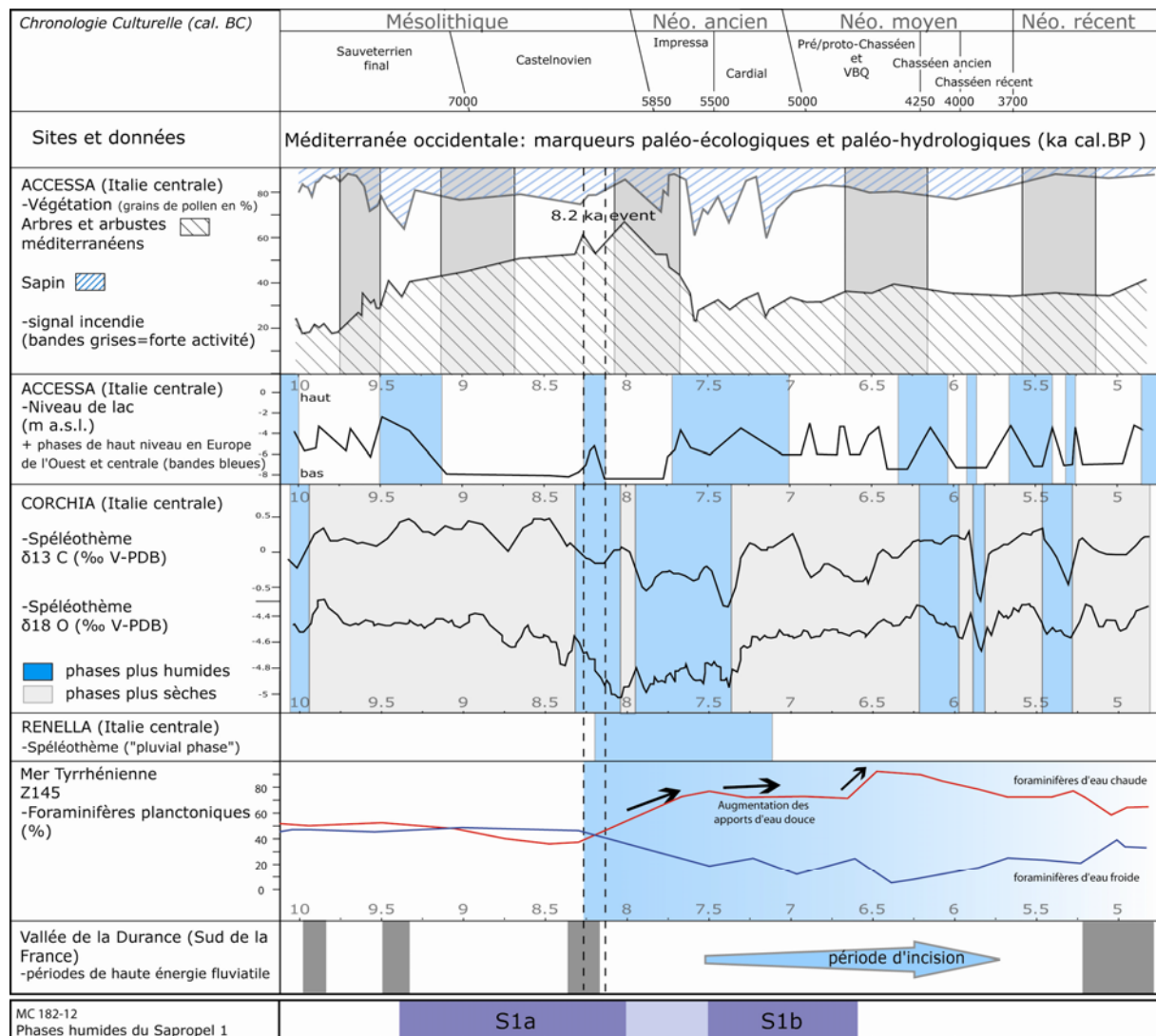


Figure 15 : Comparaison des données paléo-écologiques et paléo-hydrologiques du bassin Nord Ouest de la Méditerranée. Mise en évidence des phases plus humides de la première moitié de l'Holocène. **Accessa** : analyse pollinique (Drescher-Schneider *et al.*, 2007), analyse du signal incendie (Vannière *et al.*, 2008), analyse des niveaux lacustres (Magny *et al.*, 2007a). Les phases de haut niveau lacustre en Europe centrale et de l'Ouest sont issues de Magny (2004). **Grotte de Corchia** (Zanchetta *et al.*, 2007). **Grotte de Renella** (Zhomyak *et al.*, 2011). **Z145** (Carboni *et al.*, 2005). **Moyenne vallée de la Durance** (Miramont, 1998). **MC 82-12** (Ariztegui *et al.*, 2000).

L'analyse isotopique d'une spéléothème dans la grotte de Corchia (Italie du nord), montre qu'effectivement le Sapropel 1 n'est pas homogène à l'ensemble du bassin Ouest de la Méditerranée (Zanchetta *et al.*, 2007). L'analyse du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ permet d'après les auteurs de mettre en évidence, conjointement aux plus basses valeurs du $\delta^{18}\text{O}$, une augmentation des précipitations atmosphériques induites d'une récurrence de l'oscillation Nord Atlantique en phase négative. Ils s'appuient également sur le $\delta^{13}\text{C}$ dont la variation, ici, serait essentiellement gouvernée par la production en CO_2 des sols en surface. Les valeurs négatives du $\delta^{13}\text{C}$ sont ainsi mises en relation avec une augmentation des apports en CO_2 des sols relative à un plus large couvert forestier sur les versants et donc à des conditions plus humides et chaudes (Drysdale *et al.*, 2006 ; Zanchetta *et al.*, 2007). Cette accentuation des conditions d'humidité est datée entre 7900 et 7400 cal. BP, exactement au cours de l'interruption de l'événement Sapropel. Au même moment à Renella, la croissance d'un spéléothème est interrompue par une épaisse couche de sables grossiers alluviaux que les auteurs identifient comme un dépôt de haute énergie fluviale (Zhornyak *et al.*, 2011). Les nombreuses datations permettent de resituer cette phase entre 8200 et 7100 cal. BP.

Sur le site d'Accesa les conditions climatiques sont plus variables et respectent davantage la chronologie du Sapropel 1. En effet, les fluctuations du niveau de lac (Magny *et al.*, 2007a), en concordance avec celle des lacs d'Europe occidentale et centrale (Magny, 2004), montre une première phase de haut niveau autour de 8200 cal. BP, suivie d'une phase de bas niveau laquelle dure jusqu'à environ 7750 cal. BP. Cette phase de bas niveau qui est enregistrée entre environ 8100 et 7750 cal. BP, correspond via le traitement du signal incendie à une phase caractérisée par une augmentation de la fréquence des incendies (Vannière *et al.*, 2008) et donc à une augmentation des conditions xériques, en l'occurrence estivales. Au même moment la végétation méditerranéenne (principalement le chêne vert et la bruyère arborescente) qui représente la formation dominante du site, avec en moyenne 50 % des apports polliniques totaux (figure 15) semble profiter de ces conditions et des incendies à répétition. Sur le site d'Accesa, les conditions plus humides reviennent vers 7700 cal. BP, comme en témoigne la hausse du niveau lacustre, la baisse de la fréquence des incendies, la chute des taxons méditerranéens et la forte croissance du sapin qui nécessite une humidité atmosphérique élevée et constante tout au long de l'année (figure 15). La fin de cette optimum climatique, ou devrions nous dire le retour de conditions plus sèches se manifeste à Accesa vers 7100-7000 cal. BP, vers 7400 cal. BP à Corchia, et enfin vers 7100 cal. BP à Renella. On retrouve ensuite deux nouvelles phases caractérisées par une augmentation des conditions

plus humides, la première centrée sur 6000 cal. BP et la seconde centrée sur 5500 cal. BP. Toutes les deux sont caractérisées par une hausse des niveaux de lac à Accesa et en Europe centrale mais également par la baisse des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ à Corchia (figure 15). Autour de 5500 cal. BP, l'augmentation de la fréquence des incendies enregistrée à Accesa montre que ce renforcement des précipitations concerne davantage les mois d'hiver. A noter que dans la basse vallée de la Durance (Sud-Est de la France), d'importants processus érosifs ont été enregistrés entre 7500 et environ 5750 cal. BP.

En résumé à l'image de l'événement Sapropel 1 considéré comme un optimum climatique, les conditions de précipitation à l'échelle de la mer Tyrrhénienne ne sont pas homogènes. La confrontation des données observées au sein de la carotte MC82-12, enregistrant l'événement Sapropel 1 au sud de la mer Tyrrhénienne avec les données observées à Accesa, Corchia et Renella, montre des décalages voire des inversions pouvant être liée à l'hétérogénéité des masses d'air à l'origine des précipitations en Méditerranée. À partir de la synthèse réalisée par Magny *et al.* (2011) sur la fluctuation des niveaux de lac en Méditerranée et des analyses isotopiques réalisées sur des sites de l'Italie du Nord (Spötl *et al.*, 2010), une subdivision climatique du bassin méditerranéen au cours de la première moitié de l'Holocène peut être proposée. Une bipartition Nord/Sud, dont la frontière se situerait au niveau de la latitude 43°N (site d'Accesa en Italie) de part et d'autre de laquelle les conditions de précipitation seraient différentes. L'événement 8200 cal. BP, en est un très bon exemple, puisqu'au sud de cette latitude les conditions deviennent plus xériques, alors qu'au nord jusqu'à la latitude 50°N les conditions sont plus humides (Magny *et al.*, 2003).

2.2.3. Synthèse des changements paléoclimatiques enregistrés dans l'arc Liguro-Provençal

En confrontant l'ensemble des données paléoclimatiques utilisées ici, on peut proposer la synthèse suivante. La première observation que l'on puisse faire, c'est que la grande majorité des anomalies ou des changements climatiques (température et précipitation) enregistrés dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée semble répondre, ou du moins sont contemporains des grandes phases de refroidissement enregistrées dans l'Atlantique Nord et plus précisément aux phases 4, 5 et 6 de l'indice IRD (Bond *et al.*, 2001).

D'un point de vue sociétale, il est encore très difficile d'apprécier l'impact de ces anomalies ou changements. En outre, dans la première moitié de l'Holocène, le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée est le témoin d'une mutation majeure des sociétés. En effet, autour

de la transition du 7^{ème} et du 6^{ème} millénaire BCE, c'est-à-dire un peu après 8000 cal. BP, l'économie de prédation des groupes mésolithiques laisse place à l'économie de production des groupes néolithiques. Ce changement souvent défini comme une révolution intervient au cours d'un important changement climatique (phase 5 de l'indice IRD) et peu de temps après l'anomalie globale enregistrée à l'échelle de la planète autour de 8200 cal. BP (c'est-à-dire vers 6150 cal. BCE). Les travaux de Berger et Guilaine (2009) ont montré que l'anomalie de 8200 cal. BP peut être considérée pour les premières populations néolithiques du sud de l'Europe comme une opportunité majeure. Les auteurs font référence à l'ouverture naturelle des paysages causée par l'augmentation de la fréquence des incendies climatiques. Selon les auteurs cette adaptation a pu jouer un rôle dans l'extension des pratiques du Néolithique depuis la Turquie et Chypre en passant par la Bulgarie et la Grèce.

À partir de ces considérations nous proposons de resituer sur la très longue durée cette mutation des sociétés au sein des différents changements climatiques enregistrés dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée entre 10 000 et 5000 cal. BP (soit depuis le Sauveterien final jusqu'au Néolithique récent).

Le premier changement majeur intervient entre 9600 et 9300 cal. BP, les enregistrements de l'Atlantique Nord (phase 6 de l'indice IRD), de l'Europe centrale, ainsi que les archives alpines mettent toute en évidence la succession d'épisodes plus froids. Dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée, cette péjoration climatique se manifeste par un renforcement de l'humidité, à l'image des hauts niveaux de lac du site d'Accesa et des enregistrements de haute énergie fluviale dans la vallée de la Durance. Peu après la phase 6 de l'indice IRD, une anomalie enregistrée dans les $\delta^{18}\text{O}$ des séquences du Groenland et d'Allemagne du sud semble mettre en évidence un nouvel épisode de refroidissement, mais cette fois-ci plus brutal et plus bref centré autour de 9200 cal. BP. Cette anomalie a déjà été identifiée dans plusieurs séquences mondiales (Fleitmann *et al.*, 2008) mais reste très discrète dans nos enregistrements du bassin Nord-Ouest de la Méditerranée. Cette date correspond tout au plus à une phase de haut niveau lacustre.

Le second grand changement climatique dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée s'opère entre 8200 et environ 7100 cal. BP. Un millénaire pendant lequel un nouveau refroidissement atlantique (phase 5 de l'indice IRD) alpin et sub-alpin coïncide avec un renforcement des conditions de précipitation dans le Nord-Ouest de l'Italie et le Sud-Est de la France (figure 14 et figure 15).

Selon la résolution des données disponibles, ce millénaire globalement plus humide se scinde en plusieurs phases. La première correspond à l'anomalie climatique de 8200 cal. BP

liée à des changements abrupts dans les circulations atmosphériques et océanographiques. L'origine et l'impact de cette anomalie à l'échelle du globe ont été longuement discutés dans la littérature (Alley et Ágústsdóttir, 2005 ; Berger et Guilaine, 2009 ; Nesje et Dahl, 2001 ; Nesje *et al.*, 2004 ; Tinner et Lotter, 2001). Elle se définit dans l'Atlantique Nord et en Europe comme en témoigne l'installation de la phase alpine CE 3 par une chute des températures. Mais contrairement à l'événement 9200 cal. BP, celui de 8200 va avoir de fortes implications sur le climat du Nord-Ouest de la Méditerranée. En fonction des latitudes, cet épisode se caractérise soit par l'installation très rapide de conditions plus froides et sèches, soit de conditions plus froides et humides. Dans le nord de la mer Tyrrhénienne, alors que les conditions xériques s'installent, cet épisode de refroidissement entraîne avec lui un retour des conditions plus humides (figure 15).

Au cours de la phase de refroidissement située entre 8000 et 7300 cal. BP enregistrée à la fois dans l'Atlantique Nord (phase n° 5 de l'indice IRD), dans les Alpes, en Italie du Nord (Grotta di Ernesto) et en Europe centrale (Ammersee) (figure 14), les conditions de précipitation dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée sont divergentes. À Renella, Corchia et dans l'embouchure de l'Ombrone, les archives climatiques mettent toutes en évidence un développement des conditions plus humides, alors qu'à Accesa et dans le sud de la mer Tyrrhénienne (interruption du Saprpel 1) les données paléocéologiques et paléohydrologiques révèlent un retour des conditions plus sèches respectivement entre 8000 et 7700 cal. BP et entre 8000 et 7500 cal. BP avant un nouveau retour des conditions plus humides entre 7600 et 7000 cal. BP à Accesa et entre 7500 et 6600 cal. BP dans le sud de la mer Tyrrhénienne (figure 14).

Ensuite, pendant environ un millénaire entre 7000 et 6000 cal. BP les conditions climatiques se stabilisent. En comparant la courbe du C¹⁴ résiduel dans l'atmosphère, représentatif de l'activité solaire avec la courbe de l'IRD, on s'aperçoit que les valeurs extrêmes sont moindres par rapport au début de l'Holocène et que les enregistrements sont globalement plus linéaires. A partir de 6000 jusqu'à environ 5200 cal. BP les données de l'Atlantique Nord (phase n°4 de l'indice IRD) et des Alpes suisses mettent en évidence une nouvelle phase de refroidissement. Sur le littoral tyrrhénien cela se traduit par la succession de deux principales phases plus humides, la première centrée sur 6000 cal. BP et la seconde sur 5500 cal. BP.

La restitution des conditions climatiques au cours de l'Holocène dans le bassin Nord Ouest de la Méditerranée est très complexe. Néanmoins ce travail de synthèse a pu mettre en évidence plusieurs phases pour lesquelles les données paléoclimatiques révèlent un

renforcement des conditions de précipitation (10100-9800 ; 9500-9200 ; 8200 ; 7900-7400, 6200-5800 et 5500-5300 cal. BP) qui au vu de leur correspondance avec les données de l'Atlantique Nord, résultent d'un régime climatique global, lui-même induit de l'activité solaire comme le montrent les études réalisées sur le début de l'Holocène (van der Plicht *et al.*, 2004 ; van Geel *et al.*, 2003). Cela dit nous avons pu voir également que suivant la position géographique du site, l'impact de ces régimes globaux n'est pas le même. La position au sein des latitudes moyennes, les particularités topographiques, géographiques et altitudinales sont autant de critères qui définissent la réponse climatique d'un site donné.

3. Les données polliniques littorales du quart Nord-Ouest de la Méditerranée : lecture de l'évolution de la végétation sous le prisme des transitions chronoculturelles mésolithiques et néolithiques.

A l'échelle de l'Holocène, le littoral Nord-Ouest de la Méditerranée est documenté par de nombreuses analyses. Cependant afin de parcourir les transitions chronoculturelles qui nous intéressent, seules les analyses dont la chronologie de la première moitié de l'Holocène est suffisamment précise ont été retenues (figure 16).

Parmi celles-ci, on retrouve évidemment les études de Jacques-Louis De Beaulieu (1977) et Hélène Triat-Laval (1979) qui marquent, avec leur synthèse respective sur les Alpes méridionales et la basse vallée du Rhône, le début de l'expertise paléoenvironnementale du sud de la France. À partir de ces travaux majeurs les analyses côtières entre Perpignan et Nice se sont alors multipliées, notamment dans le Languedoc dont le littoral est ponctué d'étangs, lagunes et tourbières côtières (Court-Picon *et al.*, 2010 ; Planchais, 1982, 1985, 1987 ; Puertas, 1998), dans la basse vallée du Rhône (Andrieu-Ponel *et al.*, 2000), le golfe du Lion (Beaudouin *et al.*, 2007a ; Beaudouin *et al.*, 2005), quelque peu en Provence cristalline (Dubar *et al.*, 2004 ; Nicol-Pichard, 1987 ; Triat-Laval et Reille, 1981), dans le département des Alpes-Maritimes (Dubar *et al.*, 1986 ; Guillon *et al.*, 2010 ; Kharbouch et Gauthier, 2000 ; Lopez -Saez *et al.*, 2001 ; Nicol-Pichard, 1982 ; Nicol-Pichard et Dubar, 1998 ; Sivan et Court-Picon, 2007) et en Corse où l'on retient ici celles conduites sur le littoral dans l'étang de sale près d'Aléria (Reille, 1990) sur les lagunes de Saleccia et de Galeria à l'embouchure du Fango (Reille, 1992a).

De l'autre côté des Alpes, sur la côte italienne du nord-ouest de la mer Tyrrhénienne, les analyses polliniques concernant le début de l'Holocène sont davantage concentrées et plus récentes. Nous retiendrons celles réalisées sur le littoral ligurien et toscan (Aguzzi *et al.*, 2007 ; Bellini *et al.*, 2009 ; Biserni et van Geel, 2005 ; Colombaroli *et al.*, 2007 ; Colombaroli *et al.*, 2008 ; Drescher-Schneider *et al.*, 2007 ; Lippi *et al.*, 2007 ; Magri, 1999 ; Magri et Sadori, 1999) ainsi que celles réalisées dans les Apennins septentrionaux (Cruise, 1990 ; Cruise *et al.*, 2009 ; Lowe et Watson, 1993 ; Vescovi *et al.*, 2010a ; Vescovi *et al.*, 2010b) afin de comparer les signaux polliniques de basses et hautes altitudes.

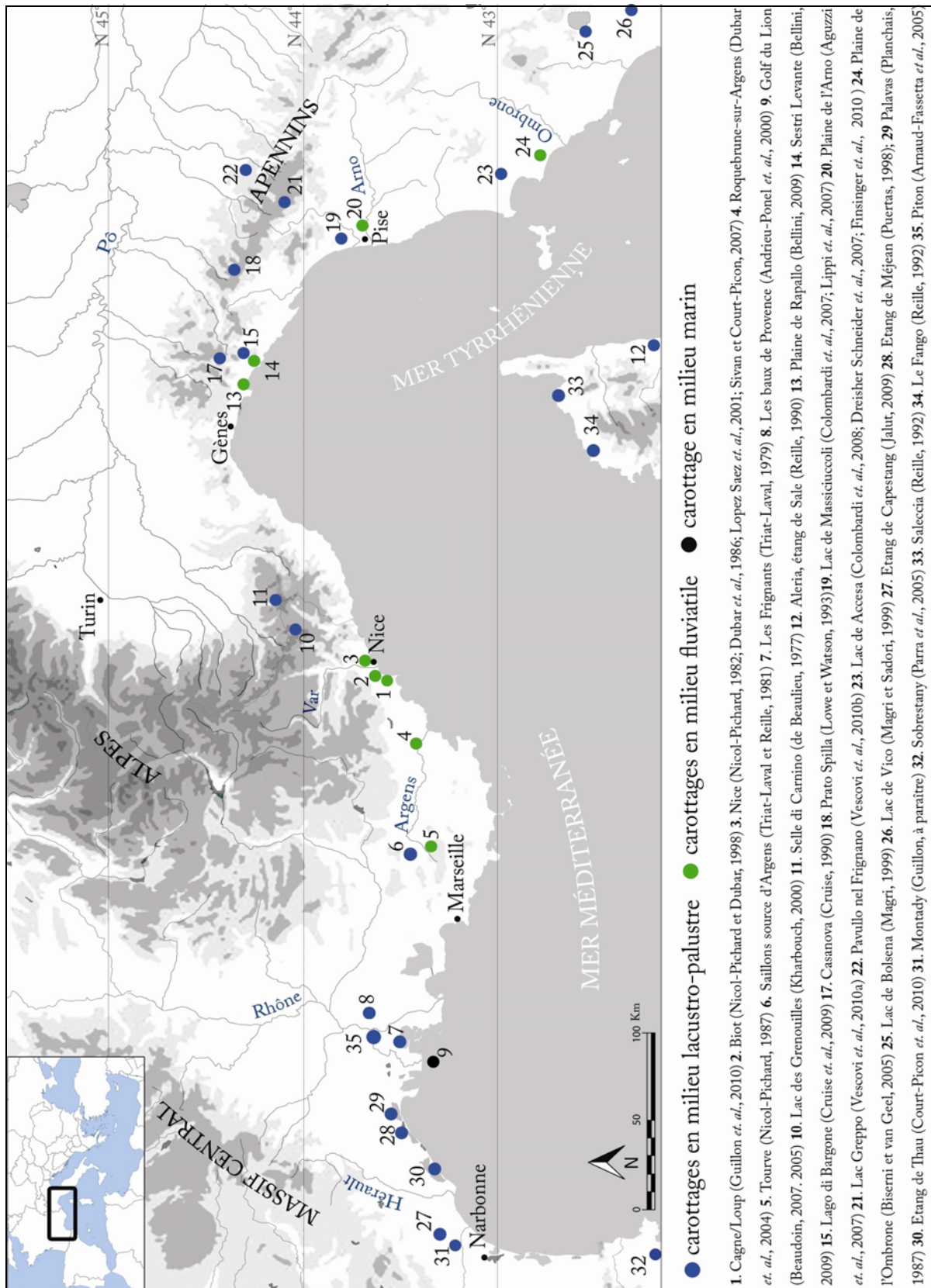


Figure 16 : Localisation des principales analyses polliniques de l'Holocène ancien citées dans cette étude.

3.1. La fin du 8^{ème} et le début du 7^{ème} millénaire BCE. La phase finale du Sauveterrien

Au cours du premier Mésolithique français, l'apparition au 10^{ème} millénaire BCE dans le sud de la France des pointes du type Sauveterre (relatif au site éponyme Sauveterre-la-Lémance), des triangles de type Montclus ainsi que du phénomène d'hypermicrolitisation, détermine la naissance d'une nouvelle industrie lithique qualifiée de sauveterrienne.

En France méridionale, derrière le terme de Sauveterrien se cache un Mésolithique dit provençal, un véritable technocomplexe que les auteurs décrivent comme homogène (Guilbert, 2003). Cependant la définition du Sauveterrien comme entité culturelle doit être nuancée et critiquée de part la présence dans les installations mésolithiques insulaires des îles tyrrhéniennes, de la Corse et de la Sardaigne d'une industrie lithique présentant des spécificités propres d'ordre typo-technologique (Costa, 2004). Par ailleurs, il faut noter la dissemblance existante entre le Sauveterrien et le *Sauveterriano* de l'Italie du Nord dont l'industrie lithique présente d'après Valdeyron (2008) plus de différences que de ressemblances avec les séries provençales.

Dans quel environnement végétal les mésolithiques du Sauveterrien ont-ils évolué ? Nous tentons de répondre à cette question en replaçant l'économie prédatrice de ces populations qui ont du s'adapter au réchauffement postglaciaire, au sein des différents environnements côtiers du Nord-Ouest de la Méditerranée. En rapprochant les données chronoculturelles et les données paléoenvironnementales littorales régionales, on constate que ces populations du Mésolithique ont du s'adapter à des paysages très divers. Il s'agit d'une végétation évolutive qui à l'échelle des premiers millénaires de l'Holocène a été façonnée par les oscillations climatiques, notamment l'Oscillation Préboréal (Magny *et al.*, 2007b) relatives aux fluctuations de l'activité solaire et de la circulation thermohaline des océans, par la remontée marine qui débute il y a 20 000 ans et bien évidemment par le réchauffement postglaciaire qui participe à l'expansion holocène des principales espèces mésophiles.

Ainsi, entre les 10^{ème} et 8^{ème} millénaires BCE, les populations du Mésolithique ont du faire face à de nombreuses variations climatiques, certaines brusques et violentes, à l'origine du façonnage des paysages et de leurs transformations. Cela étant dit, comme en témoigne l'importance de la connexion qu'ils ont eue par exemple avec le milieu marin (Kozłowski, 2005) en termes de ressource naturelle et de voie de communication¹¹, les sociétés mésolithiques ont du sans doute faire preuve d'une grande capacité de résilience. D'ailleurs,

¹¹ Certaines îles de Grèce, jusqu'alors inhabitées, sont colonisées par les sociétés mésolithiques du continent à partir de 9000 BP (Sampson *et al.*, 2002).

pour Kozłowski (2005) les changements observés dans les économies de subsistance marquées par une plus grande diversité des ressources alimentaires, et notamment marines, est à l'origine de nouveaux mouvements saisonniers entre les zones littorales et les zones plus montagneuses.

Ici, les données polliniques du Loup et de la Cagne traitées dans cette étude ne débutent pas avant la fin du 8^{ème} millénaire BCE, c'est donc la phase finale du Sauveterrien du sud de la France, correspondant au Mésolithique récent de Corse ainsi qu'au *Sauveterriano* final d'Italie du nord, qui nous intéresse. Au vu des diagrammes polliniques, cette période correspond à la chronozone du Boréal, laquelle débute vers environ 8000 cal. BCE, jusqu'à environ 7000 cal. BCE. En longeant la côte méditerranéenne d'est en ouest, en partant de la Toscane pour aller jusque dans les lagunes languedociennes, en passant par le nord de la Corse, on s'aperçoit que la végétation du Boréal y est complètement différentes. Au-delà de la différence de la nature des sites traités (lacustro-palustre, fluviale ou marin), cela s'explique surtout par les différences de substrats, les différences d'altitudes des sites étudiés, la géomorphologie locale différentielle, la connexion plus ou moins lointaine du sondage avec un réseau hydrographique et/ou la mer, et de la fréquentation humaine du site etc... Néanmoins, ce qui nous intéresse ici c'est d'observer les tendances régionales qui nous renseigneraient, non pas sur les conditions bioclimatiques locales, mais sur des événements régionaux d'ordre climatiques et/ou anthropiques qui pourront alors, expliquer certaines tendances observées dans les spectres polliniques du Loup et de la Cagne. Pour la période du Sauveterrien le mode de subsistance économique et alimentaire des sociétés mésolithiques basée sur la récolte, la pêche et la chasse occasionne en termes de régression des forêts, qu'un impact mineur sur l'environnement végétal qu'elles exploitent. De ce fait pour cette phase finale du Mésolithique, il s'agira uniquement de mettre en évidence les grandes formations forestières ainsi que leurs évolutions, engendrées par les variations climatiques régionales.

Dans les Apennins septentrionaux (figure 19), les comblements boréaux des lacs du Prato Spilla (Lowe et Watson, 1993) et del Greppo (Vescovi *et al.*, 2010a), qui se situent entre 1000 et 1500 mètres d'altitude, mettent tous en évidence une végétation dominée par le sapin accompagné du noisetier en lisière ainsi que d'une chênaie ormaie à Prato Spilla. En dessous de 1000 mètres d'altitude, dans l'étage supraméditerranéen, la sapinière et la chênaie mixte sont également dominantes comme en témoigne le diagramme du lac di Bargone (Cruise *et al.*, 2009) situé à 830 mètres. À 670 mètres d'altitude à Pavullo nel Frigno (Vescovi *et al.*, 2010b) le sapin est également dominant. Au même moment, dans les plaines littorales de Ligurie et de Toscane, la végétation y est complètement différente. À basse altitude, la

sapinière laisse place à un paysage de chênaie ormaie sur les sols profonds et de pinède sur les versants et plateaux alentours. Par ailleurs, dans le nord du Latium sur les sites du lac de Vico (Magri et Sadori, 1999) et de Bolsena (Magri, 1999) ces paysages évoluent, puisqu'à la fin du Boréal la chênaie ormaie commence à régresser au profit du hêtre et du chêne vert qui connaîtront une forte croissance au cours de l'Atlantique (6^{ème} et 5^{ème} millénaires BCE)

En Provence, les données polliniques du sauveterrien sont plutôt rares. Néanmoins, on observe à basse altitude, à la fois à Biot dans les Alpes-Maritimes (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) et à Tourves dans le Var (Nicol-Pichard, 1987), une chênaie très bien représentée qui plus est croissante à l'échelle du Boréal. Dans le détail, cette chênaie s'accompagne de formations dites méditerranéennes à chêne vert dans le Var et s'enrichit de tilleul dans les Alpes-Maritimes aux cotés de la pinède présente sur les sols mieux drainés. Le sapin quant à lui apparaît brutalement à Biot (figure 17) en même temps que l'aulne à la fin du Boréal vers environ 7368 cal. BCE (figure 20). Toujours dans les Alpes-Maritimes, dans la vallée des Merveilles mais cette fois ci à 2100 mètres d'altitude sur les sites du lac long supérieur (Kharbouch et Gauthier, 2000) et du lac des Grenouilles (Kharbouch, 2000) le Boréal est représenté par le bouleau, reliquat des périodes plus froides du Tardiglaciaire et du Préboréal, du chêne à feuille caduque, du pin et du noisetier.

Dans le delta et pro-delta du Rhône, les données polliniques issues à la fois de carottages marins et lacustres mettent en évidence des spectres assez différents les uns des autres. Les séquences marines du Golfe du Lion (Beaudouin *et al.*, 2005) pour lesquelles la résolution chronologique est assez faible montre une prédominance du chêne et du pin dans les spectres centrés sur la date de 7618 cal. BCE. Les séquences du marais des Baux (Andrieu-Ponel *et al.*, 2000) dans la plaine alluviale du Rhône, bien que mal datées, enregistrent pour le début du Boréal de fortes valeurs de bouleau, lesquelles régressent dans la deuxième moitié du Boréal au profit du noisetier et de la chênaie ormaie. Bien qu'un peu lacunaire pour le Boréal nous disposons également de la longue séquence des Frignants analysée par Triat-Laval (1979) qui montre pour la première moitié du 8^{ème} millénaire BCE des spectres dominés par la chênaie ormaie, le pin et le noisetier accompagnés par le sapin et le hêtre à hauteur de 10 % chacun.

Les enregistrements polliniques de la côte languedocienne pour le Sauveterrien sont assez homogènes, ils mettent tous en évidence une chênaie ormaie croissante et d'importantes valeurs de noisetier qui tendent à diminuer à la fin du 8^{ème} millénaire BCE. Le pin est également bien représenté, tout comme le chêne vert à l'étang de Thau (Court-Picon *et al.*, 2010) et à l'étang de Capestang (Jalut *et al.*, 2009) qui croît au début du 7^{ème} millénaire BCE,

mettant en évidence avec les séquences des lacs de Vico et de Bolsena (Italie) les premières valeurs significatives du chêne vert du début de l'Holocène. Ces enregistrements mettent en évidence les prémices d'une végétation qui deviendra au cours de l'Atlantique (7^{ème}, 6^{ème} et 5^{ème} millénaires BCE), sous la pression du climat et de l'homme, de plus en plus xérophile, et façonnera nos paysages actuels si communs de garrigue et de maquis.

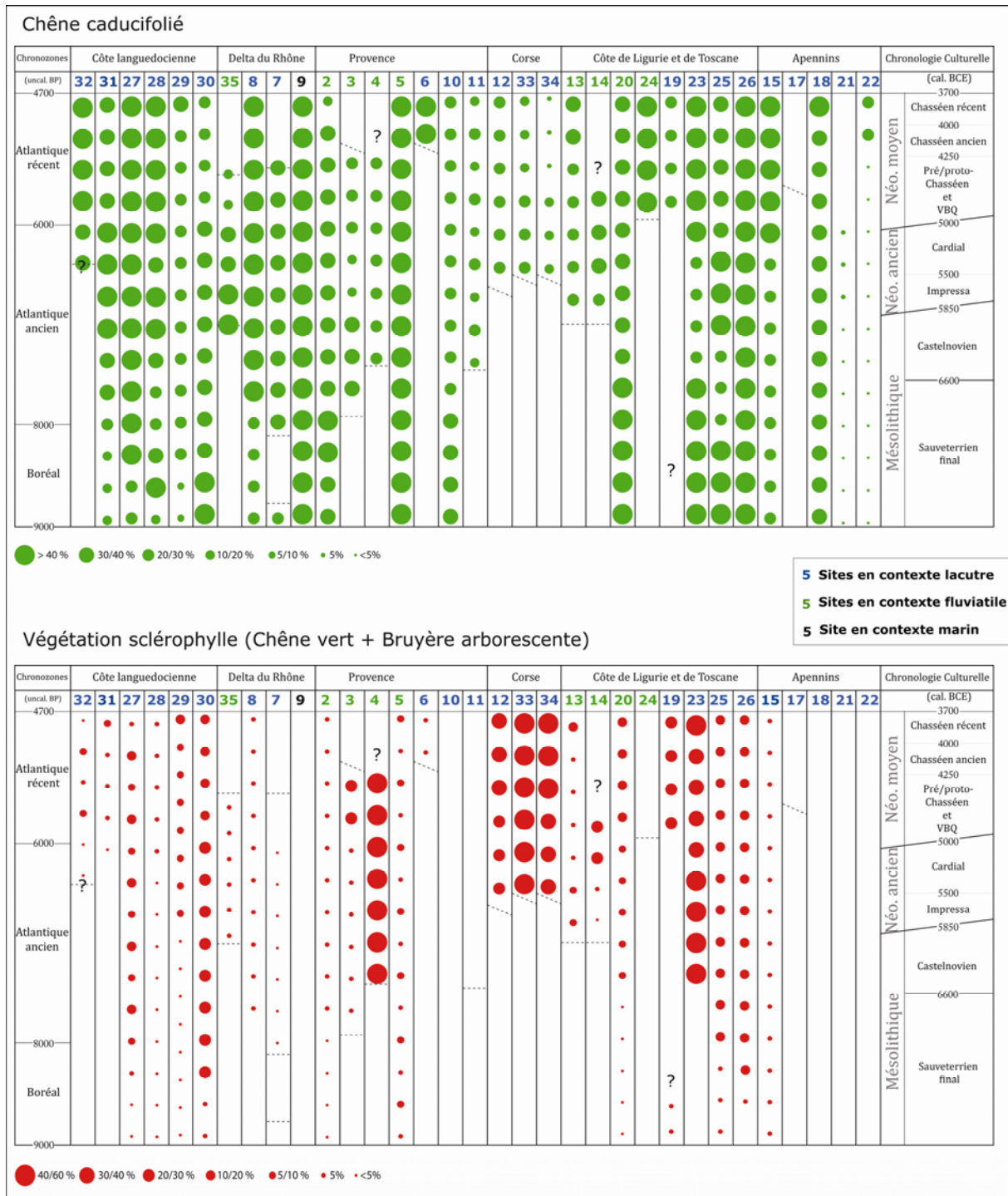


Figure 18 : Le chêne pubescent (*Quercus pubescens*) et la végétation méditerranéenne (*Quercus ilex* et *Erica arborea*) dans les séquences polliniques du Sud de la France et du Nord de l'Italie entre 8000 et 3700 cal. BCE. Les pourcentages sont relatifs à la totalité des grains de pollen décomptés pour chaque site. Le numéro des sites fait référence à la carte de la figure 16. Les pointillés indiquent les limites supérieures et inférieures des sondages polliniques et les points d'interrogations indiquent le caractère incertain de la chronologie des spectres polliniques.

3.1.1. Lecture de l'analyse des correspondances des spectres polliniques pour le Sauveterrien final

L'analyse factorielle des correspondances (AFC) est réalisée sur le logiciel R 2.15.1 à partir d'un lot d'individus correspondant aux différents sites polliniques traités dans cette étude (figure 16). Les taxons polliniques exprimés en pourcentage relatif constituent les variables de l'analyse. La chênaie mixte englobe les valeurs du chêne pubescent (*Quercus pubescens*), de l'orme (*Ulmus* sp.) et du tilleul (*Tilia* sp.), alors que la végétation méditerranéenne de type maquis ou garrigue réunit les valeurs de la bruyère arborescente (*Erica arborea*) et du chêne vert (*Quercus ilex*) ainsi que dans une moindre mesure le chêne liège (*Quercus suber*) et le lentisque (*Pistachia* sp.). L'AFC, à défaut de pouvoir travailler à partir des données brutes de comptage a été réalisée selon les pourcentages relatifs de chaque taxon. Bien que les valeurs d'abondances du tableau de contingence soient interdépendantes, le choix de l'AFC permet néanmoins de mettre en évidence les différents liens entre les spectres polliniques en fonction des taxons enregistrés pour chaque individu. De cette manière, il est possible de comparer le degré de ressemblance des spectres entre eux, non pas en fonction de l'abondance de tel ou tel taxon, mais en fonction de l'abondance de l'ensemble des taxons composant le spectre.

Concernant les spectres attribués grâce aux datations par le radiocarbone à la période du Sauveterrien final (8^{ème} millénaire BCE), l'AFC nous montre que les spectres des Apennins septentrionaux se répartissent autour du sapin et que l'ensemble des spectres littoraux à la fois de la côte tyrrhénienne, provençale et languedocienne sont centrés sur la variable de la chênaie mixte. Cependant les individus 25 et 26 (lac de Bolsena et de Vico) du littoral de Toscane tendent vers la végétation méditerranéenne marquant les prémices d'une végétation plus xérique de type garrigue. L'analyse montre enfin que la présence du hêtre dans les spectres polliniques attribués au Sauveterrien final n'est pas significative.

Enfin, une analyse par composante principale (ACP) nous a permis d'établir les degrés de correspondance entre les différentes variables actives après avoir rajouter la nature des sites ainsi que leurs altitudes (figure 19b). Ce cercle de correspondance montre que l'abondance du sapin dans les spectres polliniques est positivement corrélée avec l'altitude des sites qui est elle-même négativement corrélée avec la chênaie mixte. Cela signifie qu'au cours du Sauveterrien, le sapin est principalement cantonné aux sites d'altitudes, en l'occurrence au delà de 1000 mètres, alors que la chênaie mixte semble préférer les étages méso- et supraméditerranéens.

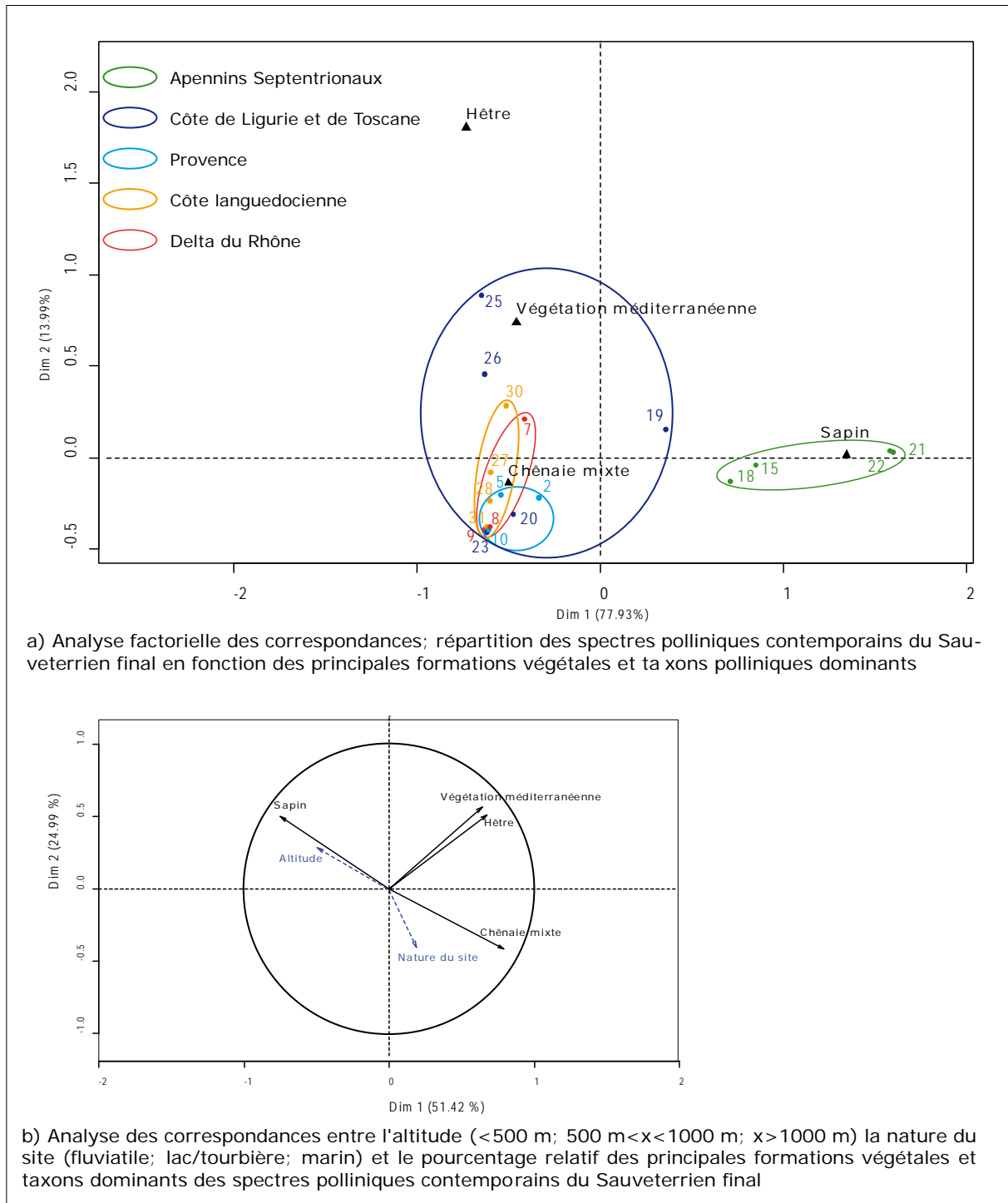


Figure 19 : Analyses statistiques des correspondances des spectres polliniques attribués à la chrono-culture du Sauveterrien final.

Le numéro des sites fait référence à la carte de la figure 16.

3.2. Le 7^{ème} millénaire BCE. Le Mésolithique castelnovien

Au cours du 7^{ème} millénaire BCE et plus précisément vers 6600 cal. BCE, apparaît dans les sites de la Grotta dell Uzzo (Sicile) et Latronico 3 (dans le sud de l'Italie), une nouvelle industrie lithique qui consiste à produire des lamelles larges et régulières en silex, à débiter par pression ou par percussion indirecte des lamelles retouchées afin de produire des pointes de flèches de forme trapézoïdale et enfin à réaliser des lamelles à encoches latérales (Perrin *et al.*, 2009). Le site éponyme de Châteauneuf-les-Martigues (Provence occidentale), dans lequel a été mis au jour les mêmes lames et trapèzes donnera son nom à ces assemblages lithiques, le Castelnovien. Un assemblage, un techno-complexe, qui va très vite s'étendre au nord de l'Italie, au sud de la France et à la façade méditerranéenne de la péninsule ibérique, pour créer un ensemble mésolithique vaste et homogène (Binder *et al.*, 2012 ; Perrin *et al.*, 2009).

Que nous disent les archives paléoclimatiques pour cette période? A partir de la transition Boréal/Atlantique ancien (vers 7000 cal. BCE) jusqu'à 6000 cal. BCE, les enregistrements sédimentaires du bassin méditerranéen mettent en évidence une période nommée Sapropel 1a marquée par une augmentation des apports terrigènes en mer, reflétant une élévation globale des précipitations annuelles (Ariztegui *et al.*, 2000). À Pergusa (Sicile) l'analyse des isotopes stables ainsi que la restitution des niveaux de lac, lesquels atteignent leurs hauteurs maximum entre environ 7000 et 6150 cal. BCE, confirment l'installation de conditions plus humides (Sadori et Narcisi, 2001 ; Sadori *et al.*, 2008). Au même moment, sur le littoral tyrrhénien à Accesa, on observe cependant le contraire, à savoir le développement de conditions plus xériques marquées à la fois par des niveaux de lac très bas et par l'installation et l'accroissement d'une végétation méditerranéenne à chêne vert et bruyère arborescente (figure 15). Face à cette contradiction, même si on peut mettre en cause comme le suggère Magny (2007a) une insolation estivale accrue à Accesa sans doute induite par la localisation littorale du lac, alors que Pergusa se situe à 700 m d'altitude, les données paléoclimatiques présentées plus haut mettent en évidence une bipartition climatique entre le sud et le centre de l'Italie au cours du 7^{ème} millénaire BCE. (Magny *et al.*, 2003)

À l'échelle de la zone étudiée (figure 16), quels sont les éléments de réponse apportés par l'histoire de la végétation littorale au cours du 7^{ème} millénaire BCE? Dans les Apennins septentrionaux la végétation reste, par rapport au 8^{ème} millénaire BCE, relativement inchangée avec une sapinière dominante accompagnée à Bargone (Cruise *et al.*, 2009) en dessous de 1000 mètres d'une chênaie ormaie supraméditerranéenne. Les quelques changements peuvent

être observés dans les enregistrements du lac de Pavullo nel Frigno (Vescovi *et al.*, 2010b) autour de 6565 cal. BCE avec une légère augmentation des valeurs du sapin et l'apparition brusque et importante de l'aulne (figure 20). Alors que la tendance enregistrée par les valeurs du sapin dans toutes les séquences des Apennins laisse à penser à une récurrence d'hiver plus doux, l'explosion des valeurs de l'aulne à Pavullo nel Frigno pourrait être mise en relation avec l'installation durable de nouveaux sols gorgés d'eau et ainsi correspondre à une augmentation des précipitations¹².

À basse altitude, sur le littoral tyrrhénien, la végétation subit de nombreuses modifications, la chênaie ormaie jusqu'alors dominante régresse brutalement, notamment à Accessa (Finsinger *et al.*, 2010), Lagaccione (Magri, 1999) et au lac de Vico (Magri et Sadori, 1999) au profit du chêne vert et du hêtre. À Lagaccione et à Vico, le hêtre respectivement à hauteur de 30 et 10 % fait son apparition entre la fin du 8^{ème} et le début du 7^{ème} millénaire BCE sans doute comme l'explique Magri (2008 ; 2006) suite à son expansion postglaciaire à partir des zones refuges du sud de la péninsule italienne. Dans la deuxième moitié du 7^{ème} millénaire BCE, les valeurs du hêtre dans la plaine de l'Arno (Aguzzi *et al.*, 2007) plus au nord doivent également s'expliquer par les mêmes processus de migration holocène de l'espèce. Reste à comprendre l'absence du hêtre dans les Apennins septentrionaux au cours du 7^{ème} millénaire BCE. Le hêtre fait son apparition dans les reliefs apennins qu'à partir du début du 6^{ème} millénaire BCE (figure 21), ce n'est qu'au 5^{ème} millénaire BCE qu'il occupe dans le nord de l'Italie à la fois les sites d'altitude et les sites de plaine. En respectant le schéma de dispersion postglaciaire établi par Magri (2008 ; 2006), le hêtre migre vers le nord du pays à partir des zones refuges du sud de l'Italie en colonisant les zones favorables situées à basse altitude, et en contournant de ce fait les Apennins septentrionaux, ce n'est que dans un second temps qu'il s'installe durablement dans les hauteurs de la chaîne de montagne.

¹² Il est cependant possible que les nouveaux sols humides propices à l'installation de l'aulne résultent d'un abaissement de la nappe d'eau du lac et non d'une augmentation des précipitations. Cependant, nous préférons l'hypothèse d'un accroissement de l'humidité, puisque l'abaissement de la nappe d'eau d'un lac procède la plus part du temps de phénomène d'évaporation lié à une importante augmentation de la température. Or, ici, le sapin en formation dominante nous dit le contraire.

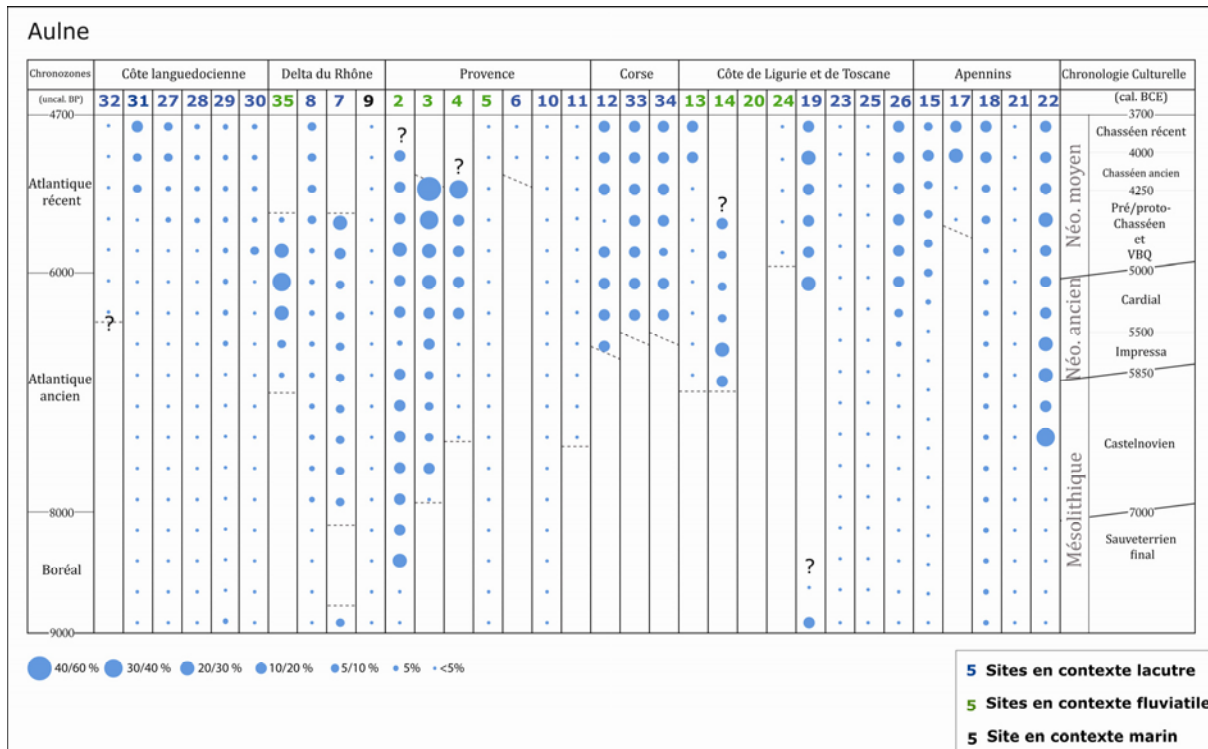


Figure 20 : L’aulne (*Alnus* sp.) dans les séquences polliniques du Sud de la France et du Nord de l’Italie entre 8000 et 3700 cal. BCE.

Les pourcentages sont relatifs à la totalité des grains de pollen décomptés pour chaque site. Le numéro des sites fait référence à la carte de la figure 16. Les pointillés indiquent les limites supérieures et inférieures des sondages polliniques et les points d’interrogations indiquent le caractère incertain de la chronologie des spectres polliniques.

En Provence, les données polliniques du 7^{ème} millénaire BCE sont plutôt lacunaires et moins bien datées. Néanmoins les valeurs de la bruyère arborescente (*Erica arborea*) à Roquebrune-sur-Argens dans le Var (Dubar *et al.*, 2004) attestent de la présence précoce d’une végétation de type méditerranéenne qui plus est dominante. Le développement de ce type de formation s’explique ici, à la fois par la nature cristalline du substrat, mais également par le développement de conditions xériques, comme enregistrées à Accessa en Italie à la même période. À Tourves dans l’arrière pays varois (Nicol-Pichard, 1987), tout comme à Nice (Dubar *et al.*, 2011 ; Lopez -Saez *et al.*, 2001 ; Nicol-Pichard, 1982) et à Biot (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) dans les Alpes-Maritimes, le pin domine sur les versants et plateaux alors que le chêne à feuillage caduc reste dominant sur les sols profonds des plaines alluviales et que l’aulne colonise les berges des fleuves côtiers. Plus en altitude, les conditions paraissent plus froides, comme en témoignent les fortes valeurs du sapin à Selle di Carnino (De Beaulieu, 1977) et du bouleau dans la vallée des Merveilles (Kharbouch, 2000).

Dans la vallée du Rhône, le début de l’Atlantique ancien (7^{ème} millénaire BCE) est également marqué par l’apparition et le développement du chêne vert (*Quercus ilex*) entre 5 et

10 %, ainsi que par des valeurs croissantes d'aulne en formation riveraine. Si l'aulne a besoin de sols gorgés en eau et le chêne vert de conditions xériques pour se développer, leurs valeurs croissantes et conjointes ne sont pas pour autant contradictoires. Alors que les conditions du début du 7^{ème} millénaire BCE semblent plus sèches et favorables à l'installation d'une végétation méditerranéenne, cette période est également marquée par la décélération de la remontée marine à l'origine de la formation des premiers deltas et donc de nouveaux territoires humides propices au développement de l'aulne.

Sur le littoral languedocien, les formations végétales de la fin du Boréal persistent et perdurent au cours du 7^{ème} millénaire BCE. La seule modification réside dans l'expansion de la chênaie mixte comme en témoignent les enregistrements à Montady (Guillon, inédit) et à Capestang (Jalut *et al.*, 2009).

Alors que les paysages littoraux enregistrent plusieurs mutations au cours du 7^{ème} millénaire BCE, les populations du Castelnovien ont dû s'adapter. Parmi ces mutations, on retiendra l'installation de formations végétales plus xériques et donc plus rases en réponse à une aridité accrue du climat (au dessus des latitudes 43°N, (Magny *et al.*, 2003)) et la migration rapide de certaines espèces, comme le hêtre favorisé par le réchauffement postglaciaire. Cependant, à l'échelle d'une génération d'homme, ces changements opérés par la végétation répondent à un forçage climatique, certes évoluant, mais linéaire et stable. La capacité de résilience des sociétés mésolithiques face à ces changements environnementaux, était sans doute très efficace. Ce postulat doit néanmoins être soumis à la discussion lorsque l'on replace ces populations au sein de changements climatiques plus violents. C'est notamment le cas vers 6200 cal. BCE (8200 cal. BP) avec l'épisode de refroidissement enregistré dans de très nombreuses archives à l'échelle de la planète (Alley et Ágústsdóttir, 2005).

Cet événement est relativement court, du moins à l'échelle d'une société mésolithique puisqu'il ne dura que seulement deux siècles. Tinner et Lotter (2001) évaluent à seulement 20 ans maximum, la durée de réponse des écosystèmes face à cette rapide variation des conditions climatiques. Cette période de refroidissement qui semble s'accompagner dans le sud de la France d'une augmentation de l'humidité a pu entraîner d'après Perrin *et al.* (2009) un abandon des zones littorales au profit des sites plus en altitude comme les Alpes du nord. Il nuance néanmoins ces propos en pointant du doigt, premièrement la possible existence de hiatus sédimentaires dans les sites méridionaux pour la fin du 7^{ème} millénaire BCE (Berger et Guilaine, 2009), et deuxièmement la validité et la précision des datations par le radiocarbone (Perrin, 2008). On pourrait compléter cette expertise en disant que si les sites du Mésolithique

final sont absents de la frange littorale après 6200 cal. BCE, c'est peut être aussi parce que les sites de plein air alluviaux, s'ils existent, sont peu ou prou accessibles du fait de leurs profondeurs. Enfin, il faut replacer le contexte sédimentaire littoral de la fin du 7^{ème} millénaire BCE en pleine remontée marine, puisque c'est aux alentours de 6000 cal. BCE que l'élévation du niveau marin relatif ralentit, ce qui entraîne une importante transformation géomorphologique du littoral en zones d'embouchures (Dubar, 2003).

Parmi les analyses polliniques citées dans cette étude, existe-t-il un ou des signaux relatifs à l'événement 8200 cal. BP ? Même s'il s'agit d'un événement global aux répercussions mondiales, aucune modification majeure n'apparaît dans les enregistrements polliniques de la région. C'est en tout état de cause le manque d'analyses à haute résolution des études anciennes qui nous empêche de relever ce court épisode. Les seules correspondances significatives résident dans la timide apparition du hêtre à Greppo (Apennins du Nord), alors en pleine migration postglaciaire (Vescovi *et al.*, 2010a) et dans le ralentissement de l'accroissement du chêne vert à Accesa (figure 15). Et pourtant l'impact de cet épisode comme le suggèrent les données isotopiques d'Europe centrale (von Grafenstein *et al.*, 1999) entraîne une nette diminution des températures annuelles d'environ 1.7 °C. Dans le sud de l'Allemagne et sur le plateau suisse, deux séquences lacustres micro-laminées nous offrent quelques éléments de réponse sur la résilience des formations holocènes face aux abrupts et rapides changements climatiques (Tinner et Lotter, 2001). Conjointement à l'événement 8200 cal. BP, le noisetier moins compétitif face au refroidissement recule alors que certains arbres favorisés par la diminution en termes de fréquence des sécheresses estivales croient. Ainsi, ce refroidissement bénéficie principalement au pin, bouleau, tilleul, hêtre et sapin en seulement quelques années ou décennies. Les deux séquences micro-laminées, montrent par ailleurs que le hêtre jusqu'alors absent apparaît à ce moment là, marquant par la même occasion le début de son expansion holocène. Le lien avec la séquence du lac de Greppo dans les Apennins du Nord est alors possible, puisque l'apparition du hêtre autour de 8200 cal. BP s'accompagne effectivement d'une certes légère, mais diminution du noisetier.

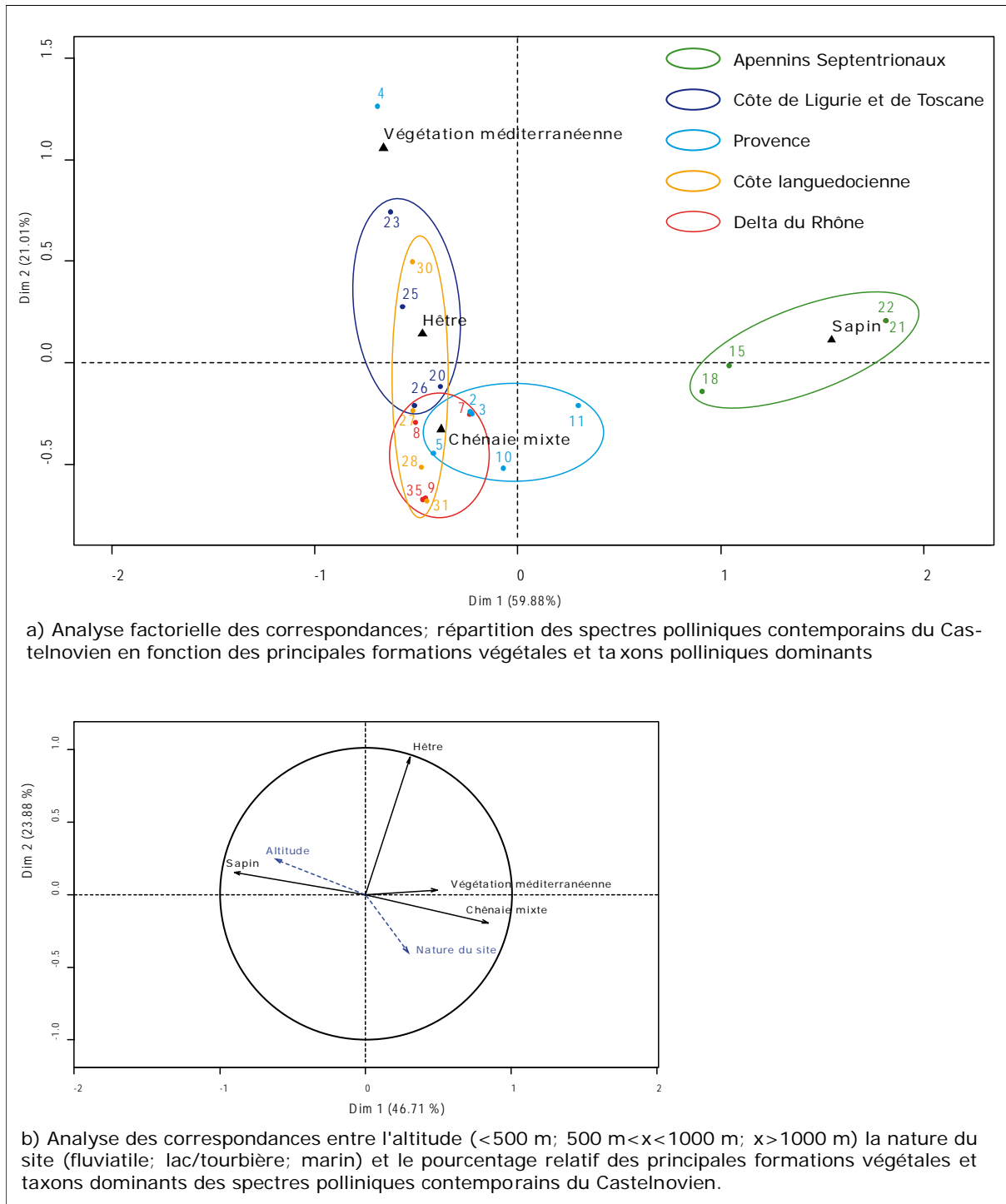


Figure 21 : Analyse statistique des correspondances des spectres polliniques attribués à la chrono-culture du Castelnovien.

Le numéro des sites fait référence à la carte de la figure 16.

3.2.1. Lecture de l'analyse des correspondances des spectres polliniques pour le Castelnovien

Alors que les spectres des Apennins septentrionaux se répartissent clairement autour du sapin, les spectres du littoral méditerranéen se dispersent davantage que pour la période du

Sauveterrien. Les spectres de la Provence et du delta du Rhône s'articulent autour de la chênaie mixte, les spectres de la côte languedocienne tendent vers l'installation d'une végétation de type méditerranéenne, tout comme les spectres du littoral tyrrhénien. Par ailleurs, si l'on devait différencier les spectres attribués au Sauveterrien de ceux attribués au Castelnovien, la principale modification est l'installation significative du hêtre dans les stations de Toscane (individus 25 et 26 du lac de Bolsena et de Vico). La part de la végétation type garrigue ou maquis est également plus significative en termes d'abondance au cours du Castelnovien. En effet, les individus 25 (lac de Bolsena), 23 (lac d'Accesa), 30 (l'étang de Thau) et 4 (la vallée de l'Argens) sont tous orientés vers la variable « végétation méditerranéenne ». Sur le graphique (figure 21a) cette variable ne semble pas caractériser une région en particulier, cependant sa position sommitale attire plusieurs individus de différentes régions (la Provence, le littoral languedocien et la Toscane). Cette distribution des individus, montrent que la végétation méditerranéenne se développe non pas à l'échelle d'une région donnée, comme le sapin par exemple, mais sur plusieurs stations distinctes éloignées les unes des autres. Doit-on attribuer cette nouvelle distribution à une autre variable. Pour cela, le cercle des correspondances issu de l'ACP (Figure 21b) nous apporte indirectement quelques éléments de réponse. D'après le diagramme, la variable « végétation méditerranéenne » est plus ou moins négativement corrélée avec la variable altitude. Cela paraît logique mais ne répond pas à la question de la distribution de cette végétation à basse altitude. De plus on s'aperçoit que cette variable « végétation méditerranéenne » n'est pas significativement corrélée avec la variable « nature du site ». Effectivement, sur les 4 individus cités plus haut, les spectres méditerranéens sont enregistrés dans les sites de plaine alluviale mais également dans les sites de lac et tourbière. Il faut donc chercher outre pour expliquer le développement de cette végétation dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée. Au regard des données régionales paléoclimatiques présentées plus haut, cette expansion coïncide avec l'installation de conditions plus xériques favorables au développement des formations arborées et arbustives du maquis et de la garrigue.

3.3. Le 6^{ème} millénaire BCE. Le Néolithique ancien, Impresso-Cardial

La transition techno-culturelle du Mésolithique récent / Néolithique ancien et les processus de néolithisation qui sont associés sont amplement abordés dans la littérature (Binder et Maggi, 2001 ; Guilaine et Manen, 2007 ; Manen et Sabatier, 2003 ; Marchand, 2005 ; Perrin, 2005, 2008). Il n'est pas question ici de discuter de l'origine des populations

néolithiques en Europe occidentale et de leur filiation technique ou pas avec les populations du Mésolithique, il s'agit de resituer les différents techno-complexes du Néolithique ancien ainsi que leurs mobilités et interactions au sein d'un cadre paléoenvironnemental, afin de documenter cette transition et la dynamique socioculturel du Néolithique ancien en termes d'évolution climatique et de végétation.

Dans l'Arc liguro-Provençal, le Néolithique ancien se divise en deux grandes entités, l'Impressa et le Cardial, dont la définition réside principalement dans les assemblages céramiques qui les composent. Même si l'utilisation du terme « assemblage Impresso-Cardial » fait référence à un grand techno-complexe, il faut distinguer au sein du Néolithique ancien, l'Impressa d'origine italienne qui se développe dans le sud de la France au cours de la première moitié du 6^{ème} millénaire BCE, entre environ 5800 et 5400 cal. BCE (Binder, 1995 ; Binder *et al.*, 1993), et le Cardial dont les installations de l'Arc Liguro-Provençal sont datés de la deuxième moitié du 6^{ème} millénaire BCE (Binder *et al.*, 2008 ; Binder et Sénépart, 2010). Une des caractéristiques de ces entités techno-culturelles réside dans les pratiques agraires qui sont liées entre autre à la domestication animale (dans un premier temps le mouton, la chèvre et sans doute le bœuf) mais également végétale avec la céréaliculture et notamment l'orge (*Hordeum vulgare*) et le blé (*Triticum dicoccum*, *Triticum monococcum*, *Triticum aestivum*) (Rottoli et Castiglioni, 2009). Cette spécificité du processus de néolithisation a sans doute, comme il est mentionné par Guilaine et Manen (2007) amené ces populations dont les sites dans le sud de la France sont relativement denses, à occuper et à exploiter les terres arables des plaines alluviales côtières. Par ailleurs, ces sociétés se définissent par la pérennité de leurs installations liée à ces nouvelles pratiques agraires. Le regroupement démographique¹³ associé à une économie de production basée sur la culture des céréales et la domestication animalière, engendre une toute nouvelle pression sur l'environnement qui s'opère à présent sur la longue durée.

A l'échelle du bassin Nord-Ouest de la Méditerranée, ces nouvelles pratiques agropastorales et donc les impacts environnementaux qui en résultent, n'apparaissent pas de manière synchrone. Comme le montre la figure 22 qui recense les plus anciennes dates obtenues par le radiocarbone sur des graines de céréales retrouvées en contexte archéologique, l'apparition et la diffusion de la céréaliculture respectent la chronologie d'expansion du processus de néolithisation dans le quart Nord-Ouest de la Méditerranée. Les plus anciennes dates ont été obtenues dans le sud de l'Italie sur les sites de San Angelo (Coppola, 2001),

¹³ La notion de regroupement démographique fait ici référence à la présence de sites « village » dans le Sud de la France au cours du 6^{ème} millénaire, à l'image du site des Petites Bâties dans le Vaucluse (Binder *et al.*, 2002)

Favella delle Corte (Tiné, 2009), Piana di Curinga (Ammerman, 1987), Ripa Tetta (Costantini et Stancanelli, 1994) et Coppa Nevigata (Skeates, 2003). La plus ancienne (6980 ± 70 BP) obtenue sur *Triticum* sp. (blé) dans la grotte de San Angelo offre une fourchette d'âges calibrés à 2σ entre 5992 et 5731 cal. BCE (tableau 1). Parmi les entités culturelles du Néolithique ancien, l'Impressa du Sud de l'Italie enregistre donc les premières traces liées au processus de néolithisation de la Méditerranée occidentale.

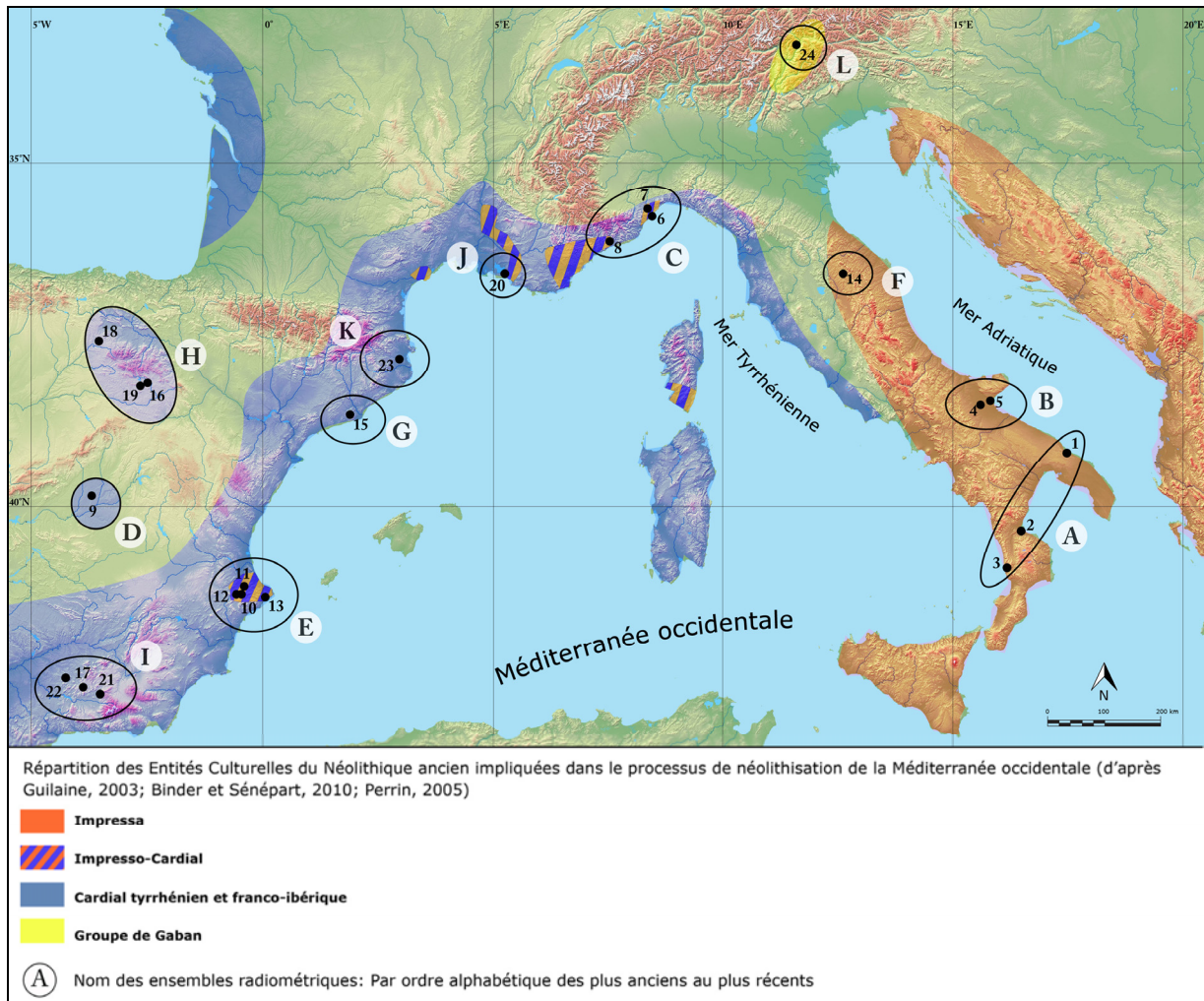


Figure 22 : Chronologie des sites du Néolithique ancien dans le Nord-Ouest de la Méditerranée réalisée à partir des âges radiochronologiques obtenus sur les graines de céréales cultivées. Les ensembles entourés d'une ligne noire ont été définis à partir des datations référencées dans la figure 23. Sites archéologiques : 1 : San Angelo ; 2 : Favella delle Corte ; 3 : Piana di Curinga ; 4 : Ripa Tetta ; 5 : Coppa Nevigata ; 6 : Arene Candide ; 7 : San Sebastiano di Pertú ; 8 : Abri Pendimoun ; 9 : La Paleta ; 10 : Mas d'Is ; 11 : Or ; 12 : La Falguera ; 13 : Cendres ; 14 : San Marco ; 15 : Can Sadurní ; 16 : El Mirador ; 17 : Los Castillejos ; 18 : La Revilla del Campo ; 19 : La Lámpara ; 20 : Font-des-Pigeons ; 21 : Cueva de Los Marmoles ; 22 : Cueva de los Murcielagos ; 23 : La Draga ; 24 : Villandro.

La céréaliculture est ensuite attestée sur le littoral de l'arc Liguro-Provençal avec les sites des Arene Candide (Maggi, 1997) de San Sebastiano di Petri (Starnini et Vicino, 1993) et de l'Abri de Pendimoun (Binder, 1995) (figure 22). Les datations par le radiocarbone relatives à ces installations en grotte et abri de l'Impresso-Cardial montrent que les pratiques agraires néolithiques y sont légèrement plus récentes (plusieurs décennies) que celles de l'Italie du sud. Les âges calibrés révèlent la présence de céréales cultivées à partir de 5791 cal. BCE aux Arene Candide, 5732 à San Sebastiano di Petri et 5721 cal. BCE à Pendimoun (tableau 1).

Site	Site#	Code Laboratoire	Pays	Âge conventionnel (uncal. BP)	Âge calibré à 2σ (cal. BCE)	Matériel	Bibliographie
San Angelo	1	Gif-6724	Italie	6980 ± 70	5992-5731	<i>Triticum</i> sp.	Coppola, 2001
Favella delle Corte	2	LTL-202A	Italie	6956 ± 75	5991-5715	Semence ind.	Tinè, 2009
Favella delle Corte	2	Beta-165482	Italie	6940 ± 40	5967-5731	Semence ind.	Tinè, 2009
Piana di Curinga	3	P-2946	Italie	6930 ± 60	5981-5712	Semence ind.	Ammerman, 1987
Favella delle Corte	2	Beta-71633	Italie	6910 ± 60	5973-5673	Semence ind.	Tinè, 2009
Favella delle Corte	2	LTL-203A	Italie	6890 ± 50	5887-5673	Semence ind.	Tinè, 2009
Ripa Tetta	4	Beta-47808	Italie	6890 ± 60	5966-5661	<i>Hordeum vulgare</i>	Costantini et Stancanelli, 1994
Coppa Navigata	5	OxA-1475	Italie	6880 ± 90	5979-5630	<i>Hordeum</i>	Skeates, 2003
Coppa Navigata	5	OxA-1474	Italie	6850 ± 80	5968-5622	<i>Hordeum</i>	Skeates, 2003
Arene Candide	6	Beta-110542	Italie	6830 ± 40	5791-5638	<i>Hordeum</i>	Maggi, 1997
San Sebastiano di Petri	7	GrA-25715	Italie	6760 ± 45	5732-5575	graine de céréale	Starnini et Vicino, 1993
Abri Pendimoun	8	GrA-29403	France	6725 ± 45	5721-5559	graine de céréale	Binder et Sénépart, 2010
La Paleta	9	Beta-223092	Espagne	6660 ± 60	5671-5483	graine de céréale*	Jimenez Guijarro, 2008
Abri Pendimoun	8	GrA-29528	France	6650 ± 45	5640-5490	graine de céréale	Binder et Sénépart, 2010
Abri Pendimoun	8	LTL-8006A	France	6649 ± 45	5639-5490	<i>Triticum dicoccum</i>	Binder, 1995
Mas d'Is	10	Beta-166727	Espagne	6600 ± 50	5621-5481	<i>Hordeum vulgare</i>	Bernabeu et al., 2003
Mas d'Is	10	Beta-162092	Espagne	6600 ± 50	5621-5481	<i>Hordeum vulgare</i>	Bernabeu et al., 2003
Abri Pendimoun	8	LTL-8001A	France	6600 ± 45	5618-5483	<i>Triticum</i> sp.	Binder, 1995
Abri Pendimoun	8	LTL-8005A	France	6599 ± 45	5618-5483	<i>Triticum dicoccum</i>	Binder, 1995
San Angelo	1	Gif-6722	Italie	6530 ± 70	5621-5364	Semence ind.	Coppola, 2001
Or	11	KN-51	Espagne	6510 ± 160	5732-5076	graine de céréale	Zilhao, 2001
La Falguera	12	Beta-142289	Espagne	6510 ± 70	5614-5328	<i>Triticum monococcum</i>	Garcia Puchol et al., 2006
Cendres	13	Beta-142289	Espagne	6490 ± 90	5617-5310	<i>Triticum monococcum</i>	Bernabeu et Molina, 2009
Cendres	13	GifA-101360	Espagne	6490 ± 90	5617-5310	<i>Triticum dicoccum</i>	Bernabeu et Molina, 2009
San Marco, Gubbio	14	OxA-1853	Italie	6430 ± 80	5535-5225	<i>Triticum</i>	Hedges et al., 1990
Can Sadurní	15	UBAR-760	Espagne	6405 ± 55	5481-5299	<i>Triticum dicoccum</i>	Blasco et al., 2005
Can Sadurní	15	OxA-15489	Espagne	6391 ± 34	5469-5315	<i>Triticum dicoccum</i>	Martin et al., 2010
Can Sadurní	15	OxA-15491	Espagne	6375 ± 34	5469-5304	<i>Triticum dicoccum</i>	Martin et al., 2010
Cendres	13	Beta-142288	Espagne	6340 ± 70	5478-5081	<i>Hordeum vulgare</i>	Bernabeu et Molina, 2009
El mirador	16	Beta-208134	Espagne	6320 ± 50	5467-5212	<i>Triticum dicoccum</i>	Vergés et al., 2008
Los Castillejos	17	UtC-13347	Espagne	6313 ± 48	5466-5209	graine de céréale	Martínez et al., 2010
La Revilla del Campo	18	Ua-36215	Espagne	6310 ± 45	5464-5209	graine de céréale	Rojo et al., 2008
Or	11	OxA-10192	Espagne	6310 ± 70	5470-5076	<i>Triticum aestivum</i>	Zilhao, 2001
La Lámpara	19	UtC-13346	Espagne	6280 ± 50	5366-5073	graine de céréale	Rojo et al., 2008
Or	11	OxA-10191	Espagne	6275 ± 70	5465-5047	<i>Triticum aestivum</i>	Zilhao, 2001
San Marco, Gubbio	14	OxA-1851	Italie	6270 ± 70	5464-5040	<i>Triticum compactum</i>	Hedges et al., 1990
Or	11	H-1754/1208	Espagne	6265 ± 75	5464-5021	<i>Triticum</i>	Marti, 1978
Los Castillejos	17	Ua-36214	Espagne	6260 ± 45	5323-5068	graine de céréale	Martínez et al., 2010

Site	Site#	Code Laboratoire	Pays	Âge conventionnel (uncal. BP)	Âge calibré à 2 σ (cal. BCE)	Matériel	Bibliographie
La Revilla del Campo	18	UTC-13296	Espagne	6250 \pm 50	5322-5028	graine de céréale	Rojo <i>et al.</i> , 2008
La Revilla del Campo	18	UTC-13295	Espagne	6250 \pm 50	5322-5028	graine de céréale	Rojo <i>et al.</i> , 2008
Font-des-Pigeons	20	Beta-267434	France	6250 \pm 40	5316-5071	graine de céréale	Courtin <i>et al.</i> , 1985
La Revilla del Campo	18	UTC-13294	Espagne	6240 \pm 50	5316-5056	graine de céréale	Rojo <i>et al.</i> , 2008
Los Castillejos	17	Ua-36212	Espagne	6240 \pm 45	5314-5061	graine de céréale	Martínez <i>et al.</i> , 2010
La Revilla del Campo	18	UTC-13350	Espagne	6210 \pm 60	5309-5011	graine de céréale	Rojo <i>et al.</i> , 2008
Cueva de los mármoles	21	Wk-25171	Espagne	6198 \pm 31	5291-5049	<i>Hordeum vulgare</i>	Asquerino, 1990
Cueva de los Murcielagos	22	I-17771	Espagne	6190 \pm 130	5467-4809	graine de céréale	Gavilán Cebellos <i>et al.</i> , 1996
Cueva de los Murcielagos	22	CSIC-55	Espagne	6170 \pm 130	5464-4792	graine de céréale	Gavilán Cebellos <i>et al.</i> , 1996
Los Castillejos	17	Ua-37835	Espagne	6155 \pm 45	5221-4963	graine de céréale	Martínez <i>et al.</i> , 2010
El Mirador	16	Beta-208133	Espagne	6150 \pm 40	5216-4991	<i>Triticum</i>	Vergés <i>et al.</i> , 2008
Los Castillejos	17	Ua-37844	Espagne	6140 \pm 45	5215-4961	graine de céréale	Martínez <i>et al.</i> , 2010
Los Castillejos	17	Ua-37839	Espagne	6130 \pm 50	5216-4940	graine de céréale	Martínez <i>et al.</i> , 2010
El Mirador	16	Beta-208132	Espagne	6120 \pm 40	5209-4953	<i>Triticum dicoccum</i>	Vergés <i>et al.</i> , 2008
Los Castillejos	17	Ua-36213	Espagne	6120 \pm 40	5209-4953	graine de céréale	Martínez <i>et al.</i> , 2010
Los Castillejos	17	Ua-36208	Espagne	6120 \pm 40	5209-4953	graine de céréale	Martínez <i>et al.</i> , 2010
La Revilla del Campo	18	UTC-13348	Espagne	6120 \pm 60	5220-4851	graine de céréale	Rojo <i>et al.</i> , 2008
San Marco, Gubbio	14	OxA-1854	Italie	6120 \pm 90	5298-4838	<i>Hordeum</i>	Hedges <i>et al.</i> , 1990
Los Castillejos	17	Ua-36203	Espagne	6115 \pm 40	5209-4945	graine de céréale	Martínez <i>et al.</i> , 2010
El Mirador	16	Beta-220914	Espagne	6110 \pm 40	5209-4941	<i>Triticum dicoccum</i>	Vergés <i>et al.</i> , 2008
Los Castillejos	17	Ua-36210	Espagne	6100 \pm 45	5209-4859	graine de céréale	Martínez <i>et al.</i> , 2010
El Mirador	16	Beta-197384	Espagne	6100 \pm 50	5210-4856	<i>Triticum dicoccum</i>	Vergés <i>et al.</i> , 2008
Los Castillejos	17	Ua-37838	Espagne	6095 \pm 45	5208-4856	graine de céréale	Martínez <i>et al.</i> , 2010
Los Castillejos	17	Ua-36209	Espagne	6090 \pm 40	5208-4853	graine de céréale	Martínez <i>et al.</i> , 2010
Los Castillejos	17	Ua-37834	Espagne	6085 \pm 45	5208-4849	graine de céréale	Martínez <i>et al.</i> , 2010
Los Castillejos	17	Ua-37837	Espagne	6065 \pm 50	5207-4810	graine de céréale	Martínez <i>et al.</i> , 2010
La Draga	23	Hd-15451	Espagne	6060 \pm 40	5196-4842	graine de céréale*	Bosch <i>et al.</i> , 2000
Villandro	24	OxA-19733	Italie	6038 \pm 32	5202-4721	<i>Hordeum vulgare</i>	Higham <i>et al.</i> , 2011
Cueva de los Murcielagos	22	GrN-6639	Espagne	6025 \pm 45	5036-4798	graine de céréale	Muñoz, 1972
Villandro	24	OxA-19732	Italie	6016 \pm 31	5196-4842	<i>Hordeum vulgare</i>	Higham <i>et al.</i> , 2011
La Draga	23	UBAR-313	Espagne	6010 \pm 70	5202-4721	graine de céréale*	Bosch <i>et al.</i> , 2000

Tableau 1 : Liste des datations par le radiocarbone effectuées sur les graines de céréales cultivées prélevées sur les sites du Néolithique ancien dans le Nord-Ouest de la Méditerranée.
* : datations réalisées sur des graines carbonisées.

Sur la péninsule ibérique, les premières graines de céréales apparaissent dans la province d'Alicante et de Valence. Les datations par le radiocarbone montrent que la céréaliculture ibérique du Néolithique ancien débute très légèrement après celle de l'arc Liguro-Provençal. Les plus vieux âges calibrés (au sein de l'intervalle à 2 σ) sont 5732 cal. BCE à Or (Zilhao, 2001), 5621 cal. BCE à Mas d'Is (Bernabeu *et al.*, 2003), 5614 cal. BCE à La Falguera (García-Puchol *et al.*, 2006), et 5617 cal. BCE sur le site de Cendres (Bernabeu et Molina, 2009). Sur le site de La Paleta (Jiménez Guijarro *et al.*, 2008) dans la province de Tolède à l'intérieur des terres, un âge calibré entre 5671 et 5483 cal. BCE (tableau 1) obtenu sur une graine de céréales carbonisée, retrouvée dans un niveau cardial, révèle une quasi contemporanéité avec les plus anciennes pratiques agraires littorales (figure 23).

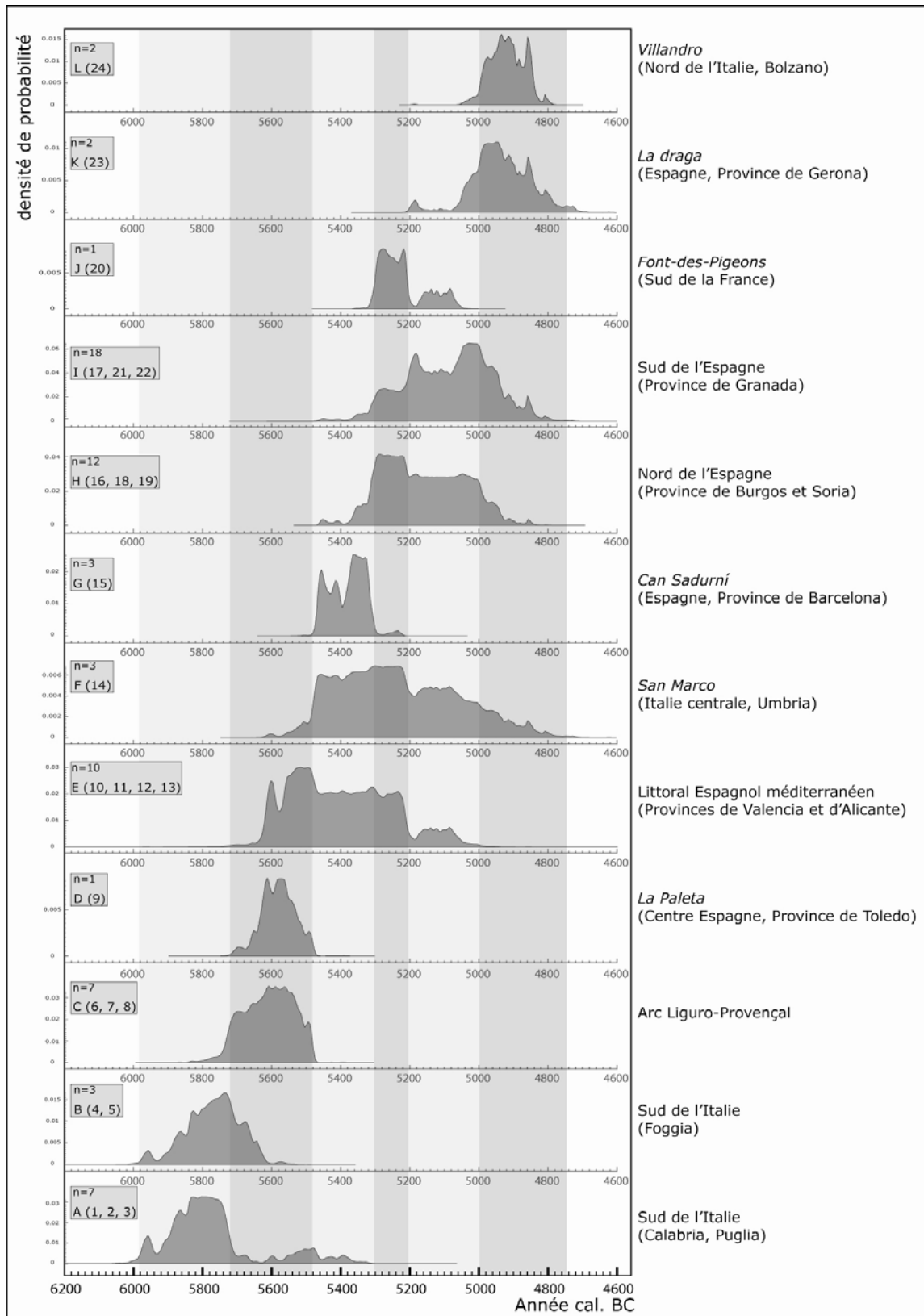


Figure 23 : Densité de probabilité des âges radiochronologiques obtenus sur des graines de céréales entre 6000 et 4800 cal. BCE.

Les densités de probabilité ont été réalisées sur le logiciel OxCal v.4.2.2. (Riemer *et al.*, 2009). Pour chaque ensemble (A...à...L), le nombre (n) de datation est précisé ainsi que le numéro des sites référencés dans le Tableau 5 et pris en compte par l'assemblage radiochronologique.

Dans la deuxième moitié du 6^{ème} millénaire BCE, la compilation des âges obtenus par les datations réalisées sur graines de céréales montre que les pratiques liées à l'agriculture se dispersent très rapidement ne respectant pas un modèle de diffusion est/ouest. On les observe, des plus anciennes au plus récentes dans le centre de l'Italie avec le site de San Marco (Hedges *et al.*, 1990), dans la Province de Barcelone avec le site de Can Sadurní (Blasco *et al.*, 2005 ; Martin *et al.*, 2010), dans le nord de l'Espagne avec les sites El Mirador (Vergés *et al.*, 2008), La Revilla del Campo et La Lámpara (Rojo *et al.*, 2008). De manière conjointe, entre environ 5400 et 5000 cal. BCE, ces pratiques apparaissent également dans le sud de l'Espagne (Province de Grannada) (Asquerino, 1990 ; Gavilán Ceballos *et al.*, 1996 ; Martínez *et al.*, 2010) et dans le sud de la France avec le site de Font-des-Pigeons (Courtin *et al.*, 1985).(figure 23). À la fin du 6^{ème} et au début du 5^{ème} millénaire BCE, des céréales cultivées apparaissent conjointement à La Draga (Bosch *et al.*, 2000) dans le nord de l'Espagne et sur le site de Villandro (Higham *et al.*, 2011) dans le nord de l'Italie.

Si les datations par le radiocarbone effectuées sur des graines de céréales retrouvées en contexte archéologique constituent le meilleur moyen de documenter l'apparition des nouvelles pratiques agraires liées au processus de néolithisation, les données polliniques sont moins précises. Elles le sont premièrement, parce que la documentation radiochronologique n'est pas suffisante sur les sondages étudiés et deuxièmement parce que la détermination spécifique des grains de pollen de céréales cultivées telles que *Hordeum vulgare* (orge), *Triticum dicocum* (amidonnier) ou encore *Triticum monococcum* (engrain) est impossible, contrairement aux données carpologiques. Néanmoins dans la plupart des analyses polliniques, les spécialistes font la différence entre les grains de pollen de *Poaceae* (Graminées sauvages) et les grains de pollen du type *Cerealialia*. Ce type pollinique est défini à partir de différents critères morphologiques et morphométriques mais qui se limitent la plupart du temps par le calcul du diamètre du grain. On peut d'ailleurs retrouver dans les diagrammes polliniques à la place de l'appellation « type *Cerealialia* » l'appellation *Poaceae* > à 40 µm qui fait référence au diamètre pollinique du grain. Cependant comme le montrent les travaux de Beug (2004) sur la morphologie pollinique, la détermination des différents types polliniques de la famille des *Poaceae* n'est réalisable qu'à partir des mesures combinées du diamètre du grain, du diamètre interne et externe de l'anneau entourant le pore du grain, de l'épaisseur de ce même anneau mais également à partir d'une observation précise des sculptures de l'exine. Bien entendu, parmi toutes les analyses polliniques citées dans cette étude aucune ne mentionnent l'ensemble de ces critères pour définir le type *Cerealialia* qui constitue un des marqueurs polliniques d'anthropisation le plus direct. Par conséquent, et au

regard des datations réalisées sur les graines de céréales cultivées, la présence dans les diagrammes pollinique, du type *Cerealia* dans les niveaux associés au Mésolithique (figure 24) doit être considérée comme une mauvaise définition du type et une erreur de détermination.

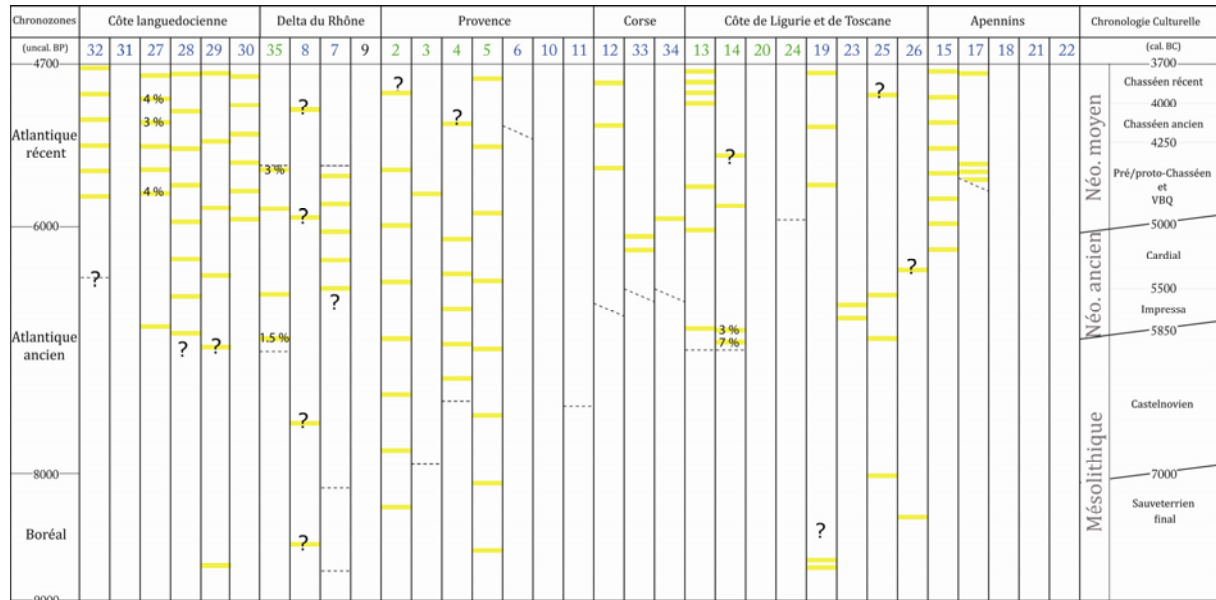


Figure 24 : Le type *Cerealia* ou les *Poaceae* > à 40 µm dans les séquences polliniques du Sud de la France et du Nord de l'Italie entre 8000 et 3700 cal. BCE.

Lorsqu'aucune précision n'est apportée, une barre jaune indique la présence en dessous de 1% du type *Cerealia* dans le spectre pollinique de l'analyse. Les pourcentages sont relatifs à la totalité des grains de pollen décomptés pour chaque site. Le numéro des sites fait référence à la carte de la Figure 16. Les pointillés indiquent les limites supérieures et inférieures des sondages polliniques et les points d'interrogation indiquent le caractère incertain de la chronologie des spectres polliniques.

Néanmoins, au sein des analyses polliniques du sud de la France et du nord-ouest de l'Italie, les premiers pourcentages supérieurs à 1% du type *Cerealia* apparaissent au début du Néolithique ancien (début du 6^{ème} millénaire) à Sestri Levante (Bellini *et al.*, 2009) sur la côte ligure, avec des pourcentages oscillant entre 3 et 7 % et à Piton près d'Arles avec 1,5 % des apports polliniques totaux (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005) (figure 24). Même si l'utilisation de l'appellation « type *Cerealia* » est ici abusive, l'augmentation des pourcentages au début du 6^{ème} millénaire BCE est notable.

D'un point de vue climatique, le processus de néolithisation du bassin Nord-Ouest de la Méditerranée, au cours du 6^{ème} millénaire BCE correspond à un renforcement des conditions plus humides dans le sud de la France et le nord-ouest de l'Italie. C'est la première fois que les formations forestières doivent faire face à la fois aux forçages climatiques et anthropiques qui se caractérisent respectivement par une augmentation des précipitations et le développement des pratiques agro-pastorales.

Au cours du 6^{ème} millénaire BCE dans les Apennins du nord de l'Italie, la végétation dominante reste les sapinières et la chênaie à feuillage caduc (figure 17 et figure 18). Néanmoins sur les sites de Greppo (Vescovi *et al.*, 2010a) et de Bargone (Cruise *et al.*, 2009), le hêtre fait brutalement son apparition respectivement au cours de l'Impressa et du Cardial. Plusieurs auteurs (Gardner et Willis, 1999 ; Küster, 1997, 1999) se sont longuement posés la question de l'origine anthropique de l'accroissement du hêtre. Aujourd'hui plusieurs travaux (Delhon et Thiébault, 2005 ; Magri, 2008 ; Tinner et Lotter, 2001 ; van der Knaap *et al.*, 2005) montrent que son développement en Europe répond préférentiellement aux forçages climatiques plutôt qu'à la présence de l'homme. En effet plusieurs hypothèses sur sa migration naturelle et l'augmentation de ces valeurs au cours de la première moitié de l'Holocène en Europe occidentale ont été posées. En Italie, la première consiste à dire que l'apparition et le développement holocène du hêtre suit une logique d'expansion à partir de ses zones refuges localisées dans le sud du pays. En effet le hêtre n'apparaît pas au même moment sur l'ensemble du territoire mais semble suivre une progression sud/nord (Magri, 2008 ; Magri *et al.*, 2006). La seconde, pourrait expliquer l'augmentation des valeurs du hêtre au début du 6^{ème} millénaire BCE, puisque à partir des travaux menés en Europe centrale, Tinner et Lotter (2001) tendent à montrer que cette expansion holocène qui répond aux changements climatiques a été particulièrement stimulée et provoquée par l'événement climatique de 8200 cal. BP et ses conditions plus froides et humides.

Sur le littoral toscan à Bolsena (Magri, 1999), l'expansion du hêtre suit un modèle légèrement différent (figure 17). À partir de 7244 cal. BCE, ce dernier apparaît puis croît très rapidement pour devenir le taxon arboré dominant avant de régresser vers 5913 cal. BCE, passant de 40 à 20 % des apports polliniques totaux. Bien que la documentation radiochronologique du site ne soit pas très riche, il semble que l'expansion du hêtre intervienne avant l'événement climatique 8200 cal. BP, contrairement à ce qu'observent Tinner et Lotter (2001) en Europe centrale. À Bolsena, au cours de la transition Mésolithique / Néolithique, peu après la date de 5913 cal. BCE, le hêtre connaît une deuxième phase de régression passant de 20 à moins de 10 % des apports polliniques totaux. Étant donnée la présence de conditions climatiques favorables, une des hypothèses serait d'attribuer cette régression à l'installation des peuples néolithiques. Par ailleurs à Accesa, à moins de 100 km au nord de Bolsena, peu après 5917 cal. BCE¹⁴, la régression du chêne vert au profit du chêne à feuillage caduc, conjointement à une intensification du signal incendie et à une

¹⁴ L'âge mentionné correspond à la médiane des âges situés dans l'intervalle à 2 sigmas de 6051-5748 cal. BCE (Colombaroli *et al.*, 2008).

augmentation des taxons d'anthropisation (plantes rudérales) est interprétée par les auteurs (Colombaroli *et al.*, 2008) comme une réponse aux activités agro-pastorales néolithiques. Les pourcentages significatifs de grains de pollen de type *Cerealia* (7%) à Sestri Levante sur la côte ligure pour le Néolithique ancien mettent également en évidence l'impact des pratiques anthropiques au sein de la biodiversité (Bellini *et al.*, 2009).

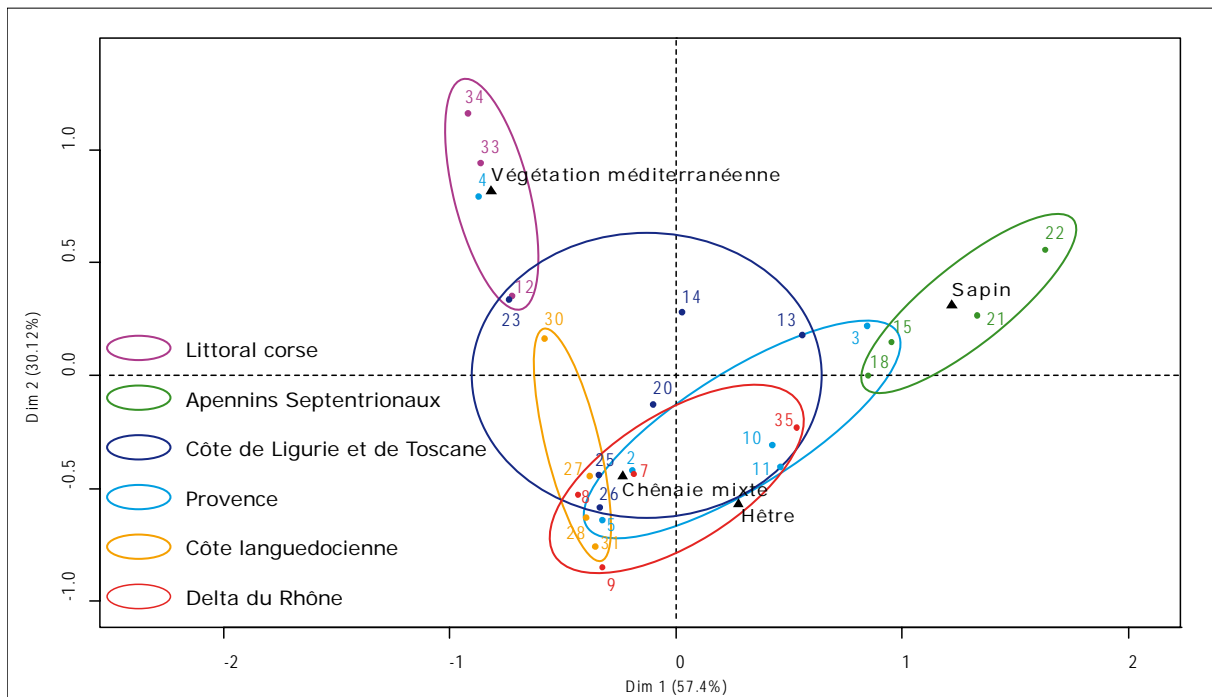
En Corse, même si le quart Nord-Ouest de la Méditerranée subit une augmentation des précipitations saisonnières au cours du 6^{ème} millénaire (figure 15), la végétation est essentiellement représentée par la strate arbustive du maquis, en l'occurrence la bruyère arborescente, celle-ci pouvant atteindre plus de 50 % des enregistrements polliniques (figure 18). Cette végétation ne reflète par pour autant l'installation de conditions plus sèches, puisque sur de tels sols, les matorrals acidiphiles peuvent très bien résister à des hivers plus humides si l'insolation estivale est suffisante. Par ailleurs, de part le manque de dates et certaines inversions, la datation des séquences de Corse est approximative. Néanmoins l'apparition littorale des grains de pollen de type *Cerealia* semble correspondre à la fin du Néolithique ancien ou Cardial (Reille, 1992a).

En Provence, plus précisément à Roquebrune-sur-Argens (Dubar *et al.*, 2004), on retrouve les mêmes formations acidiphiles dominées par la bruyère arborescente. Parallèlement, sur les sites calcaires des Alpes-Maritimes comme à Nice et à Biot (Nicol-Pichard et Dubar, 1998), la chênaie à feuillage caduc accompagnée du pin sur les sols mieux drainés est prépondérante au cours du Néolithique ancien. La forte augmentation des valeurs du sapin à Nice au cours du 6^{ème} millénaire BCE (figure 17) observée dans la séquence du delta du Var (Lopez -Saez *et al.*, 2001) peut quant à elle s'expliquer par une augmentation de l'humidité atmosphérique, comme en témoignent les archives paléoclimatiques présentées plus haut (figure 15).

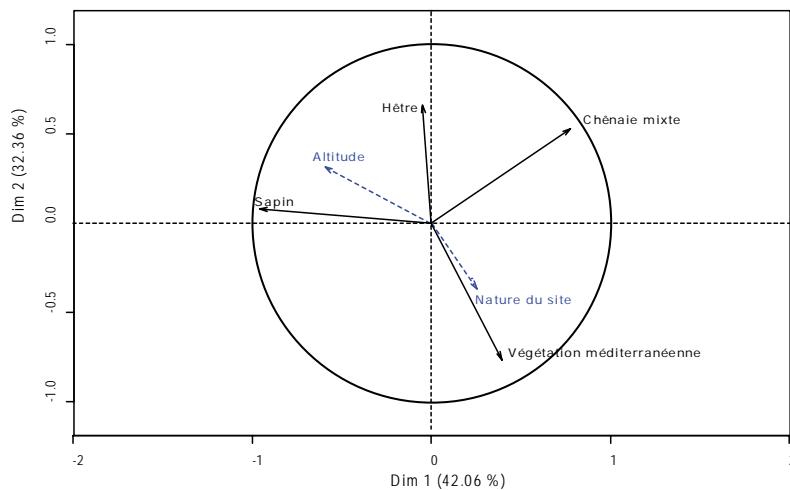
Dans le delta du Rhône, la formation dominante du 6^{ème} millénaire BCE est la chênaie pubescente (figure 18). Par ailleurs, alors que le Sapin est quasiment absent des analyses polliniques du delta du Rhône au cours de la première moitié de l'Holocène, celui-ci apparaît et augmente rapidement à la fin du 6^{ème} millénaire BCE, comme en témoigne le diagramme des Frignants (Triat-Laval, 1979) mais également celui de Piton à Arles (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005).

Sur le littoral languedocien, le couvert forestier du Néolithique ancien est peu ou prou le même que celui de la fin du Mésolithique. La végétation est dominée par la chênaie mixte accompagnée dans les environs de l'étang de Thau (Court-Picon *et al.*, 2010) et de Capestang (Jalut *et al.*, 2009) d'une végétation plus xérique à chêne vert. Les valeurs sont minimales mais

on note une fois de plus l'apparition du sapin dans la deuxième moitié du 6^{ème} millénaire BCE sur le site de Capestang, qui tend à montrer sa présence dans certaines stations littorales.



a) Analyse factorielle des correspondances; répartition des spectres polliniques contemporains du Néolithique ancien en fonction des principales formations végétales et taxons polliniques dominants



b) Analyse des correspondances entre l'altitude (<500 m; 500 m<x<1000 m; x>1000 m) la nature du site (fluviale; lac/tourbière; marin) et le pourcentage relatif des principales formations végétales et taxons dominants des spectres polliniques contemporains du Néolithique ancien

Figure 25 : Analyse statistique des correspondances des spectres polliniques attribués à la chrono-culture du Néolithique ancien.

Le numéro des sites fait référence à la carte de la figure 16.

3.3.1. Lecture de l'analyse des correspondances des spectres polliniques pour le Néolithique ancien

Le diagramme des AFC réalisé sur les spectres polliniques des sites littoraux et des Appenins septentrionaux par rapport aux principaux taxons et formations végétales, au cours du Néolithique ancien, met en évidence plusieurs points significatifs (figure 25a). Avant tout il faut noter que le nombre des sites polliniques attribués au Néolithique ancien, et par conséquent le nombre d'individus utilisé pour l'AFC est plus important que pour les périodes plus anciennes. L'AFC utilise ici 27 individus, contre 22 pour le Castelnovien et 19 pour le Sauveterrien final.

De manière globale, l'AFC montre que la variable « végétation méditerranéenne » est centrée, entre autre, autour des nouveaux spectres du littoral corse, que l'abondance du sapin dans les spectres des Appenins est comparable à celle du Castelnovien et que la variable « chênaie mixte » rassemble à nouveau la majorité des individus littoraux du bassin Nord-Ouest de la Méditerranée. Dans le détail pourtant, la situation change sensiblement. En comparaison avec l'analyse réalisée pour le Castelnovien (figure 21a), la variable « hêtre » a migré entre la « chênaie » et le « sapin » alors qu'elle était située entre la « chênaie » et la « végétation méditerranéenne ». En observant les diagrammes polliniques au sein desquels des valeurs significatives de hêtre ont été enregistrées pour le Néolithique ancien, on s'aperçoit que le hêtre jusqu'alors littoral, commence à monter dans les Appenins et à accompagner le sapin, ce qui explique cette migration de variable. A contrario, alors que la variable « sapin » était pour la période du Castelnovien très éloignée du reste des individus, hormis ceux des Appenins, quelques individus littoraux de Provence (Nice, n°3) de Ligurie (plaine de Rapallo, n°13 ; Sestri Levante, n°14) de Toscane (plaine de l'Arno, n°20) et de la basse plaine du Rhône (Piton, n°35) s'en rapproche pour la période du Néolithique ancien. Le cercle des correspondances issues de l'ACP montre que les variables « sapin » et « altitude » ne sont pas aussi bien corrélées qu'au cours du Castelnovien.

3.4. Le 5^{ème} millénaire BCE et la première moitié du 4^{ème} millénaire BCE. Le Néolithique moyen, VBQ-Chasséen

Au cours du 5^{ème} millénaire et la première moitié du 4^{ème} millénaire BCE, le nombre d'installations néolithiques semble croître. « Semble », puisque l'œil de l'archéologue à défaut de caractériser l'implantation de sites, peut par contre, mettre en évidence des phases érosives à l'origine de leur disparition. Celles-ci furent, en l'occurrence mise en évidence pour

le Néolithique ancien (Berger et Guilaine, 2009). Il faut donc rester prudent quant à vouloir différencier l'installation territoriale et/ou la densité démographique du Néolithique ancien par rapport au Néolithique moyen. Cela dit d'un point de vue économique, une réelle distinction existe entre le 6^{ème} et le 5^{ème} millénaires BCE. Cette nouvelle économie se base sur deux principaux points : un réseau d'approvisionnement et de circulation de matière première plus important à la fois en termes de diversité des matériaux et de distance parcourue à l'image de l'obsidienne sarde (Costa, 2006) et une activité agro-sylvo-pastorale spécialisée et plus intense comme en témoigne la production intensive de lait (Helmer *et al.*, 2005). Pour le second point, il est important pour nous de comprendre qu'elle fut la part de l'évolution naturelle du couvert forestier dans l'installation de cette nouvelle économie et dans un second temps de comprendre comment cette économie a influé sur l'évolution naturelle de la végétation littorale. Nous tenterons ici d'apporter les premiers éléments de compréhension en décrivant l'évolution de la végétation au cours du Néolithique moyen dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée, conjointement à l'évolution du climat.

Avant tout, il faut distinguer au sein du Néolithique moyen, pour la région qui nous intéresse, plusieurs entités culturelles qui se succèdent entre environ 5000 et 3700 cal. BCE (Binder *et al.*, 2008 ; Crepaldi, 2001). Les premières, contemporaines, sont appelées VBQ Finale-Quinzano ou culture des Vases à Bouches Carrées (étape ancienne) en Ligurie et Pré-Chasséen en Provence, dans la basse vallée du Rhône et le littoral languedocien. On se situe alors dans la première moitié du 5^{ème} millénaire BCE, avec néanmoins des horizons plus précoces sur le littoral Liguro-Provençal à Pendimoun et aux Arene Candide (Binder *et al.*, 2008) datés entre 5200 et 5000 cal. BCE. Les auteurs font ensuite la distinction entre le Proto-chasséen du sud de la France et le Proto-Lagozza nord-italien qui perdurent jusqu'à environ 4250 cal. BCE, auxquels succède le Chasséen ancien compris entre environ 4250 et 4000 cal. BCE, puis le Chasséen récent qui constitue la dernière phase du Néolithique moyen dans le sud de la France et le nord de l'Italie. Ses horizons les plus récents sont datés de 3700 cal. BCE.

D'après les données paléoclimatiques, la période du Néolithique moyen succède à l'interphase plus humide qui semble toucher le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée au cours du 6^{ème} millénaire BCE (figure 15). À l'échelle du 5^{ème} millénaire BCE, alors que les données de l'Atlantique Nord n'enregistrent aucune phase de refroidissement, les données alpines mettent en évidence une deuxième moitié de millénaire plus fraîche. A la fin du Néolithique moyen, entre 4000 et 3700 cal. BCE, les conditions climatiques enregistrent une plus grande variabilité comme en témoignent la succession de plusieurs phases de

refroidissement alpines contemporaines de la phase 4 de l'indice IRD (figure 14). Cette relative instabilité climatique de la première moitié du 4^{ème} millénaire BCE est également mise en évidence par les données paléohydrologiques du nord-ouest de l'Italie qui signalent à plusieurs reprises un renforcement des conditions plus humides à partir de la fin du 5^{ème} millénaire jusqu'à la moitié du 4^{ème} millénaire BCE (figure 15).

En Italie, dans les Apennins septentrionaux, la végétation au cours du Néolithique moyen est encore largement dominée par le sapin accompagné par la chênaie mixte aux altitudes de Prato Spilla (Lowe et Watson, 1993) et du lac de Bargone (Cruise *et al.*, 2009). Cependant, c'est à partir du 5^{ème} millénaire BCE que la végétation des Apennins du nord enregistre sa plus importante mutation depuis le début de l'Holocène. En effet, le hêtre alors présent au Néolithique ancien mais minoritaire par exemple au lac Greppo (Vescovi *et al.*, 2010a) va exploser conjointement à l'installation des premières cultures du Néolithique moyen, pour atteindre quasiment 50 % des apports polliniques au cours du Chasséen récent (début du 4^{ème} millénaire BCE). Le hêtre va successivement coloniser les environs de Pavullo nel Frignano (Vescovi *et al.*, 2010b) à partir du Chasséen ancien (fin du 5^{ème} millénaire) et enfin ceux des lacs Casanova (Cruise, 1990) et de Prato Spilla (Lowe et Watson, 1993) dès le Chasséen récent (début du 4^{ème} millénaire BCE) (figure 17). Sur le site de Liago Riane, dans les Apennins à 1230 mètres d'altitude, la hêtraie fait brusquement son apparition autour de 4200 cal. BCE pour devenir la formation forestière dominante dans la seconde moitié de l'Holocène (Branch, 2012). Alors que son expansion du début de l'holocène est principalement attribuée à des facteurs climatiques favorables à sa dispersion à partir des zones refuges du sud de l'Italie, les données des Apennins mais également celles du littoral languedocien et du delta du Rhône montrent que le hêtre joui d'une seconde vague d'expansion au cours du 5^{ème} et 4^{ème} millénaire BCE (figure 17). Mais ici aussi, même si la récurrence du type *Cerealia* dans les diagrammes du littoral languedocien jusqu'aux côtes toscanes signale sans doute une accentuation des pratiques agraires, les auteurs préfèrent l'origine climatique pour expliquer l'expansion du hêtre au cours du Néolithique moyen (Delhon et Thiébaud, 2005 ; Magri, 2008 ; Tinner et Lotter, 2001 ; van der Knaap *et al.*, 2005). C'est également au cours du 5^{ème} et 4^{ème} millénaire BCE que les valeurs de l'aulne (figure 20) augmentent significativement au sein des étages supraméditerranéen et montagnard des Apennins. Pour les périodes plus anciennes, nous avons vu que l'aulne en contexte lacustre réagit en fonction de l'augmentation de l'humidité édaphique commandée soit par une augmentation des précipitations soit par une variation favorable de la nappe d'eau. Pour le Néolithique moyen au cours duquel les activités agro-sylvo-pastorales sont démontrées, il est judicieux de se

poser la question de l'impact de ses activités sur l'aulne, fortement présent dans les zones humides étudiées. En effet, que se soit l'aulne vert (*Alnus alnobetula*), l'aulne de corse (*Alnus cordata*), l'aulne glutineux (*Alnus glutinosa*) et l'aulne blanc (*Alnus incana*), se sont toutes des espèces héliophiles pionnières, qui craignent pour la plupart la concurrence des espèces sociales. De cette manière, on peut émettre l'hypothèse d'une augmentation des taux d'aulne liée à la présence de nouveaux espaces ouverts à recoloniser. Les cas de l'aulne vert est très intéressant puisque ce dernier pionnier neutro-nitrophile¹⁵ envahit les zones pâturées abandonnées (Rameau *et al.*, 2008).

Sur le littoral de Ligurie et de Toscane, puisque les diagrammes ne disposent pas d'une assez bonne résolution, il est difficile d'observer de grand changement dans la végétation entre le Néolithique ancien et moyen. La végétation observée à basse altitude est dominée par la chênaie mixte à l'image de la plaine de l'Ombrone (figure 18 et

figure 26) dont les spectres les plus anciens sont datés du Néolithique moyen (Biserni et van Geel, 2005). À l'échelle du littoral ligurien et toscan, cette chênaie est par ailleurs accompagnée sur les sols mieux drainés par des formations plus xériques de type garrigue à chêne vert. À Accesa (Finsinger et al., 2010), la résolution d'analyse est plus précise et permet, de ce fait, de montrer une modification notable du couvert forestier. Sur l'ensemble du 5^{ème} millénaire BCE, le chêne à feuillage caduc ainsi que le chêne vert régressent à trois reprises conjointement à une augmentation des valeurs de la bruyère arborescente, du noisetier, des *Poaceae* et des taux de charbons microscopiques et macroscopiques. Colombardi *et al.* (2008) montrent à Accesa que les feux néolithiques mis en évidence par les flux de charbons de bois favorisent le développement des prairies et des arbustes pionniers tels que le noisetier et la bruyère arborescente et sont donc d'après les auteurs à associer à des pratiques agro-sylvo-pastorales.

Sur le littoral corse, la végétation est dominée comme au Néolithique ancien par la strate arbustive du maquis à bruyère arborescente et par le chêne pubescent sur les sols plus frais (figure 18). Néanmoins, sur les sites de l'étang de Sale (Reille, 1990) de la plaine distale du Fango et du marais côtier de Saleccia (Reille, 1992a), cette végétation xérique s'accompagne subitement à partir de 4500 cal. BCE¹⁶ du chêne vert et de l'olivier. Les analyses polliniques menées par Reille (1992a) en Corse, montre que la formation arbustive à

¹⁵ Se dit d'une espèce se développant surtout sur les sols saturés en bases échangeables et les sols très riches en azote (comme les sols pâturés).

¹⁶ Au sein des diagrammes polliniques cités dans le texte, le chêne vert et l'olivier font leur apparition autour des dates de 5650 ± 190 BP, 5630 ± 190 BP et 5690 ± 100 BP. L'âge de 4500 cal. BCE correspond à la moyenne des médianes des âges calibrés des trois datations.

bruyère arborescente est la résultante d'un équilibre écologique mêlant principalement climat, incendies et compétition entre espèces. À partir de la moitié du 5^{ème} millénaire BCE, cet équilibre semble rompu permettant au chêne vert, à l'olivier et au pistachier lentisque d'accompagner la bruyère arborescente. À Sale ce changement opéré par la végétation s'accompagne également par les valeurs décroissantes du chêne à feuillage caduc, par l'apparition du type *Cerealia* et du chêne liège (*Quercus suber*) mais également par les valeurs continues du ciste comme dans la plaine du Fango. Toutes ces informations nous montrent qu'à partir de la moitié du 5^{ème} millénaire BCE, la végétation de l'optimum holocène se dégrade au profit de nouvelles formations pionnières à cistes et à chêne vert, sans doute entretenues par l'ouverture de nouveaux espaces par le feu, le pâturage et autres pratiques agraires.

En Provence cristalline la végétation au cours du Néolithique moyen est également représentée par les formations de maquis à bruyère arborescente et chêne vert associées aux séries du chêne à feuillage caduc dominant en plaine (figure 18). Dans les basses plaines alluviales de l'Argens (Dubar *et al.*, 2004), de la Brague (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) et du Var (Dubar *et al.*, 2011 ; Dubar *et al.*, 1986) l'aulne colonise tout au long du 5^{ème} millénaire BCE les berges des cours d'eau (figure 20).

Dans le delta du Rhône les spectres polliniques pour le 5^{ème} millénaire BCE sont peu nombreux, lissant de ce fait les changements potentiels dans l'évolution de la végétation. Néanmoins, on observe une végétation alluviale dominée par la chênaie mixte accompagnée dans la première moitié du 5^{ème} millénaire BCE sur le site des Frignants (Triat-Laval, 1979) du hêtre, du sapin et de l'aulne sur les berges du Rhône.

La chênaie mixte est également dominante sur le littoral languedocien au cours du Néolithique moyen (figure 18), celle-ci régresse néanmoins au profit du hêtre à Montady, et du genévrier et de l'aulne, respectivement sur les coteaux et les berges de l'étang de Thau (Court-Picon *et al.*, 2010). Conjointement à cette régression, les prairies sèches aux alentours de l'étang de Thau se développent ainsi que les espaces dédiés à la mise en culture comme en témoigne l'apparition du type *Cerealia* au cours du 5^{ème} millénaire BCE. À Capestang (Jalut *et al.*, 2009) ses valeurs atteignent à plusieurs reprises 4 % de l'apport pollinique total (figure 24), mettant clairement en évidence la pratique de la céréaliculture dans la plaine de l'Orb au cours du Néolithique moyen. La croissance du genévrier (*Juniperus/Cupressacea*) peut en outre être associée à la mise en pâture de certains versants de l'étang de Thau, puisque le genévrier commun (*Juniperus communis*) se définit comme une espèce envahissante, pionnière des pâtures sèches et concurrente sur les sols pâturés grâce à ses feuilles peu

appétente pour le bétail. Sa croissance et son maintien peuvent par conséquent être associés à un pâturage régulier du maquis et/ou d'une lande. Il faut néanmoins rester prudent quant à ces interprétations puisque seule la détermination pollinique du genre *Juniperus* est possible.

3.4.1. Lecture de l'analyse des correspondances des spectres polliniques pour le Néolithique moyen

Alors que le hêtre et le sapin ne sont pas du tout corrélés pour la période du Néolithique ancien (figure 25b) les spectres attribués au Néolithique moyen mettent en évidence une association corrélatrice des deux espèces dans les stations des Apennins septentrionaux. Dans l'AFC, cela se traduit par le rapprochement des variables « hêtre » et « sapin » localisées au centre des sites de la chaîne de montagne italienne et dans l'ACP par l'angle aigu formé par les deux variables, indiquant une corrélation positive. Par ailleurs, la direction de la variable « altitude » dans le cercle de correspondance (

figure 26b), par rapport au hêtre et au sapin permet d'expliquer cette corrélation entre espèces. Plus les sites sont situés en altitude plus le sapin est associé au hêtre.

L'AFC met également en évidence le caractère spécifique des régions du littoral corse ainsi que des côtes languedociennes. En effet, alors que les spectres de la Provence et du littoral tyrrhénien semblent s'homogénéiser autour d'une végétation caractérisée à la fois par la chênaie mixte, la végétation méditerranéenne et le sapin, le littoral corse est peuplé quasiment exclusivement par la bruyère arborescente et le chêne vert des strates arbustives et arborés du maquis. Les sites des côtes languedociennes se caractérisent, quant à eux, principalement par les strates de la chênaie mixte.

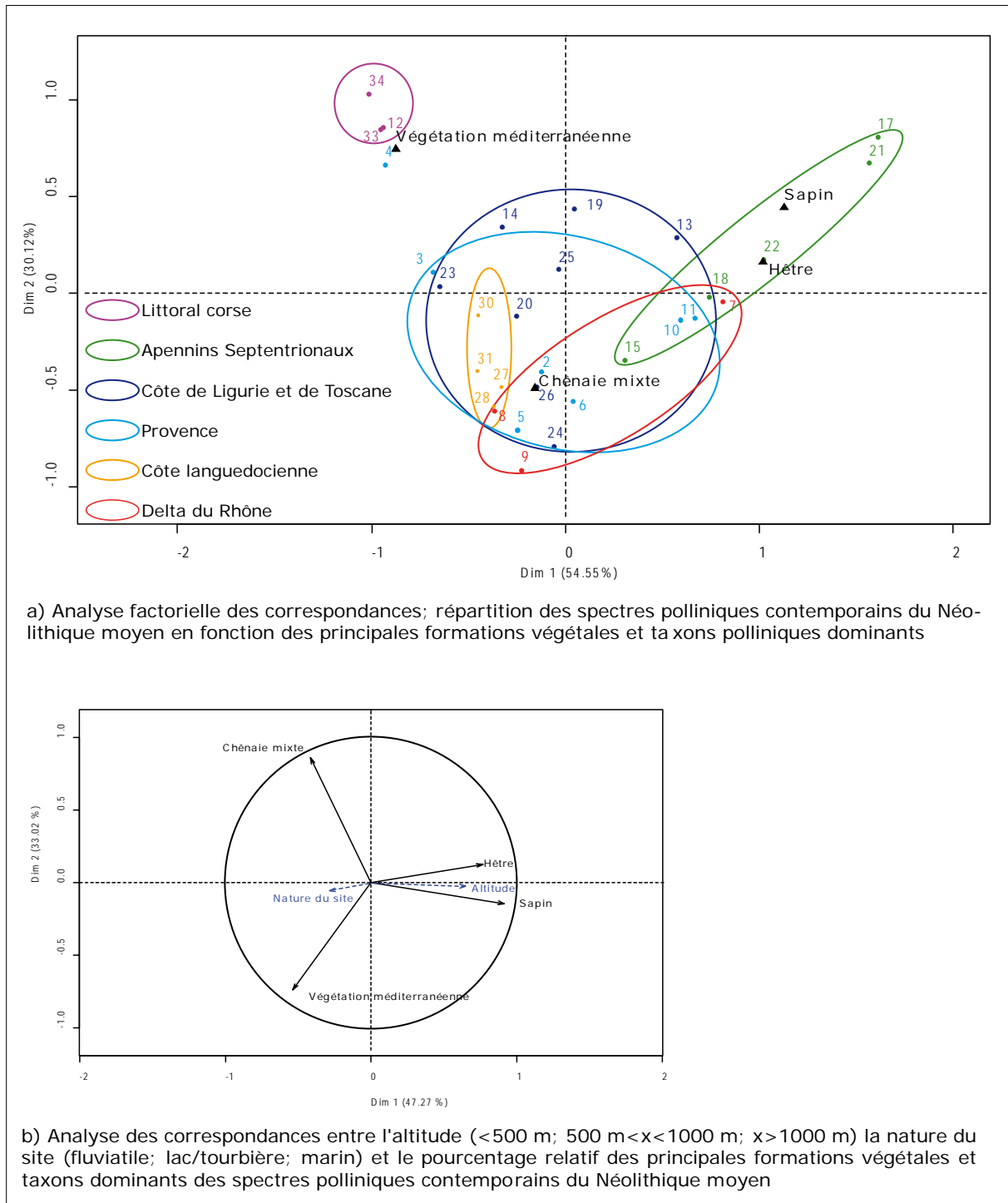


Figure 26 : Analyse statistique des correspondances des spectres polliniques attribués à la chrono-culture du Néolithique moyen. Le numéro des sites fait référence à la carte de la figure 16.

PARTIE II. Les archives sédimentaires holocènes des basses plaines du Loup et de Cagne (Alpes-Maritimes) : approche géomorphologique, eustatique et radiochronologique

Avant de pouvoir étudier les spectres polliniques des alluvions holocènes prélevées dans les sondages du Loup et de la Cagne, il est indispensable de comprendre les mécanismes à l'origine de leur transport et de leur dépôt. Pour cela, nous proposons dans un premier temps d'identifier les différents processus géomorphologiques et eustatiques à l'origine de l'hétérogénéité des comblements sédimentaires en contexte alluviale, pour dans un second temps nous intéresser à la nature de ces dépôts.

1. Nature, origine et fonctionnement des comblements sédimentaires holocènes des vallons du Loup et de la Cagne

1.1. La formation quaternaire des plaines alluviales du Loup et de la Cagne

Les plaines holocènes du Loup et de la Cagne se sont installées au sein d'un contexte géostructural complexe. Le paysage qu'elles offrent aujourd'hui résulte d'une succession d'événements tectoniques et climatiques qui se sont déroulés sur plusieurs dizaines de millions d'années. Parmi ceux là, il faut noter la rotation du bloc corso-sarde qui entraîne à l'Oligocène une ouverture du bassin océanique liguro-provençal et le façonnage d'un plateau continental très étroit (Ritz, 1992). Il faut retenir également la crise de salinité du Messinien (Miocène supérieur, il y a environ 5 million d'années) au cours de laquelle le rapprochement des plaques africaine et européenne ferma la connexion marine de la Méditerranée avec l'Atlantique entraînant une évaporation partielle de la mer. Consécutivement à cet abaissement majeur du niveau de la Méditerranée, les fleuves côtiers incisèrent très profondément les différentes couches du substratum pour arriver à un nouveau niveau d'équilibre. Au cours du Pliocène inférieur (au Zancéen, entre 5 et 3,5 million d'année) la remontée du niveau marin permet alors un remblaiement total des profonds vallons.

Au début du Quaternaire, les cours d'eau du Loup et de la Cagne se frayent un chemin sur la frange littorale au travers du large delta plio-pléistocène du Var. Au rythme des cycles

glacio-eustatiques quaternaires, ces basses vallées sont successivement incisées et remblayées formant à travers les marnes du Pliocène inférieur, les poudingues du Pliocène supérieur, mais également les andésites oligocènes sur la rive droite du Loup (figure 27), de petites plaines holocènes à terrasses étagées (Dubar, 2003).

La dernière incision relative au dernier maximum glaciaire est datée de 20 000 ans BCE. Au cours de l'interglaciaire qui suit cette dernière glaciation (Würm) et plus précisément à partir de 12 000 ans BCE, les profondes incisions littorales qui peuvent atteindre plus de 100 mètres de profondeur dans la vallée du Var, commencent à se remblayer, marquant le point de départ de la formation des plaines actuelles. La dynamique de comblement postglaciaire des plaines littorales dépend de deux principaux facteurs. Le premier correspond à la remontée marine associée à sa vitesse et le deuxième réside dans le transport et le dépôt de colluvions et d'alluvions dans la basse vallée des fleuves côtiers, il en résulte alors un équilibre plus ou moins instable donnant naissance au paysage littoral.

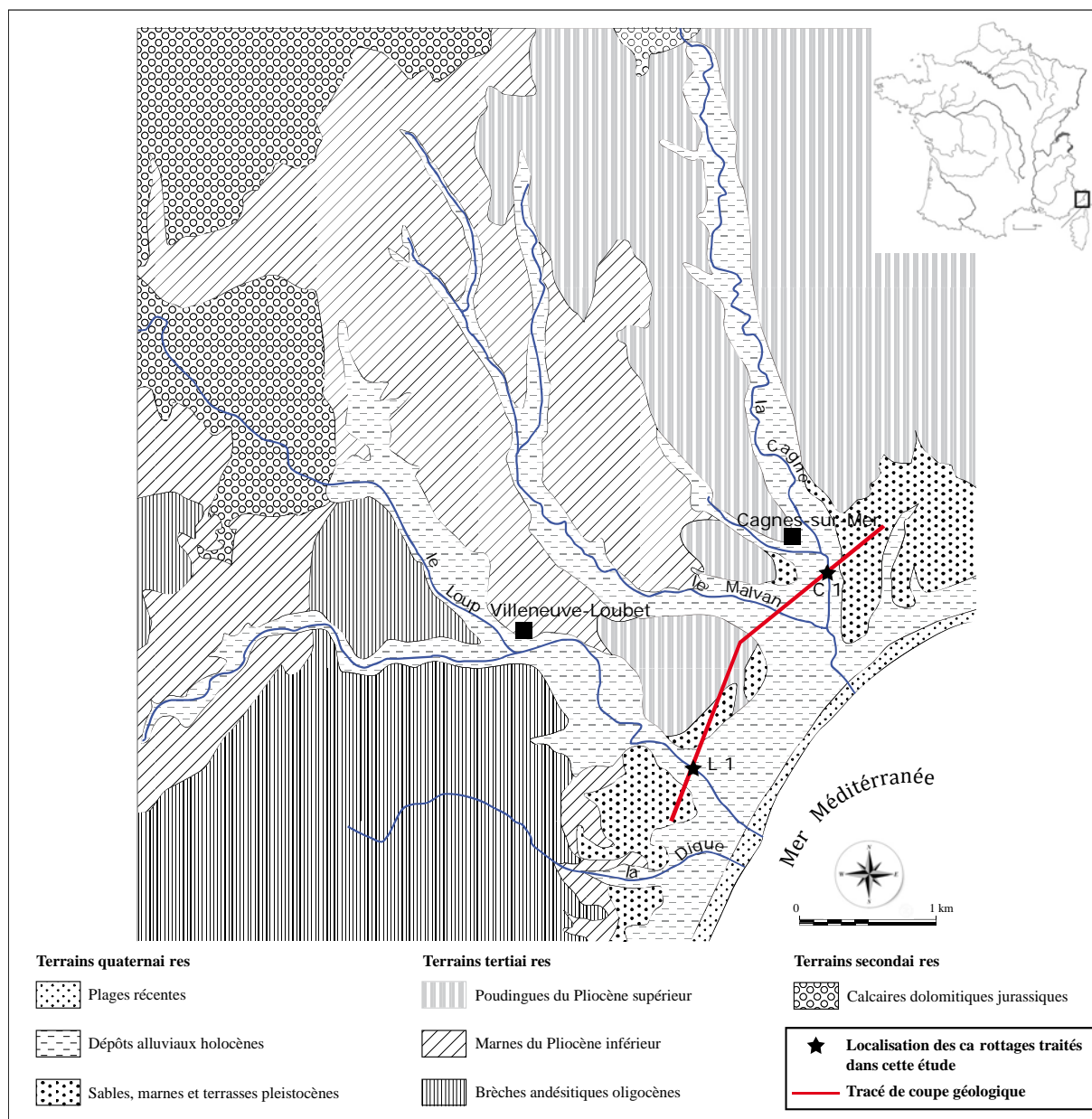


Figure 27 : Contexte sédimentaire des bassins avals du Loup et de la Cagne et localisation des sondages géotechniques du BRGM dans les plaines alluviales.

Ces différentes constatations nous incite ainsi à aborder les dépôts alluviaux au travers des différents processus géomorphologiques et eustatiques en termes de dynamique spatiale et temporelle. La présence d'anciennes terrasses alluviales pléistocènes de part et d'autre du lit majeur du Loup et de la Cagne résulte des conditions d'érosion et de transport des masses solides. En fonction de celles-ci, l'alternance des phases érosives et des phases de dépôt nous permet de distinguer deux types de terrasse, les terrasses emboîtées et les terrasses étagées. Au regard du profil géologique (figure 29) réalisé à partir des sondages géotechniques du BRGM et de la société Fondasol ainsi que des sondages géoarchéologiques L1 et C1 traités

dans cette étude, la dynamique érosive et sédimentaire du Loup et de la Cagne a constitué un système de terrasses étagées (figure 28). Ce système qui répond à des processus géomorphologiques précis est lié d'une part au contexte tectonique, d'autre part aux différents rythmes des cycles climatiques (glaciaires–interglaciaire) et enfin aux variations du niveau de la mer relatif (Vandenberghe, 1995). À l'échelle du Quaternaire et de celle d'un bassin versant donné, l'équation est complexe, mais celle-ci peut être résumée par le rapport existant entre la charge sédimentaire transportée et le régime d'écoulement. Lorsque la charge excède la capacité de transport du cours d'eau, l'accumulation d'alluvions entraîne une hausse du niveau de la plaine alluviale, on parle alors d'aggradation. En revanche, lorsque le débit du cours d'eau augmente, l'érosion s'accélère entraînant des phases d'incision au sein des nappes alluviales voire du substrat.

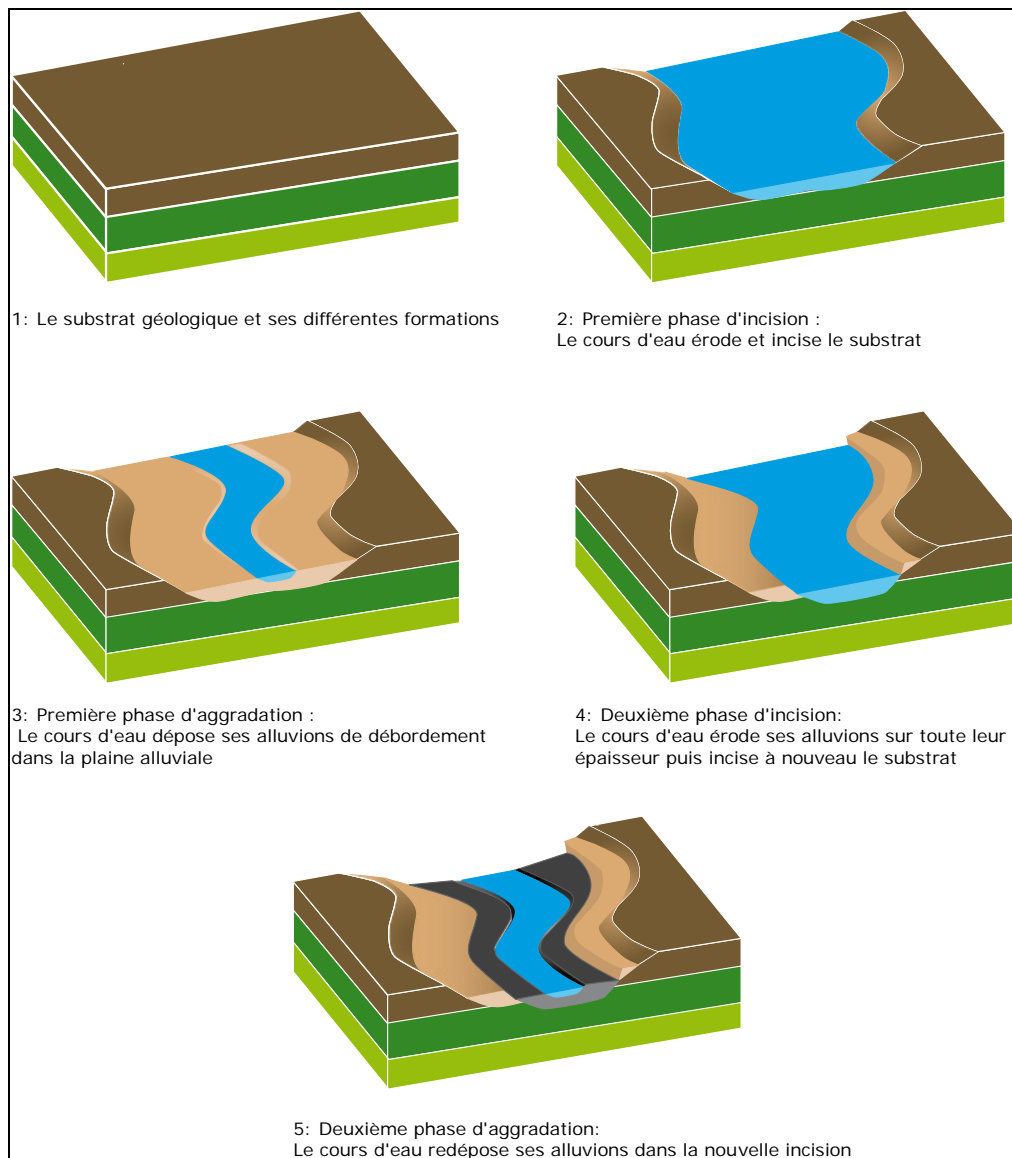


Figure 28 : Modèle simplifié de mise en place d'un système à terrasse alluviale étagée.

De cette manière depuis le Pléistocène, l'installation des plaines alluviales à terrasses étagées suivent les grands cycles d'incision/aggradation (Gibbard et Lewin, 2009). Les périodes d'incision qui dépendent des conditions climatiques, tectoniques et eustatiques (Blum et Törnqvist, 2000 ; Fagherazzi *et al.*, 2008) creusent la nappe alluviale et le substrat (en l'occurrence les poudingues pliocènes). Elles sont ensuite suivies d'une phase d'aggradation par dépôt d'alluvions dans la plaine d'inondation. Entre la fin du Pléistocène et le début de l'Holocène, la nappe alluviale est à nouveau creusée par le cours d'eau, lequel lorsque l'augmentation de la charge est plus rapide que celle du débit, permet d'entamer une nouvelle phase d'aggradation, celle du remblaiement holocène.

Comme le montre la figure 29, l'incision des vallons du Loup et de la Cagne relative au dernier maximum glaciaire (Würm) daté de 20 000 ans a entaillé les poudingues pliocènes

jusqu'à respectivement -47 et -35 mètres de profondeur par rapport au niveau actuel de la mer. Les données issues des sondages réalisés dans le cadre de l'étude géoarchéologique de ces basses plaines (Berger, 2005) mettent en évidence des vallons étroits au profil transversal en « V ». Dans la basse plaine de la Cagne, les sondages ont été réalisés en amont de la confluence avec le Malvan et soulignent ainsi une plus large incision. Enfin, bien qu'à l'aplomb du Malvan, nous ne disposons d'aucune information sur la profondeur du toit du substratum, nous proposons ici l'hypothèse de la présence d'un paléothaweg.

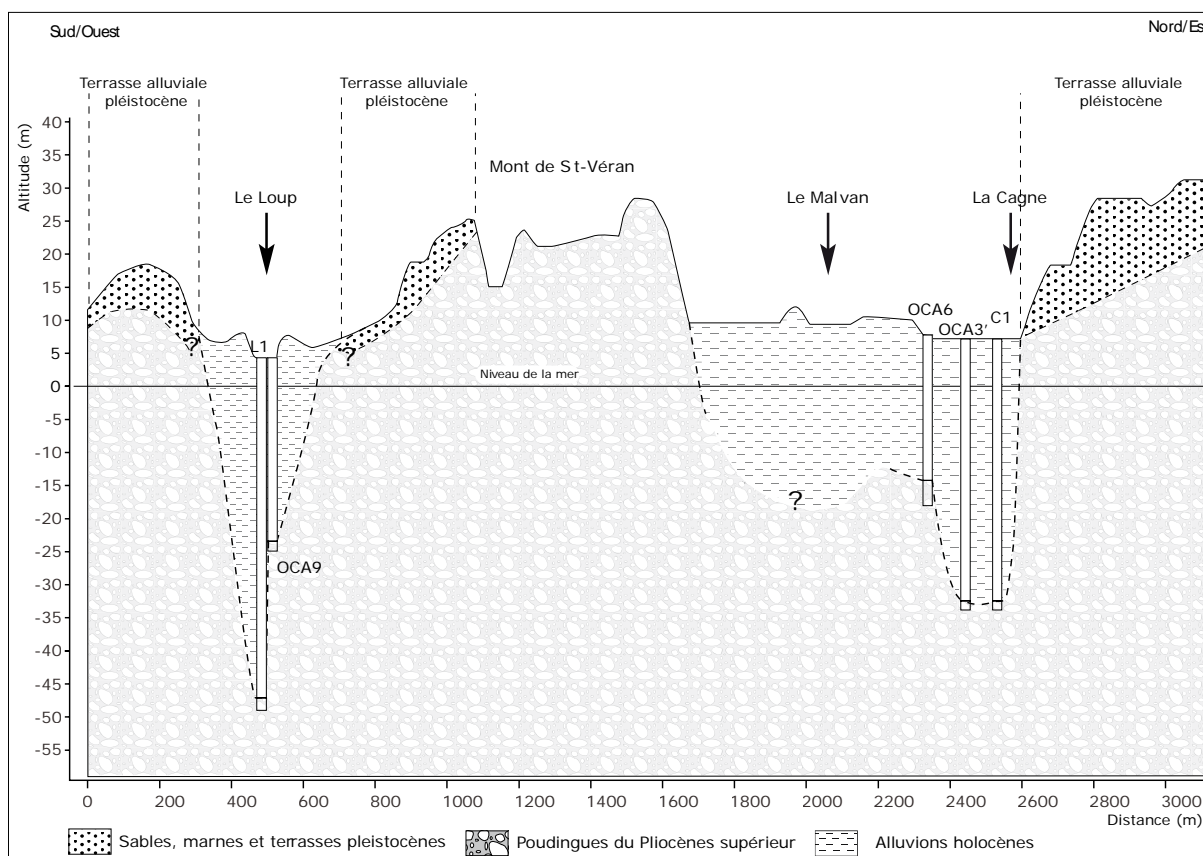


Figure 29 : Profil géologique des plaines alluviales du Loup et de la Cagne. Les données sont issues des sondages géoarchéologiques C1 (Cagne) et L1 (Loup) traité dans cette étude et des sondages géotechniques OCA9, OCA3' et OCA6 réalisés par l'entreprise Fondasol (Berger, 2005). Le profil suit le tracé placé sur la figure 27

1.2. Les dépôts continentaux

En plaine alluviale, au cours de l'Holocène, les dépôts sont de nature diverse et répondent à des processus géomorphologiques eux même régis par les conditions climatiques. Même si, on le verra après, les dépôts alluviaux se caractérisent par une grande hétérogénéité et variabilité spatiale, on peut schématiser le remblaiement holocène par la présence de cinq grands faciès sédimentaires correspondant à cinq milieux alluviaux différents (figure 30).

- *le chenal actif* : les dépôts du chenal actif au sein du lit mineur sont généralement constitués d'éléments plus ou moins grossiers dont la granulométrie varie en fonction de la puissance d'écoulement et de charriage. Il s'agit le plus souvent de dépôts sablo-graveleux.
- *les levées de berge* : au cours d'épisode de crue, la vitesse d'écoulement du cours d'eau diminue sensiblement par résistance au frottement au cours de l'envasement des berges et des plaines. Cette perte de vitesse au contact des marges longeant le chenal actif entraîne le dépôt en forme de crête d'alluvions sableux, appelé levée de berge. Plus la végétation sur les rives du cours d'eau est dense, plus la résistance physique face au volume d'eau franchissant les berges est importante, et plus le cours d'eau abandonne une partie de sa charge sédimentaire au contact de ses berges.
- *la plaine d'inondation* : cette zone définit l'espace de la plaine alluviale soumise aux débordements du cours d'eau. On parle aussi de lit majeur, dont les limites correspondent au niveau maximal que puisse atteindre une crue, et de lit moyen lorsque l'on parle de l'espace, situé entre le lit mineur et majeur, fréquemment inondé par les crues saisonnières. Ces espaces sont caractérisés par des dépôts argilo-limoneux de couleur gris-marron et/ou gris-bleu. Les processus de décantation intervenant après une crue entraîne le dépôt, à l'intérieur de ces faciès, de lamines très organiques voire tourbeuses. À l'échelle de l'Holocène, on peut observer dans l'épaisseur des dépôts de la plaine d'inondation, des niveaux de sables et galets qui correspondent à la divagation du chenal méandrique.
- *Les zones humides de bas fond* : il s'agit d'espaces dépressionnaires imperméables situés dans la plaine d'inondation alimentés par les eaux de pluies, de ruissellement et de crue. Ces espaces humides souvent marécageux se caractérisent par des dépôts limono-argileux très organiques.
- *Les sols alluviaux* : il s'agit de sols peu évolués, limoneux ou limono-argileux, avec de faibles teneurs en matière organique ; les récurrences des crues ralentissent les processus de pédogénèse, en limitant par exemple le développement des litières. En fonction de la profondeur et des oscillations de la nappe alluviale, ces sols sont considérés comme hydromorphes à gley réduits lorsqu'il y a une saturation régulière en eau, ou comme des sols à semi-gley peu hydromorphes lorsque la nappe subit de fortes oscillations.

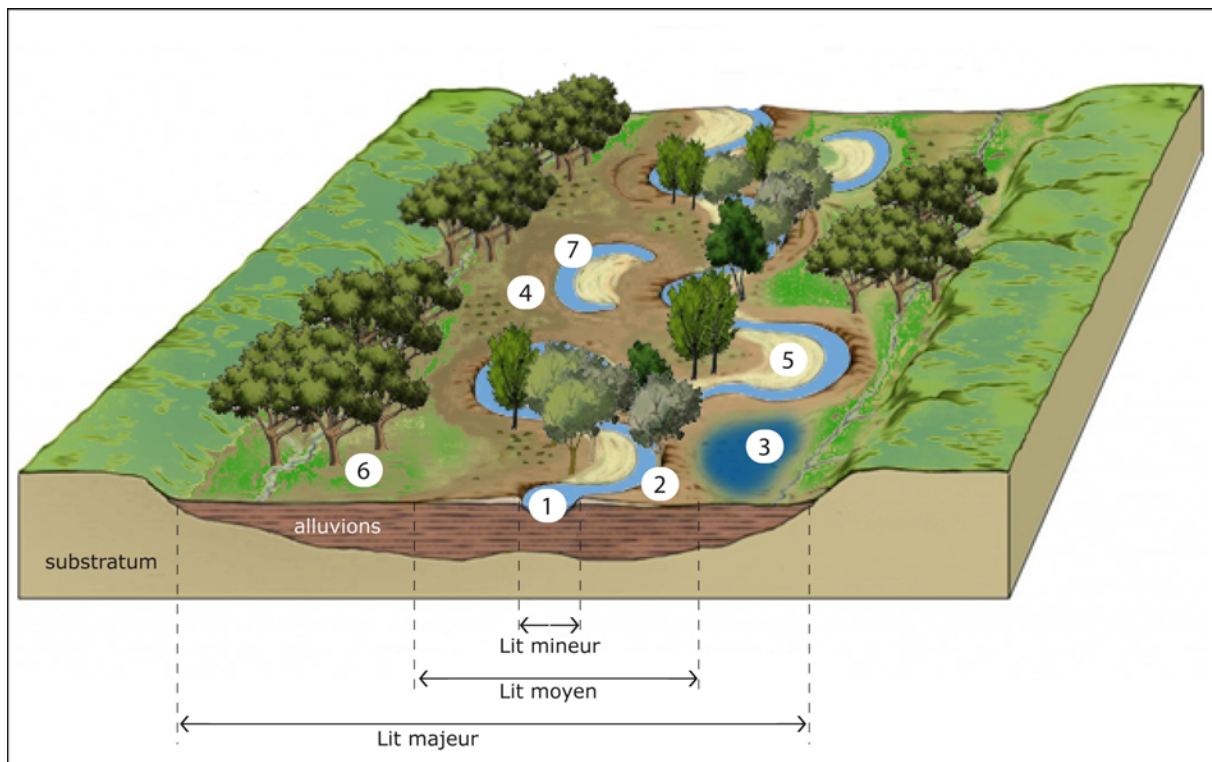


Figure 30 : Les milieux sédimentaires d'une plaine alluviale : **1** : Chenal actif ; **2** : Levée de berge ; **3** : Zone de bas fond ; **4** : Plaine d'inondation ; **5** : berge de convexité ; **6** : sol alluvial hydromorphe, **7** : bras mort .

1.3. Le rôle de la végétation dans la dynamique sédimentaire fluviale

Comme nous l'avons vu plus haut, la végétation alluviale est très sensible aux milieux dans lesquelles elle évolue. Le rôle structural de la dynamique fluviale sur les formations riveraines est déterminant pour la compréhension des processus de dynamique et de succession végétale. En cela, la structure de la végétation est une conséquence directe du fonctionnement de l'hydrosystème. En réalité, il s'agit d'une relation aux échanges mutuels (Corenblit *et al.*, 2007) au sein de laquelle la végétation riveraine joue un rôle significatif dans la dynamique d'écoulement et dans le mode de sédimentation alluviale (Jeffries *et al.*, 2003 ; Tabacchi *et al.*, 2000). Cette relation se caractérise par :

- *L'impact de la forêt riveraine sur les échanges énergétiques entre le cours d'eau et la plaine d'inondation.* La structure, elle-même, des formations riveraines entraîne une modification des conditions d'écoulement et donc de la dynamique hydro-sédimentaire du chenal dans le lit mineur et le lit majeur (plaine d'inondation). En effet, à l'issue des phases de débordement du cours d'eau, l'érosion ou la stabilité des berges est directement liée au réseau racinaire (rhizosphère) des formations végétales riveraines. Que se soient les formations herbacées pionnières ou les formations arbustives et/ou arborées post pionnières, le

développement de la végétation riveraine et alluviale permet un renforcement des conditions de rétention de sédiment, en d'autres termes une diminution des processus érosifs et par conséquent une diminution de la rugosité du cours d'eau et donc une augmentation de sa vitesse. En ce sens, Tabacchi (2000) montre que l'implantation des formations herbacées permet de piéger en importante quantité les sédiments fins transportés par les eaux issues des décrues et du ruissellement. Par ailleurs, le développement d'une litière en forêt riveraine favorise l'infiltration des eaux de pluies et donc atténue le lessivage et l'érosion des sols. En définitive, les formations végétales riveraines interviennent à la fois dans les processus hydro-sédimentaires du chenal actif (érosion, sédimentation) ainsi que dans les échanges sédimentaires au-delà des berges dans la plaine d'inondation.

- *L'impact de l'accumulation des débris ligneux dans le chenal actif.* En fonctionnant comme un barrage (naturel), l'entassement de bois mort dans le lit d'une rivière modifie l'écoulement de celle-ci. Par conséquent, cette perturbation favorise localement les débordements du cours d'eau et de ce fait les processus d'accrétion sédimentaire en plaine d'inondation. Par ailleurs ces débris en ralentissant la vitesse d'écoulement peuvent entraîner un détournement des flux et un affaiblissement de l'intensité des processus érosifs.

1.4. Les dépôts littoraux et marins

Lorsque l'on parle de plaine en zone littorale, il faut distinguer d'une part la plaine alluviale dont on vient d'expliquer les processus géomorphologiques qui lui sont propres et d'autre part la plaine deltaïque qui se situe dans le prolongement de la plaine alluviale et qui forme la zone d'embouchure du fleuve dans la mer. Cette zone constitue une nouvelle zone d'accumulation, à la fois pour les alluvions mais également pour les sédiments marins.

A l'échelle de l'Holocène cette zone d'accumulation se comble suivant le modèle classique de stratigraphie séquentielle. Celui-ci intègre et confronte, à l'échelle d'un cycle glacio-eustatique, la vitesse de la remontée marine et la puissance d'alluvionnement, lesquels déterminent les différents milieux sédimentaires côtiers ayant existé au cours du cycle (figure 31). Pour l'interglaciaire en cours, c'est avec le début de la hausse du niveau de la mer, vers environ 12 000 cal. BCE, que la rencontre entre le volume des apports fluviaux et la vitesse de remontée marine définit les différentes phases d'équilibre et de rupture de la ligne de rivage. Nous le verrons plus en détail par la suite, mais cette vitesse n'est pas linéaire et tend à

diminuer au cours de l'Holocène. Cette décélération favorise alors les phases d'aggradation relatives à la hausse du niveau de la plaine, et les phases de progradation lorsque les apports sédimentaires entraînent une avancée de la plaine deltaïque sur la mer. Ces processus combinés, qui se sont mis en place sur plusieurs millénaires, ont permis la formation du trait de côte et des deltas actuels.

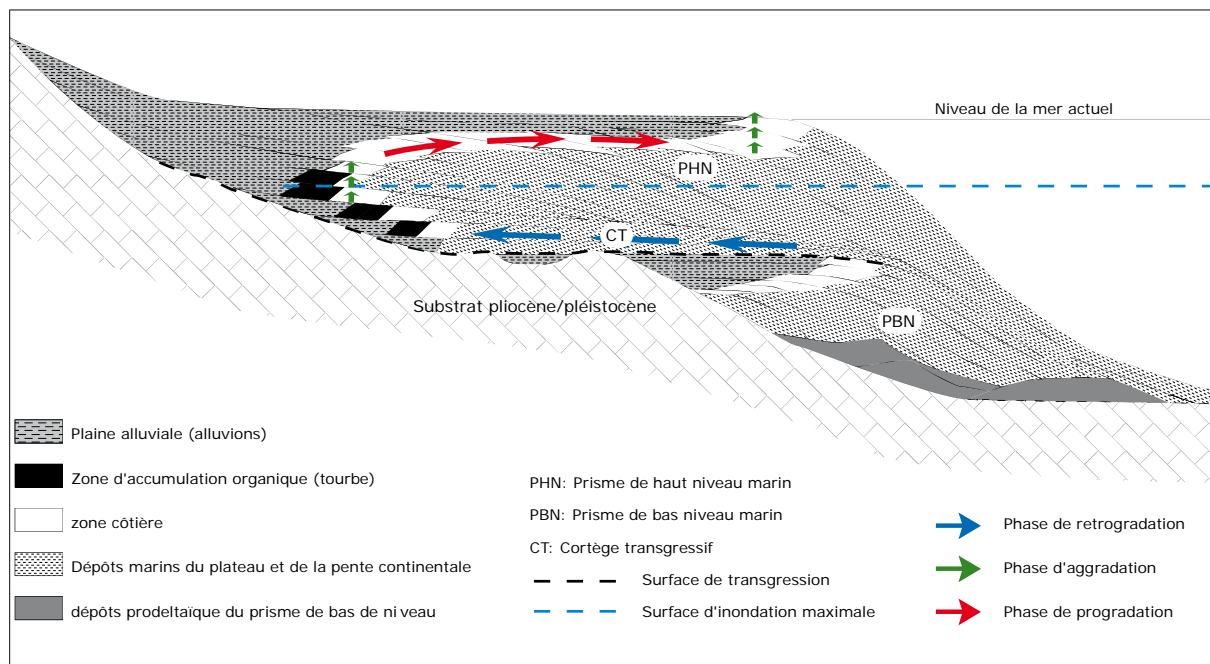


Figure 31 : Modèle de stratigraphie séquentielle modifié d'après Christie-Blick et Driscoll (1995).

Le comblement postglaciaire des vallées est principalement commandé par la remontée marine. À l'issue de ce comblement, les milieux littoraux se forment et se déforment en fonction des diverses modalités de remblaiement. Parmi ces modalités, il faut noter celles contrôlées par les phénomènes érosifs. En effet, de l'érosion des zones de production et de transfert dépendent la zone d'accumulation sédimentaire en partie aval et son rapport (équilibre/rupture) avec la remontée marine. Plusieurs facteurs régissent ces processus érosifs ainsi que le transport de sédiments : le climat qui commande la fréquence et la puissance des crues, la végétation dont les formations et la densité peuvent accélérer ou freiner les processus érosifs et enfin depuis le dernier interglaciaire l'homme. Depuis que les besoins en ressources naturelles ont nécessité une exploitation continue d'une localité précise, le pâturage, l'agriculture et la sylviculture se sont développés parallèlement à de nouvelles conditions d'érosion. Nous verrons par la suite avec quelle intensité ces activités préhistoriques ont influé sur les processus géomorphologiques alluviaux. Quoiqu'il arrive il

faut désormais prendre en compte le facteur anthropique qui est devenu, aujourd'hui, majeur dans le façonnage de certains paysages littoraux.

Il existe un autre facteur contrôlant la vitesse de comblement sédimentaire d'une vallée incisée. Il s'agit de la morphologie du substratum rocheux. En effet, l'hydrodynamisme, l'érosion et le transport des sédiments jusque dans les plaines alluviales distales dépendent en partie de la topographie du canyon. Plus le profil d'une vallée est étroit, plus le comblement vertical est rapide.

Dans les basses vallées du Loup et de la Cagne, la ligne de rivage se meut depuis 12000 ans (Dubar *et al.*, 2011). Celle-ci recule dans les terres au cours des phases de rétrogradation, ou avance sur la mer au cours des phases de progradation. Avec la mobilité du rivage, se sont également les milieux sédimentaires côtiers qui se déplacent. Nous les avons regroupés en quatre grandes familles.

- *Les vases marines* : elles se déposent dans les paléovallons consécutivement à l'enneigement des rias au cours de la remontée marine. Ces vases présentent des faciès limono-argileux de couleur verdâtre très riches en malacofaune marine.
- *Les cordons littoraux* : il s'agit de bancs formés de sables remaniés plutôt grossiers qui se sont déposés le long du littoral au cours du relèvement du niveau marin par palier. Les cordons ou lidos permettent la construction des lagunes, lesquelles sont alimentées par les eaux douces des fleuves mais également par la nappe et les entrées marines qui en font des milieux plus ou moins saumâtres.
- *Les sédiments des milieux lagunaires* : la construction des lagunes résulte de la formation des barrières sableuses et représente donc un phénomène exclusif des périodes interglaciaires. Les corps sédimentaires qui les composent sont formés de sables fins limono-argileux déposés le plus souvent par décantation. Ces dépôts s'organisent en lamines pouvant mesurer moins d'un centimètre d'épaisseur, lesquelles peuvent être très riches en matière organique et intercalées de sables plus grossiers lorsque les apports détritiques fluviaux s'intensifient. Les observations macroscopiques de ces dépôts peuvent mettre en évidence une alternance régulière de lamines claires (silteuses et carbonatées) et sombres (argileuses et organiques). Lorsque ces dépôts suivent une rythmicité annuelle et saisonnière, on peut parler de varves. À l'image des varves observées dans une terrasse pléistocène côtière à Cros-de-Cagne (Dubar et Huault, 2002), elles peuvent se constituer de lamines claires (dépôts de matériaux détritiques très fins) et de lamines sombres (kérogène produit par l'activité cyanobactérienne). Dans ce

cas précis et d'après les auteurs, les lamines claires se déposent au cours du printemps suite à l'efflorescence diatomique alors que les lamines sombres se déposent juste après la saison chaude, au cours des épisodes humides de l'automne, qui permettent également le transport et la précipitation d'une partie de la litière forestière automnale. Certaines lamines claires peuvent présenter une allure voilée consécutivement aux épisodes de dessiccation de la vase lagunaire déposée sur le tapis algaire filamenteux (Rousset *et al.*, 1996).

- *Les alluvions remaniées des phases transgressives* : Au cours de la dernière remontée marine qui suit la dernière période glaciaire (Würm, 20 000 BP), les apports fluviaux se déposent en plaine deltaïque sous forme d'unité progradante. Ces derniers sont alors submergés et ennoyés par la hausse du niveau marin qui entraîne la migration de la ligne de rivage vers le continent. On parle de rétrogradation. Les biseaux de progradation sont de ce fait remaniés, notamment par l'action des houles, et s'intercalent entre les différents paliers de la remontée marine. L'épaisseur originelle de ces biseaux et leur érosion issue de leur ennoisement est commandé par la vitesse de transgression et de migration de la mer à l'intérieur des terres. Si la vitesse de remontée marine est globale et équivalente à l'échelle de la Méditerranée, la vitesse de migration vers le continent dépend de la topographie locale qui l'accélère ou la ralentit suivant le degré de pente du substrat. En Méditerranée occidentale, les dépôts résiduels transgressifs sont généralement peu épais (Cattaneo et Steel, 2003 ; Gensous et Tesson, 2003).

1.5. Le rôle de la remontée marine postglaciaire dans les processus de formation des plaines côtières

La formation des plaines alluviales côtières et des nombreux deltas méditerranéens, tels que nous pouvons les observer aujourd'hui résulte de longs processus géomorphologiques postglaciaires propres à chaque bassin versant. Parmi les nombreux éléments à l'origine de ces processus géomorphologiques, un est à la fois principal et commun à toutes les plaines côtières de la Méditerranée, il s'agit de la remontée postglaciaire du niveau marin.

Lorsque l'on parle de remontée marine, une précision doit être apportée. Même si la hausse du niveau marin est d'abord un processus global, qui touche toutes les eaux en connexion avec les océans, certaines spécificités locales peuvent être observées. En effet, il ne faut pas considérer les océans de la terre comme une vaste étendue d'eau dont le niveau

pourrait s'élever de manière homogène lorsque sa masse augmente. Actuellement les différences de pression, les courants, la salinité et la température de l'eau entraînent des variations de plusieurs mètres du niveau des océans à l'échelle du globe. Sur la très longue durée, à l'échelle de la dernière déglaciation soit les 20 derniers millénaires, le niveau de la mer s'élève d'environ 120 mètres. Au cours de cette période, les analyses réalisées sur les différentes régions du globe enregistrent à la fois des différences de niveau pour une même période et un certain nombre de décalages chronologiques dans la vitesse de remontée marine (Pirazzoli, 1991 ; Smith *et al.*, 2011).

Trois grands ensembles de facteurs définissent les différentes spécificités locales de la remontée marine postglaciaire. Premièrement les facteurs eustatiques différentiels, deuxièmement l'impact des processus glacio-hydro-isostatiques et troisièmement les mouvements tectoniques. On entend par facteurs eustatiques, les éléments d'ordres globaux intervenant dans les cycles de montée et de descente du niveau marin à l'échelle du globe, c'est à dire la température de l'eau qui définit son volume, et l'apport variable de la masse des eaux dites « de terre », telles que l'eau des rivières, des glaciers, et des calottes glaciaires dans les eaux océaniques. Derrière le terme « glacio-hydro-isostasie », également appelé « ajustement isostatique » ou « rebond post-glaciaire », se cachent les phénomènes de soulèvement et d'affaissement des masses terrestres de la lithosphère et de l'asthénosphère (manteau supérieur) en réponse à la fonte ou à la formation des calottes glaciaires. Enfin le dernier facteur intervenant dans la remontée du niveau marin à l'échelle locale est d'ordre tectonique (Lambeck *et al.*, 2004) et relatif aux mouvements verticaux des terrains au cours du Quaternaire issus des phénomènes de subsidence et de compression (Dubar *et al.*, 1992 ; Spampinato *et al.*, 2011).

L'objectif, ici, est de redéfinir la chronologie postglaciaire des variations du niveau marin au large de la Provence orientale, afin de restituer les déplacements holocène du trait de côte dans la zone de prélèvement des séquences géoarchéologique C1 (vallon de la Cagne) et L1 (vallon du Loup) pour ensuite, identifier l'impact de la transgression marine sur la formation des paysages côtiers holocènes.

1.5.1. Les variations du niveau de la mer en Méditerranée occidentale depuis 20 000 ans

La mer Méditerranée et plus particulièrement son bassin Nord-Ouest à fait l'objet de nombreuses études sur les variations postglaciaires du niveau marin (Antonioli *et al.*, 2007 ;

Antonioli *et al.*, 2009 ; Devillers *et al.*, 2007 ; Dubar et Anthony, 1995 ; Lagares, 2008 ; Lambeck *et al.*, 2011 ; Lambeck *et al.*, 2004 ; Lambeck et Bard, 2000 ; Milker *et al.*, 2011 ; Morhange *et al.*, 2001 ; Smith *et al.*, 2011 ; Vella et Provansal, 2000). Les auteurs, afin de restituer les variations du niveau de la mer sur plusieurs millénaires, analysent de nombreux marqueurs, que nous avons subdivisés ici en 2 grandes catégories, les marqueurs biosédimentaires et les marqueurs archéologiques.

1.5.1.1. Les marqueurs bio-sédimentologiques

Grâce aux sondages géoarchéologiques réalisés en contexte marin et en contexte continental, les spécialistes peuvent à partir des restes faunistique extraits des sédiments et plus précisément à partir de leurs habitats écologiques actuels, obtenir des informations précieuses quant à la localisation passée du trait de côte. Les habitats sont répartis au sein de 3 étages écologiques qui découpent verticalement le littoral en fonction de l'humidité, la température et la lumière (figure 32). À noter que l'étage médiolittoral, ou estran, est relativement limité sur le littoral méditerranéen puisque l'amplitude des marées ne dépasse pas quelques dizaines de centimètres, contre un dizaine de mètres sur le littoral atlantique.

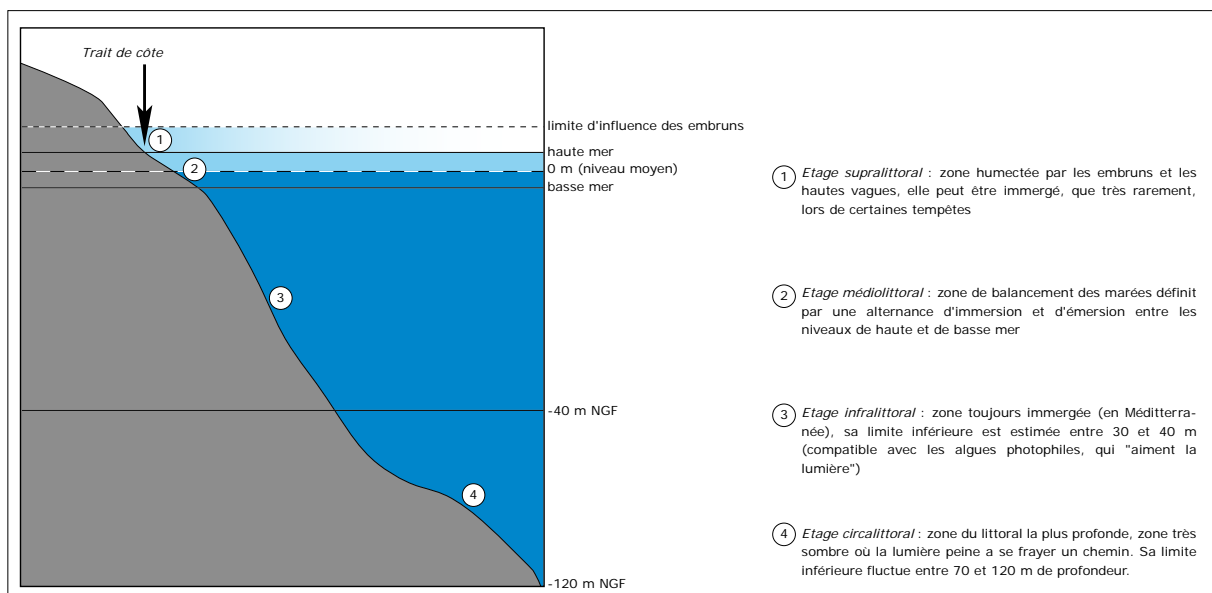


Figure 32 : Les différents étages du milieu marin, en zone littorale méditerranéenne.

Parmi les restes fauniques emprisonnés dans les sédiments, les spécialistes vont s'intéresser plus particulièrement aux espèces caractérisées par un *preferendum* écologique limité, afin d'identifier au sein des facies sédimentaires les différents étages du milieu marin littoral. Or étant donné le caractère restreint de l'étage supralittoral et médiolittoral, leur

identification, dans les séquences sédimentaires holocènes, permet de cibler de manière assez précise la présence d'un niveau marin moyen. Dans la littérature les principaux marqueurs biologiques sont :

- **Les gastéropodes de la famille des *Vermetidae*.** Ces vermetes forment des encroutements de plusieurs centimètres d'épaisseur à la surface des roches médiolittorales, au niveau de la zone de ressac juste en dessous du niveau moyen de la mer (niveau 0). L'espèce la plus commune en Méditerranée est *Dendropoma petraeum* (Pérès et Picard, 1964). Elle a été observée dans les séquences holocènes sur les côtes de la Sicile (Antonioli *et al.*, 1999), de l'Italie du sud (Mastronuzzi et Sansò, 2002) et en Méditerranée orientale (Pirazzoli *et al.*, 1991).
- ***Cerastoderma glaucum*.** Ce mollusque bivalve de la famille des *Cardiidae*, est une espèce caractéristique des communautés benthiques des systèmes lagunaires méditerranéens (Pérès et Picard, 1964). Il s'agit d'une espèce euryhaline et eurytherme qui tolère des taux de salinité et des températures variables, elle se répartit jusqu'à 3 cm de profondeur, à la fois dans la végétation algale les sédiments et se positionne entre 0 et -3 mètres en dessous du niveau moyen de la mer. Dans les analyses paléoenvironnementales elle est associée à d'autres mollusques (gastéropodes et bivalves) tels que, *Hydrobia acuta*, *Bitium reticulatum*, *Rissoa* sp., *Pusillina* spp. et *Retusa truncatula*, formant un assemblage spécifique du milieu lagunaire méditerranéen et un point de repère précis quant à la localisation du niveau marin (Aloïsi *et al.*, 1978 ; Carboni *et al.*, 2010 ; Dubar et Anthony, 1995 ; Lambeck *et al.*, 2004 ; Spampinato *et al.*, 2011).
- **Les foraminifères.** Ces petits organismes unicellulaires qui font parti du groupe des protozoaires sont scindés en deux grandes communautés, les foraminifères planctoniques qui vivent dans la colonne d'eau et plus particulièrement dans la couche supérieure dite épipélagique (à l'intérieur de laquelle l'exposition à la lumière est suffisante à la photosynthèse) et les foraminifères benthiques qui au contraire vivent à proximité des fonds marins. Grâce à cette particularité, plusieurs approches méthodologiques ont été développées par les spécialistes, leurs permettant d'associer l'étude des foraminifères avec les variations du niveau de la mer. La première utilise la mesure du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les tests carbonatés des organismes benthiques (Waelbroeck *et al.*, 2002). En utilisant le postulat selon lequel la température holocène des fonds marins est restée inchangée, il est possible d'associer le rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des coquilles

avec celui de l'eau des océans. Ensuite, puisque la variation du volume des calottes glacières contrôle le rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'océan, les variations du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrées dans les tests carbonatés des foraminifères sont directement associées au volume des glaces et donc au volume des océans et à sa profondeur. La deuxième méthode utilise, au sein des assemblages fossiles enregistrés dans les sédiments, la mesure du ratio entre les foraminifères planctoniques et benthiques (van Hinsbergen *et al.*, 2005). Enfin la dernière méthode s'intéresse à l'analyse régressive, par le biais de la réalisation d'analogie actuel (Hayward, 2004) et le développement de fonctions de transfert (Leorri *et al.*, 2008 ; Milker *et al.*, 2011). Dans ce dernier cas, les populations actuelles de foraminifères, en l'occurrence de la mer Méditerranée (Frezza et Carboni, 2009 ; Milker *et al.*, 2009) sont prélevées et analysées afin de créer un modèle statistique de distribution altitudinale. Les assemblages fossiles sont ensuite calibrés à partir de ce modèle, permettant enfin l'attribution d'une valeur altitudinale à chaque échantillon fossile traité.

- **Les spéléothèmes.** Il s'agit de formations concrétionnaires qui se forment par précipitation d'éléments minéraux transportés par les eaux de percolation dans les grottes. Dans certaines cavités localisées sur le littoral, la hausse du niveau marin peut entraîner une immersion des spéléothèmes et par conséquent l'arrêt de leur développement. Au cours de leurs immersions, de petits vers lithophages marins (*Lithophaga lithophaga*) s'incrusteront dans les couches anciennes des spéléothèmes, pour ensuite être recouverts par les nouveaux dépôts minéraux. Ce bivalve se développe uniquement sur les roches calcaires, complètement immergé entre 0 et -2 mètres, pour la majorité des spécimens, sous le niveau moyen de la mer. Ses caractéristiques en font un très bon marqueur du niveau marin, d'autant plus que sa vitesse de croissance est relativement lente, ce qui nous permet en datant la coquille de petits individus, d'obtenir un âge assez précis de la première intrusion marine de la grotte (Antonioli et Oliverio, 1996). D'autres approches chronologiques sur la correspondance du niveau marin avec la présence de lithophages dans les spéléothèmes sont résumées par Antonioli *et al.*, (2004 ; 2001) et Lambeck *et al.* (2004).
- **Les marqueurs végétaux.** À l'image des restes faunistiques, les vestiges de la végétation des zones littorales sont également utilisés comme indicateurs paléobathymétriques. Grâce à la détermination de plusieurs espèces et formations végétales au *preferendum* écologique limité, il est possible d'identifier les

différents faciès médiolittoraux des séquences sédimentaires côtières holocènes. Parmi ces marqueurs, il est possible de déterminer grâce à la palynologie et la carpologie *Ruppia maritima*. Il s'agit d'une phanérogame aquatique qui peuple les lagunes, étangs et marais littoraux. Elles forment, à la surface des eaux calmes, des herbiers vivaces ancrés aux sols sableux par un réseau de racines et une tige qui peut atteindre 1 mètre de long. *Ruppia maritima* n'affectionne pas les sédiments riches en matières organiques et régresse généralement en cas d'eutrophisation de la zone humide. L'indentification des tourbes littorales est également utilisée dans la littérature comme indicateur paléobathymétrique (Antonioli *et al.*, 2009 ; Dubar et Anthony, 1995 ; Vella, 1999 ; Vella et Provansal, 2000). Les dépôts de tourbes littorales ou dites de lagune se forment en amont des cordons littoraux, au contact des zones d'affleurement de la nappe phréatique dulçaquicole. Compte tenu de leur vitesse de croissance relativement lente, les tourbières littorales sont très sensibles à la vitesse de hausse ou de baisse du niveau de la mer. En effet comme le montre Vella (1999) dans son travail de thèse, l'équilibre des flux souterrains permettant la croissance d'une tourbière peut être rompu soit par une hausse rapide du niveau de la mer, entraînant une immersion de la tourbière, soit par une baisse rapide ou une phase de progradation rapide, entraînant la transformation de la tourbière en dépôts détritiques continentaux. Par ailleurs lorsque la remontée se fait progressivement et que le débit de la nappe dulçaquicole se stabilise, les tourbières littorales ont le temps de se développer et de croître verticalement. Ainsi, dans une séquence sédimentaire côtière holocène, l'apparition, l'épaisseur et la disparition d'un faciès tourbeux, nous renseignent sur la mobilité horizontale du trait de côte et donc sur les variations du niveau marin. Cependant la détermination d'un faciès tourbeux dans une séquence sédimentaire côtière holocène ne permet pas à elle seule de définir le niveau marin associé. Etant donné que la nappe alluviale suit le pendage de la plaine, des dépôts de tourbes peuvent se retrouver, non loin du littoral, mais au dessus du niveau de la mer, par exemple à l'emplacement d'un bras mort ou d'une zone de bas fond. Ainsi, l'utilisation de ces faciès (médiolittoraux) dans l'analyse du niveau marin passe par la documentation systématique de la faune et la flore associées.

- **Les bioconstructions à *Lithophyllum*.** L'intérêt porté par les spécialistes pour l'utilisation des corniches à *Lithophyllum lichenoides* comme indicateur de niveau marin est certain (Laborel *et al.*, 1994 ; Morhange *et al.*, 2001). Ces algues rouges

de l'ordre des Corallinales se caractérisent par une calcification plus ou moins partielle de leurs cellules et se développent sur les côtes rocheuses du nord-ouest de la Méditerranée. Ce qui intéresse les spécialistes réside dans le *preferendum* écologique très limité de l'espèce. En effet, ces corniches dont l'amplitude verticale est d'environ 20 cm en moyenne pour un niveau marin stable, se forment exclusivement à la base de l'étage médiolittoral. Cependant d'importantes précautions doivent être prises quant à l'utilisation de ces biomarqueurs. En effet, ces algues en tapissant les roches littorales du sud de la France sont disposées à subir des contaminations en carbone ancien par remplissage postérieur. Sans un échantillonnage et un nettoyage précis et rigoureux, les datations par le radiocarbone peuvent engendrer un rajeunissement des âges.

1.5.1.2. Les restes archéologiques submergés

L'étude des vestiges archéologiques localisés sur les zones littorales sont également de précieux marqueurs pour l'analyse du niveau marin et de ses variations au cours de l'Holocène. Quelles en sont les principes et les démarches ? À partir de la découverte d'une ou plusieurs structures spécialisées partiellement ou complètement submergées par les eaux de la mer, les spécialistes peuvent replacer le niveau marin contemporain des structures et ainsi établir la vitesse de remontée jusqu'à aujourd'hui. Pour cela l'altitude originelle de la structure doit pouvoir être défini avec précision, ce qui implique une étude du cadre géotectonique et des éventuels mouvements verticaux associés, et que la nature des structures étudiées puisse permettre de replacer et dater le niveau de la mer au moment de leur utilisation avec certitude. Les structures les plus utilisées sont les constructions portuaires (quais, jetées, brises lames...), les bassins maritimes, les carrières côtières et les systèmes hydrauliques tels que les puits (Auriemma et Solinas, 2009). En Méditerranée occidentale, plusieurs investigations ont été menées, à la fois sur le littoral tyrrhénien (Antonioli *et al.*, 2007 ; Antonioli *et al.*, 2011 ; Auriemma et Solinas, 2009 ; Rovere *et al.*, 2011), dans le Golfe du Lion (Morhange *et al.*, 2001 ; Vella, 1999) sur les côtes de la mer Ionienne en Sicile (Scicchitano *et al.*, 2008) et sur le rivage de la mer Adriatique (Auriemma et Solinas, 2009). En résumé, en Méditerranée, étant donné la richesse archéologique des zones côtières du pourtour méditerranéen, le choix de cette approche est particulièrement judicieux, mais s'avère incomplète lorsqu'il s'agit de définir des courbes précises de la hausse du niveau marin à l'échelle de l'Holocène. Néanmoins elle permet de compléter, essentiellement pour

les périodes de l'antiquité, les courbes obtenues d'après les autres méthodes, en apportant d'importantes informations d'ordre local.

1.5.1.3. Les courbes de référence postglaciaires dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée

1.5.1.3.1. Les modèles prédictifs de la remontée marine postglaciaire

Comme nous l'avons précisé plus haut, les variations du niveau des océans et des mers sur la longue durée sont contrôlées par plusieurs processus. Il est possible de les réunir en 3 grands ensembles, les processus eustatiques, les processus glacio-hydro-isostatiques et les processus tectoniques. Pour résumer, les mouvements verticaux des océans résultent, d'une part du changement des volumes des océans, et d'autre part des changements de la géométrie des bassins océaniques.

Dans le bassin méditerranéen, les variations postglaciaires du niveau de la mer sont principalement régies par les échanges entre les eaux des calottes glaciaires de l'hémisphère nord et les eaux des océans. Ces échanges (formation et fonte des calottes glaciaires) qui sont issus des variations climatiques générant les phases de glaciation et de déglaciation, provoquent des déformations de la lithosphère. Celle-ci s'affaisse sous le poids des glaces formées en période glaciaires et gonfle lorsqu'elle est libérée de l'énorme force de compression de la glace en période de réchauffement. Or, ces processus entraînent également des déformations de la croûte terrestre en périphérie sur des dizaines de milliers de km, comme dans le bassin méditerranéen par exemple. Il peut s'agir de gonflement ou d'affaissement dont l'amplitude dépend du volume et de la surface des glaces, de l'éloignement du site considéré et des propriétés physiques locales de la lithosphère (épaisseur élastique, viscosité). On parle des processus glacio-isostatiques. L'amplitude dépend également des déplacements des masses d'eau (hydro-isostasie) et enfin des changements gravitationnels globaux relatifs aux cycles glaciaires. Ainsi, en quantifiant sur une échelle spatiale et temporelle, à la fois la masse glaciaires et les propriétés rhéologiques de la croûte continentale et océanique, il est possible de modéliser les processus glacio-hydro-isostatiques à l'origine des variations du niveau des océans (Lambeck *et al.*, 2011 ; Lambeck *et al.*, 2004 ; Lambeck et Chappell, 2001 ; Lambeck et Purcell, 2005). Cependant ce modèle isostatique est valable uniquement pour les zones tectoniques stables ou pour celles dont on connaît l'amplitude verticale tectonique. Ainsi lorsque qu'aucunes données relatives aux phénomènes de subsidence et/ou de soulèvement ne sont disponibles, la comparaison des niveaux théoriques obtenus par ce modèle avec les

niveaux marins observés nous permet d'estimer l'amplitude des mouvements tectoniques verticaux.

En résumé, ce modèle permet, pour un instant (t), d'une part d'établir une fonction d'équivalence entre le volume des glaces et le niveau des océans, d'autre part de définir localement la contribution glacio-isostatique (des glaces de l'Europe du Nord, de l'Amérique du Nord et des glaciers alpins), et hydro-isostatique et enfin d'intégrer les différents paramètres relatifs à la viscosité du manteau et à l'épaisseur de la lithosphère. De cette manière plusieurs courbes prédictives postglaciaires ont été réalisées pour les côtes de la mer Adriatique, Tyrrhénienne et de Ligurie (Lambeck *et al.*, 2011), pour le littoral du sud de la France (Lambeck et Bard, 2000 ; Lambeck et Purcell, 2005), et pour diverses régions de la Méditerranée (Lambeck et Purcell, 2005). Nous retenons ici 4 courbes prédictives (figure 33). La première concerne le littoral provençal (Lambeck et Bard, 2000) la deuxième renseigne la mer Ligure et les deux dernières correspondent au nord de la mer Tyrrhénienne sur la côte toscane (Lambeck *et al.*, 2011)¹⁷. Elles ont été réalisées suivant le modèle isostatique et respectent des paramètres communs concernant la rhéologie de la croûte terrestre. Le modèle prend ainsi en compte une lithosphère d'épaisseur égale à 65 km, un manteau supérieur d'une viscosité égale 3×10^{20} Pas, et un manteau inférieur d'une viscosité égale à 3×10^{22} Pas. Etant donnée la proximité des secteurs traités par le modèle, on pourrait s'attendre à des courbes identiques, cependant si leurs profils sont relativement analogues, leurs valeurs ne le sont pas. De manière générale, au cours d'un interglaciaire, l'effet combiné des processus glacio-isostatique et hydro-isostatique entraîne un affaissement des sols au centre du bassin méditerranéen et par conséquent des phénomènes de soulèvement au niveau de ses marges. Par ailleurs en observant plus précisément les données isostatiques enregistrées à l'échelle du bassin méditerranéen, plusieurs éléments expliquent les différences observées sur les courbes de la figure 33 : la proximité des glaces alpines et leurs impact glacio-isostatiques sur le sud de la France ; la distance des sites par rapport aux glaces de l'Europe du Nord et de leur effet isostatique et gravitationnel et enfin l'effet hydro-isostatique sur le bassin et sa géométrie différentielle. En somme, l'intervalle fixé par la courbe la plus haute et la courbe la plus basse de ces modèles nous permet d'illustrer les variabilités spatiales et chronologiques de la hausse du niveau marin depuis 20 000 ans sur le littoral de l'arc liguro-provençal.

¹⁷ Les courbes associées à la mer de Ligurie et à la mer Tyrrhénienne correspondent aux sites 1, 3 et 4 dans la publication de Lambeck *et al.* (2011).

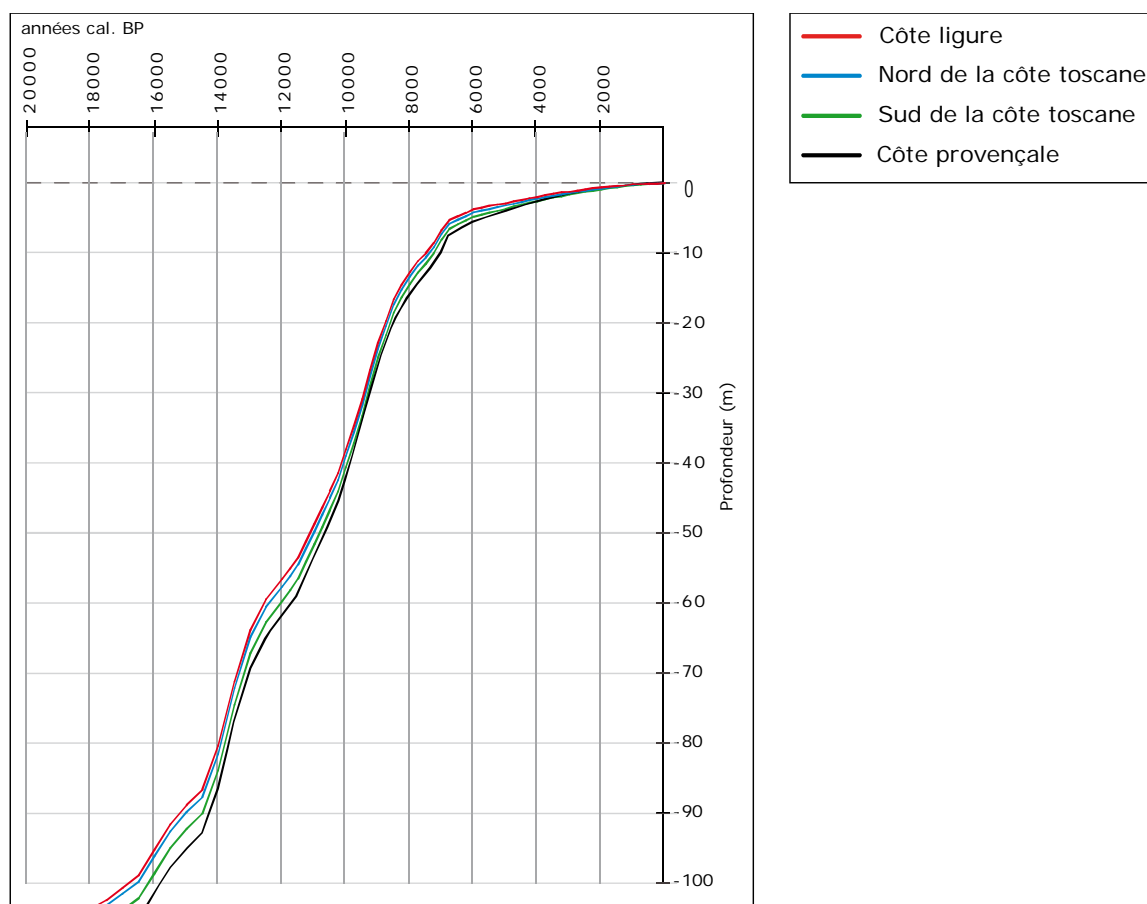


Figure 33 : Modèle prédictif de la remontée marine postglaciaire dans le Sud de la France et le Nord-Ouest de l'Italie, d'après les prédictions glacio-hydro-isostatiques (Lambeck *et al.*, 2011 ; Lambeck et Purcell, 2005).

1.5.1.3.2. La remontée marine postglaciaire d'après les niveaux observés

Grâce aux différents marqueurs présentés plus haut, à des mesures radiochronologiques précises et à une caractérisation précise des contextes tectoniques et isostatiques des sites étudiés, il est possible de mettre en évidence à partir des niveaux observés plusieurs courbes dites de référence. Pour le secteur qui nous intéresse plus particulièrement, c'est-à-dire le littoral français méditerranéen, la côte ligure et le nord de la mer Tyrrhénienne, nous avons compilé, ci-après, l'ensemble des données disponibles sur la hausse relative du niveau marin postglaciaire répartis sur 29 sites différents (figure 34). Nous avons ensuite comparé les niveaux observés avec les niveaux théoriques établis par Lambeck et Bard (2000) et Lambeck *et al.* (2011), afin d'établir les différents degrés de correspondance.

Cependant, afin de comparer l'ensemble des niveaux marins holocènes observés sur les différents sites traités, il s'est avéré indispensable d'homogénéiser la totalité des mesures radiochronologiques. Pour ce faire chacune des datations par le radiocarbone dites conventionnelles (BP) ont été reprises. Avant tout, lorsqu'elle n'était pas prise en compte

(c'est le cas de nombreuses dates réalisées dans les années 1970 et 1980¹⁸) la valeur du ratio $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, exprimée en ‰, a été estimée afin de normaliser l'âge pour tenir compte du fractionnement isotopique. Par défaut, nous utilisons pour la correction d'un âge obtenu sur coquille marine un $\delta^{13}\text{C}$ estimé à 0 ‰, ce qui entraîne un vieillissement d'environ 400 ans de l'âge radiocarbone conventionnel. Une fois la normalisation des âges réalisée, la calibration de l'ensemble d'entre eux a été réalisée grâce aux courbes de référence atmosphérique (IntCal 09) et marine (Marine09), sur le logiciel Oxcal 4.1 (Riemer *et al.*, 2009). Ainsi pour la calibration des âges obtenus sur les organismes marins, l'effet réservoir issu du ^{14}C stocké dans les mers a été systématiquement appliqué, grâce aux différentes valeurs du delta R de la mer Méditerranée qui permettent de préciser les variations régionales de l'effet réservoir (Siani *et al.*, 2000). Ces valeurs sont disponibles en ligne sur le logiciel Oxcal 4.1.

¹⁸ Etant donné que le vieillissement issu de l'effet réservoir marin nécessite de rajeunir les âges d'environ 400 ans et que la normalisation des âges liée au fractionnement isotopique pour des coquilles marines entraîne un vieillissement d'environ 400 ans, un certain nombre de laboratoire dans les années 1970 et 1980 ne prenaient pas en compte la mesure du ratio $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Or on sait maintenant que l'âge radiocarbone des eaux de la Méditerranée n'est pas homogène et donc que de l'effet réservoir varie spatialement à l'échelle d'un bassin. Il est donc indispensable de mesurer la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ des coquilles à dater pour obtenir un âge conventionnel normalisé ainsi que d'appliquer un delta R régional adéquate en vue d'une meilleure calibration. Actuellement si l'ensemble des laboratoires normalisent les âges en fonction du fractionnement isotopique, ce n'était pas le cas dans les années 1970 et 1980, comme dans les laboratoires de Gif-sur-Yvette (Gif) et Géologie du Quaternaire de Marseille (L.G.Q). Ainsi les âges conventionnels obtenus par Aloïsi *et al.* (1978) ainsi que par Laborel *et al.* (1994) ont été corrigés par une estimation du $\delta^{13}\text{C}$.

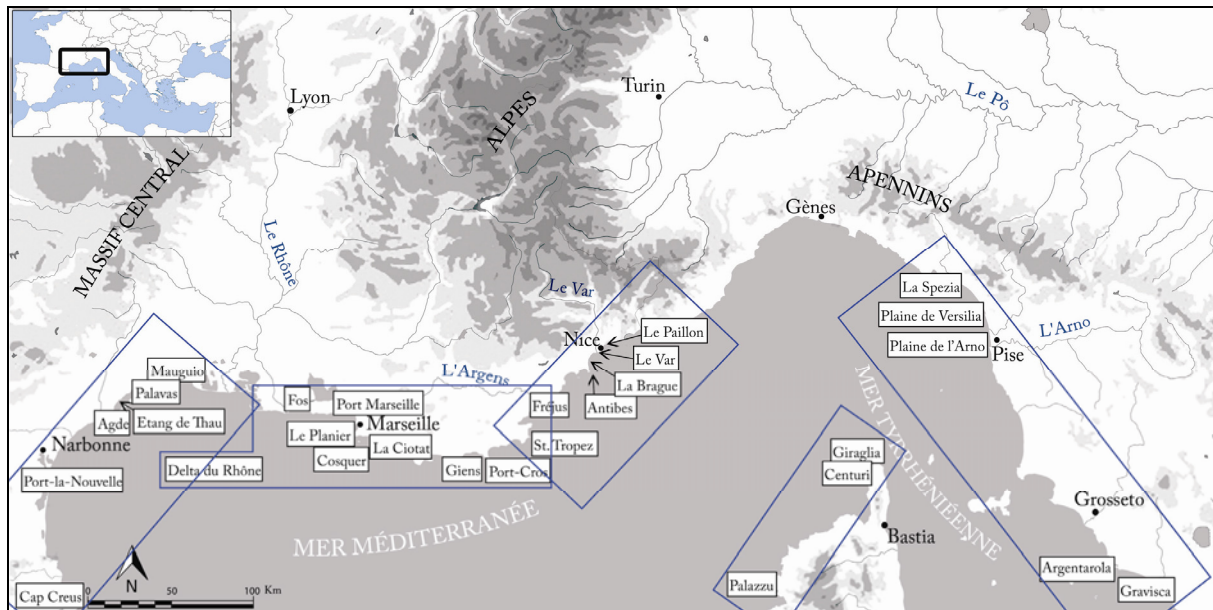
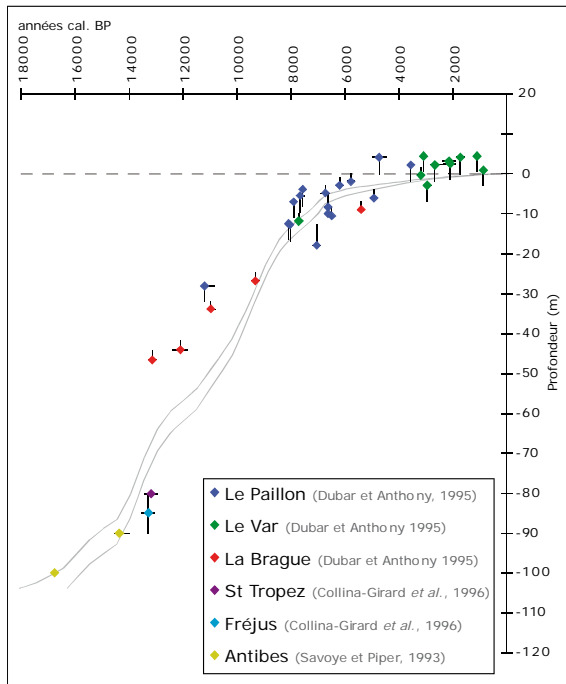


Figure 34 : Carte de localisation des sites mentionnés dans cette étude relatifs aux niveaux marins postglaciaires observés dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée.

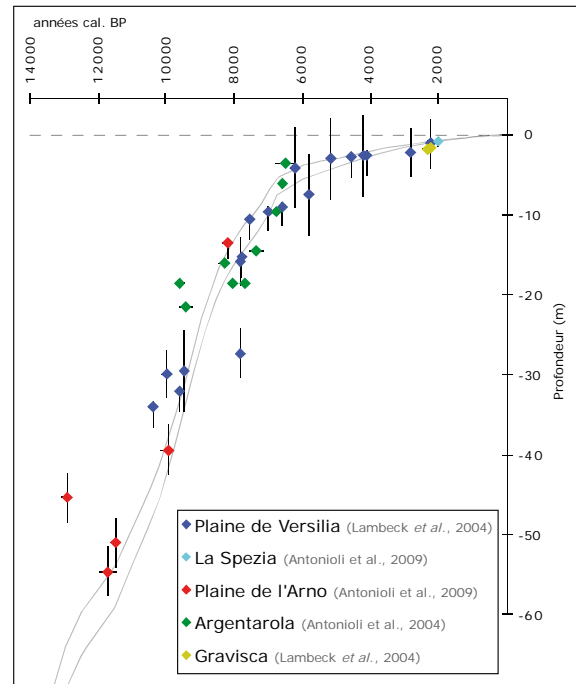
Les cadres bleus correspondent aux 5 zones discutées dans le texte : la mer Tyrrhénienne, la Corse, la Côte d'Azur, le littoral de la Provence occidentale et la côte languedocienne.

A partir de l'ensemble des données disponibles dans la bibliographie, nous avons réunis l'ensemble des niveaux marins holocènes observés sur les différents sites traité en 5 courbes distinctes, la mer Tyrrhénienne, la Corse, la Côte d'Azur, le littoral de la Provence occidentale et la côte languedocienne (figure 35).

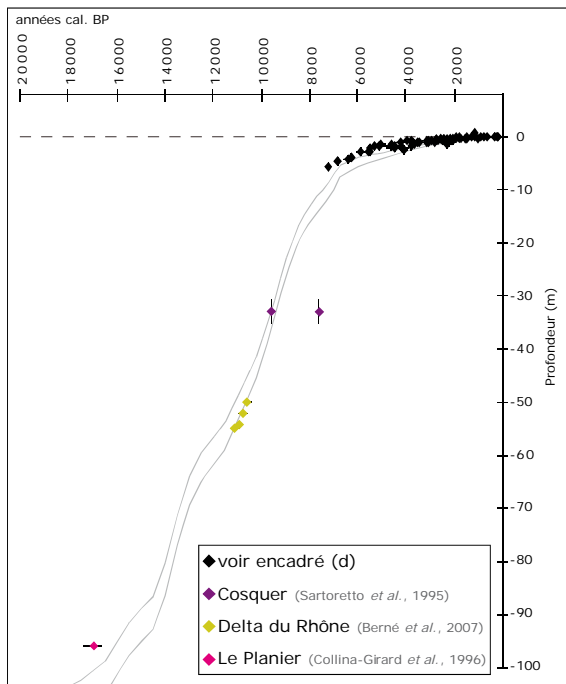
La courbe de la mer Tyrrhénienne compile différents marqueurs observés sur 5 sites via l'étude des vers lithophages observés sur les spéléothèmes de la grotte d'Argentario (Antonioli *et al.*, 2004 ; Antonioli *et al.*, 2001), l'analyse des structures archéologiques du site de Gravisca (Lambeck *et al.*, 2004) et de la Spezia (Antonioli *et al.*, 2009), la datation des restes organiques littoraux de la plaine de l'Arno (Antonioli *et al.*, 2009) et la datation des restes biostratigraphiques et notamment des coquilles marines de l'étage médiolittoral de la plaine de Versilia (Lambeck *et al.*, 2004). Ces marqueurs mettent en évidence une hausse en deux temps du niveau de la mer, une première phase pendant laquelle le niveau marin passe de -60 m à -6 mètres NGF entre 12000 et 6600 cal. BP, et une deuxième phase au cours de laquelle le niveau remonte de 6 mètres en 6600 ans pour atteindre son niveau actuel. Du fait de la stabilité tectonique du secteur, la correspondance des niveaux observés avec le modèle prédictif est significative.



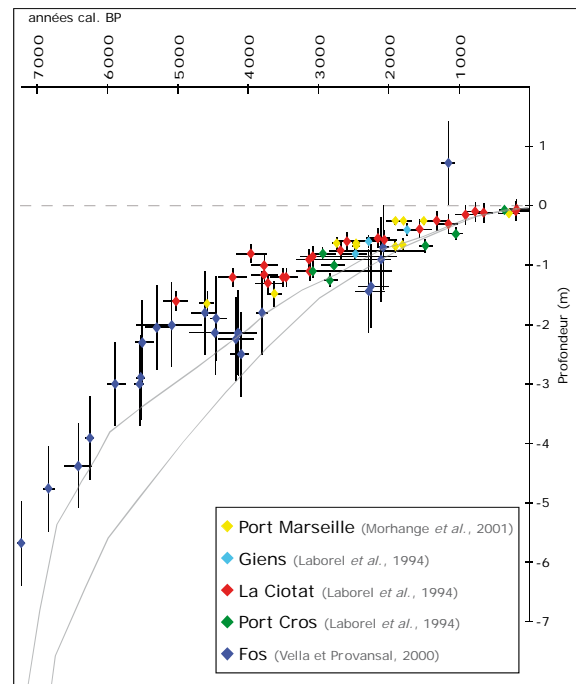
B: La Côte d'Azur



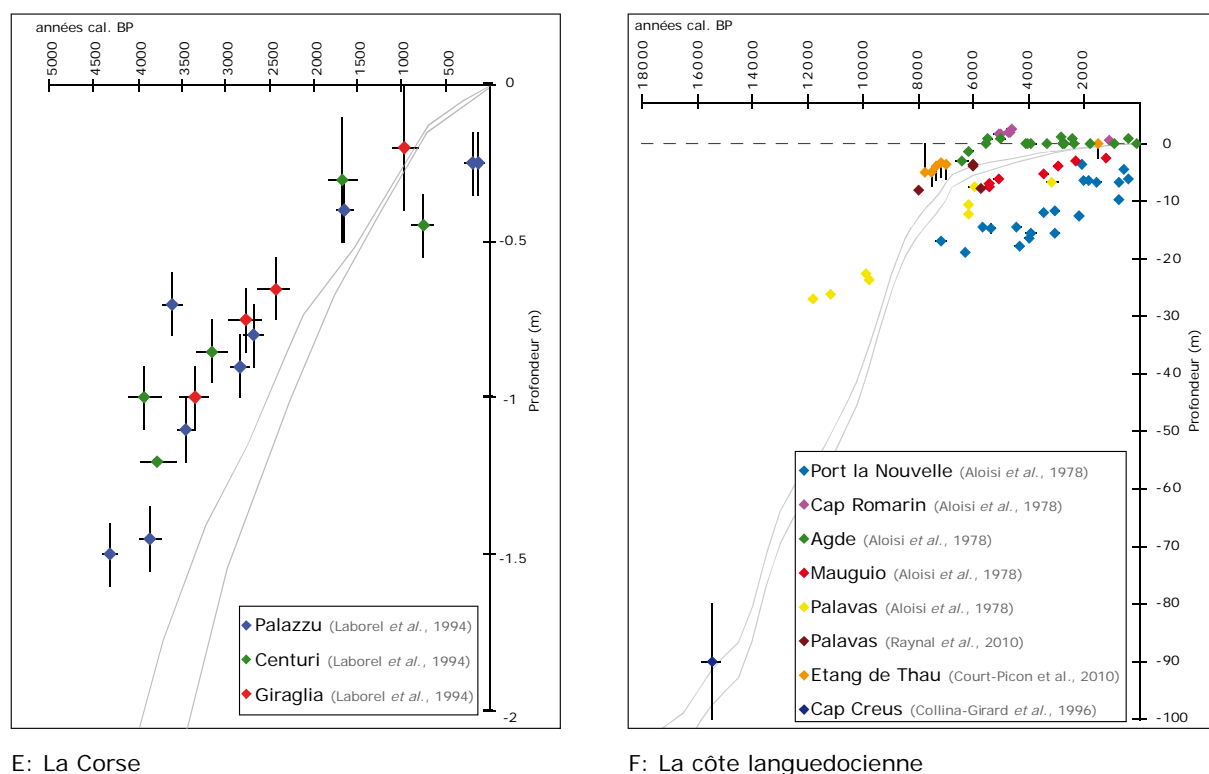
A: La mer tyrrhénienne



C: La côte de la Provence occidentale



D: détail de l'encadré C



E: La Corse

F: La côte languedocienne

Figure 35 : Comparaison des niveaux marins holocènes observés avec le modèle prédictif de Lambeck *et al.* (2004).

La hausse théorique du niveau marin holocène est représentée par la courbe noire en pointillé

Sur la Côte d'Azur les données collectées relatives à la hausse du niveau marin ont été observées et datées sur 6 sites différents entre St Tropez et Nice (figure 35). Parmi eux, 3 sondages ont été prélevés dans les plaines littorales du Paillon et du Var à Nice et de la Brague à Antibes (Dubar et Anthony, 1995). Elles ont révélé plusieurs niveaux de tourbes littorales dont les âges mettent en évidence, entre 13000 et 8000 cal. BP, une hausse relativement rapide du niveau marin de -50 mètres à environ -10 mètres NGF. A partir d'environ 8000 cal. BP le niveau se stabilise et ne s'élève que de seulement 10 mètres pour atteindre le niveau actuel. Par ailleurs, les niveaux observés sur des coquilles marines au large du cap d'Antibes à -90 mètres et -100 mètres NGF (datés respectivement de 14340 et 16778 cal. BP), ainsi que les niveaux datés d'environ 13000 cal. BP entre -80 et -85 mètres au large de Fréjus et de St Tropez, confirment la hausse très rapide du niveau de la mer depuis la fin du maximum glaciaire würmien jusqu'à la seconde moitié de l'Holocène. De la même manière que pour les données italiennes, on observe une bonne correspondance entre les niveaux observés et les niveaux théoriques. L'absence sur la Côte d'Azur de mouvements verticaux tectoniques significatifs (Dubar *et al.*, 1992) nous permet de valider cette correspondance. Il convient néanmoins de critiquer les quelques mesures radiochronologiques du delta de la Brague qui s'éloignent de la courbe entre -30 et -50 mètres en dessous du

niveau actuel. Soit les âges ont été vieillis par contamination, soit les tourbes se sont déposées sur une plaine littorale exondée comme par exemple dans une zone de bas fond, type bras mort, alimentée par la nappe alluviale.

Entre Marseille et Fréjus, si seulement 7 niveaux marins âgés de 17000 à 10000 cal. BP ont pu être observés, 69 niveaux âgés de 7000 cal. BP à nos jours dessinent un des profils les plus précis de la remontée marine du Néolithique moyen jusqu'aux périodes modernes (figure 35). Parmi les marqueurs utilisés ce sont les niveaux de tourbes littorales enregistrés sur le site de Fos-sur-Mer qui documentent le plus précisément les variations du niveau marin au cours du Néolithique (Vella et Provansal, 2000). Ils indiquent une hausse lente et relativement constante entre 7200 et environ 4500 cal. BP, au cours de laquelle le niveau de la mer passe de -5.68 m à -2 mètres en dessous du niveau actuel. Pour les périodes protohistoriques, antiques, médiévales et modernes, l'ensemble des marqueurs bien que de natures différentes sont relativement concordants et tracent une courbe dont la tendance marque un ralentissement de la remontée qui permet au niveau de la mer de se hisser de 2 mètres entre 4500 cal. BP et aujourd'hui. Ces marqueurs sont représentés à la fois par l'analyse des structures archéologiques du port de Marseille (Morhange *et al.*, 2001), les niveaux de tourbes de Fos-sur-Mer, et les corniches de *Lithophyllum lichenoides* des sites de la Ciotat, de Giens et de Port-Cros (Laborel *et al.*, 1994). Par ailleurs, les données issues des profils de sismique réflexion relevés dans le Golfe du Lion (Berné *et al.*, 2007) ont permis de mettre en évidence plusieurs niveaux de transition entre des faciès sismique deltaïque et pro-deltaïque et ainsi d'identifier 7 différentes phases littorales. Grâce à l'élaboration d'un modèle âge profondeur, les auteurs proposent d'attribuer à ces niveaux qui se succèdent entre 50 et 55 mètres en dessous du niveau actuel, des âges compris entre 10600 et 11100 cal. BP. Nous avons également compilé les données issues de la grotte Cosquer localisée à quelque kilomètres de Marseille, lesquelles à partir de la datation des formations bioconstruites dites « corraligènes » prélevées à l'entrée du boyau de la grotte mettent en évidence deux âges, 9574 et 7625 cal. BP, pour un même niveau marin localisé à -33 mètres de profondeur (Sartoretto *et al.*, 1995). Enfin, le site du Planier localisé au large de la cité phocéenne met en évidence le plus ancien niveau marin du secteur. Il est âgé d'environ 17000 ans cal. BP et a été relevé à -96 mètres en dessous du niveau de la mer actuel (Collina-Girard *et al.*, 1996). Cependant, la comparaison des âges avec le modèle prédictif nous incite à être très prudent au sujet de certains d'entre eux. Pour la grotte Cosquer, parallèlement aux informations apportées par les auteurs (Sartoretto *et al.*, 1995) sur la précision des datations, la courbe prédictive permet d'estimer le degré de correspondance entre l'âge des concrétions algaires et

le niveau marin associé. En ce sens, l'éloignement de la date de 7625 cal. BP par rapport à la courbe prédictive confirme les doutes de l'auteur sur le caractère trop récent des âges obtenus. À propos des âges obtenus sur les tourbes de Fos et les corniches de *Lithophyllum lichenoides* des sites de Provence occidentale, ces derniers tracent une courbe relativement proche du modèle prédictif mais néanmoins au dessus des niveaux théoriques. En l'absence de mouvements verticaux tectoniques significatif, Morhange *et al.* (2001) parlent de zone stable, le décalage doit sans doute s'expliquer par une possible contamination des corniches par du carbone ancien provenant des blocs sur lesquels les *Lithophyllum lichenoides* se développent. Cependant avec l'incertitude altitudinale qui caractérise la position des corniches par rapport au niveau marin réel, on peut considérer que la correspondance des âges avec les niveaux théoriques est correcte.

En Corse (figure 35), 3 lots de dates obtenues sur des *Lithophyllum lichenoides*, documentent l'histoire de la remontée marine depuis 4500 ans (Laborel *et al.*, 1994). De la même manière que pour les données issues de la côte provençale, les âges obtenus sur le littoral corse sont sensiblement plus vieilles que le modèle théorique. Ici, étant donné la nature du substratum, c'est-à-dire les roches cristallines pour le site de Palazzu et les schistes métamorphiques du Cap Corse pour les sites de Centuri et Giraglia, aucune contamination par du carbone ancien n'est envisageable. Intéressons nous alors à la tectonique holocène de « l'île de beauté ». Collina-Girard (2002) à partir de l'observation sous marine des marqueurs marins montre qu'il existe sur le littoral occidental de la Corse une surrection holocène de l'ordre de 0.3 mm à 0.7 mm/an entre Ajaccio et Girolata plus au nord. Parallèlement Conchon (1977) montre que la moitié sud du Cap Corse s'affaisse de manière significative d'environ 1.1 mm/an depuis 40 000 ans et que sa pointe nord subit un léger soulèvement. Quant à Lenôtre *et al.* (1996), il enregistre sur les 50 dernières années une subsidence relative dans la partie nord du Cap et une importante surrection dans la région d'Ajaccio. Alors que la comparaison des niveaux marins observés avec la courbe théorique semble indiquer une légère surrection des secteurs concernés, les données relatives aux mouvements verticaux holocènes confirment cette observation pour la façade ouest, mais est contradictoire pour le secteur du Cap Corse.

Sur les côtes languedociennes, les niveaux observés sont majoritairement issus des études menées par Aloisi *et al.* (1978) auxquelles nous avons comparé les dates obtenues sur coquille marine et lagunaire à Palavas (Raynal *et al.*, 2010) dans l'étang de Thau (Court-Picon *et al.*, 2010) et à Cap Creus (figure 35). En examinant la confrontation de ces âges avec les courbes prédictives on observe un certain nombre de décalages. Les âges de Port-la-Nouvelle

apparaissent comme trop récents, ceux d'Agde et Cap Romarin comme trop anciens. Les dates qui se rapprochent le plus des courbes théoriques sont celles de Mauguio, celles de Palavas (Raynal *et al.*, 2010) et enfin celles obtenues pour l'étang de Thau (Court-Picon *et al.*, 2010). Cependant en considérant les âges comme acceptables, il faut se poser la question de l'altitude originelle du niveau daté et enfin la question épineuse des mouvements verticaux holocènes sur les côtes languedociennes. Lorsque l'on date une coquille dite lagunaire pour obtenir l'âge d'un niveau marin, il faut s'assurer que les modalités de dépôt se réalisent dans un contexte médio-littoral ou supra-littoral, c'est-à-dire non loin du niveau marin. Cependant, même si le genre ou l'espèce de la coquille nous permet d'identifier une phase lagunaire, celle-ci peut très bien, dans certains cas, se situer naturellement au dessus du niveau de la mer à l'image par exemple d'une lagune ou d'un lac salé perché et déconnecté de la mer par un isthme. Plusieurs auteurs admettent que cette hypothèse pourrait se vérifier, c'est le cas de Court-Picon *et al.* (2010) pour l'étang de Thau. Concernant les mouvements verticaux, même si en raison de la surcharge sédimentaire fluviale, la subsidence quaternaire est avérée, les mouvements postérieurs à la dernière glaciation sont très mal connus.

Il est donc très difficile d'attribuer un degré de validité à ces niveaux marins dont le caractère relatif est ici pointé du doigt. Dans ce cas de nouvelles investigations sur la tectonique côtière holocène du Golfe du Lion ainsi que sur l'identification de nouveaux niveaux marins sont nécessaires.

1.6. L'hétérogénéité des enregistrements sédimentaires holocènes des plaines alluviales côtières du Loup et de la Cagne

A l'échelle de l'Holocène, les différents milieux sédimentaires propres aux plaines alluviales côtières se développent et se succèdent suivant la dynamique hydro-sédimentaire des cours d'eau et la vitesse de remontée marine. Au cours de l'aggradation holocène de la plaine littorale, le fonctionnement non linéaire dans le temps des hydrosystèmes entraîne des modalités de sédimentation différentielles, ainsi qu'une mobilité des différents milieux alluviaux. Alors que l'étude d'un seul carottage au sein d'une plaine ne permet pas une restitution complète de son évolution géomorphologique et hydro-sédimentaire, nous remplaçons ici, des deux sondages du Loup et de la Cagne dans un contexte sédimentaire plus vaste, afin de comprendre et d'expliquer l'hétérogénéité des enregistrements sédimentaires holocènes. Pour ce faire, les différents sondages géotechniques réalisés par les entreprises Fondasol et Sobesol dans le cadre de l'étude géoarchéologique de la plaine littorale entre

Antibes et Nice (Berger, 2005), ainsi que ceux menés par le BRGM (Forkasiewicz, 1975), nous apporteront plusieurs éléments de réponse.

1.6.1. Les faciès morpho-sédimentaires holocènes de la plaine alluviale de la Cagne

La basse vallée de la Cagne présente de nombreuses particularités géographiques. À la sortie de l'étroite plaine qui entaille les alluvions pliocènes du Var (poudingues), la Cagne est alimentée par la Combe, petit affluent de quelques kilomètres de long, puis un peu plus en aval, par le Malvan (principal affluent) à environ 300 mètres du littoral actuel. Au sortir de cette confluence, le fleuve traverse une étroite plaine littorale (de quelques centaines de mètres de largeur) avant de se jeter dans la mer. Cette partie du bassin est formée à la fois par les profonds poudingues varois du Pliocène supérieur et les terrasses alluviales pléistocènes lesquelles forment d'étroites langues de terre érodées par les nombreux cours d'eau du secteur. Sur la figure 36, l'actuel lit de la Cagne semble emprunter un cours relativement rectiligne entre Cagnes-sur-Mer et sa zone de confluence avec le Malvan, en réalité son cours a été canalisé entre 1962 et 1963 puis en partie enfoui sous la ville. À partir des plans cadastraux napoléoniens de la première moitié du 19^{ème} siècle¹⁹, il est possible de restituer le cours naturel du lit de la Cagne, lequel montre la présence de plusieurs méandres. La zone d'embouchure est également canalisée. Comme le montrent les extraits de la carte de Bourcet d'Arçon (1764-1769)²⁰, le cadastre napoléonien de 1833, ainsi que les photos aériennes prises en 1924²¹, entre la frontière italienne et le Golfe de la Napoule (à l'est de Cannes), la zone d'embouchure de la Cagne était complètement différente. Au 18^{ème} siècle, comme en 1924 le lit empruntait un large méandre en direction du sud-ouest avant de se jeter en mer à peu près à l'emplacement de l'actuelle embouchure. Sur le cadastre napoléonien, le lit de la Cagne, en aval de la confluence avec le Malvan, est relativement rectiligne et débouche dans la mer à plusieurs centaines de mètres plus au sud.

Au sein de cette plaine alluviale côtière, l'épaisseur du remblaiement holocène atteint jusqu'à 40 mètres de profondeur à environ 150 mètres du lit actuel de la Cagne. D'après les

¹⁹ Il s'agit des plans cadastraux de 1933 consultables en ligne sur le site du conseil général des Alpes maritimes : <http://www.cg06.fr/fr/decouvrir-les-am/decouverte-du-patrimoine/les-archives-departementales/outils-recherche/outils-de-recherche-et-archives-numerisees/>

²⁰ Les extraits de la carte de Bourcet d'Arçon ont été consultés au centre de documentation archéologique du laboratoire du CEPAM (Pôle universitaire SJA3-CEPAM-UMR7264-CNRS-UNS, 24 avenue des Diables Bleus, 06357 NICE Cedex 4)

²¹ Les clichés sont issus de la photothèque de l'IFREMER. Ils ont été numérisés et sont consultables sur le site de l'IFREMER : <http://www.ifremer.fr/sextant/fr/web/photos-anciennes-littoral/accueil>

sondages géotechniques, plus on se rapproche du Malvan, plus le toit du substratum pliocène remonte. Néanmoins, le manque de données nous empêche de savoir comment se comporte le substrat pliocène à l'aplomb du Malvan et donc de savoir comment se dessine le profil du paléotalweg de l'affluent.

La texture des sédiments nous renseigne directement sur la puissance de charriage du cours d'eau et donc sur sa dynamique hydro-sédimentaire (figure 36). La présence d'alluvions sablo-graveleux peut s'expliquer soit par des épisodes de crues torrentielles, soit par la mobilité du lit mineur ou de l'un de ces chenaux secondaires. Les limons et argiles nous renseignent sur une dynamique de sédimentation plus calme. Lorsque ces limons sont accompagnés de sables et particules plus grossières avec une absence de granoclassement, on parle de dépôt de suspension uniforme. En ce sens, ils peuvent faire échos comme le montrent certains auteurs (Phillips, 2002) à des épisodes de crues de courte durée et au retrait rapide lesquelles empêchent le transport des particules plus fines en aval. Cependant au-delà de l'événement climatique, ces dépôts sont également contrôlés par la morphologie évolutive de la plaine, mais également par la végétation alluviale qui peut favoriser la rétention des particules fines au cours des phases de débordement et donc participer à ce modèle sédimentaire.

Contrairement aux dépôts à dominante minérale, les limons organiques et les tourbes sont caractéristiques de l'évolution des conditions stationnelles. En effet, la présence de matériaux organiques dans les dépôts alluviaux marque la persistance d'un milieu humide, type plan d'eau, bras mort ou marécage, alimenté par les débris d'une végétation riveraine locale et régionale et dont la pérennité est assurée par la présence d'une nappe phréatique haute et /ou par l'imperméabilité de ses dépôts. Ces milieux peuvent très bien se développer suite à un exhaussement temporaire de la zone, les déconnectant du chenal actif et les mettant par conséquent à l'écart des débordements et des apports hydro-sédimentaires réguliers du lit mineur. Ici, ces faciès s'articulent autour de plusieurs lamines sombres successives séparées les unes des autres par des apports détritiques minéraux. On peut les observer (figure 36) à la base de la carotte 09994X0127/S à -11m NGF, ainsi qu'au sein de la séquence OCA/212995 à -8m NGF au niveau de la date de 6200 ± 60 BP (5304 - 5005 cal. BCE, résultat à 2 sigma).

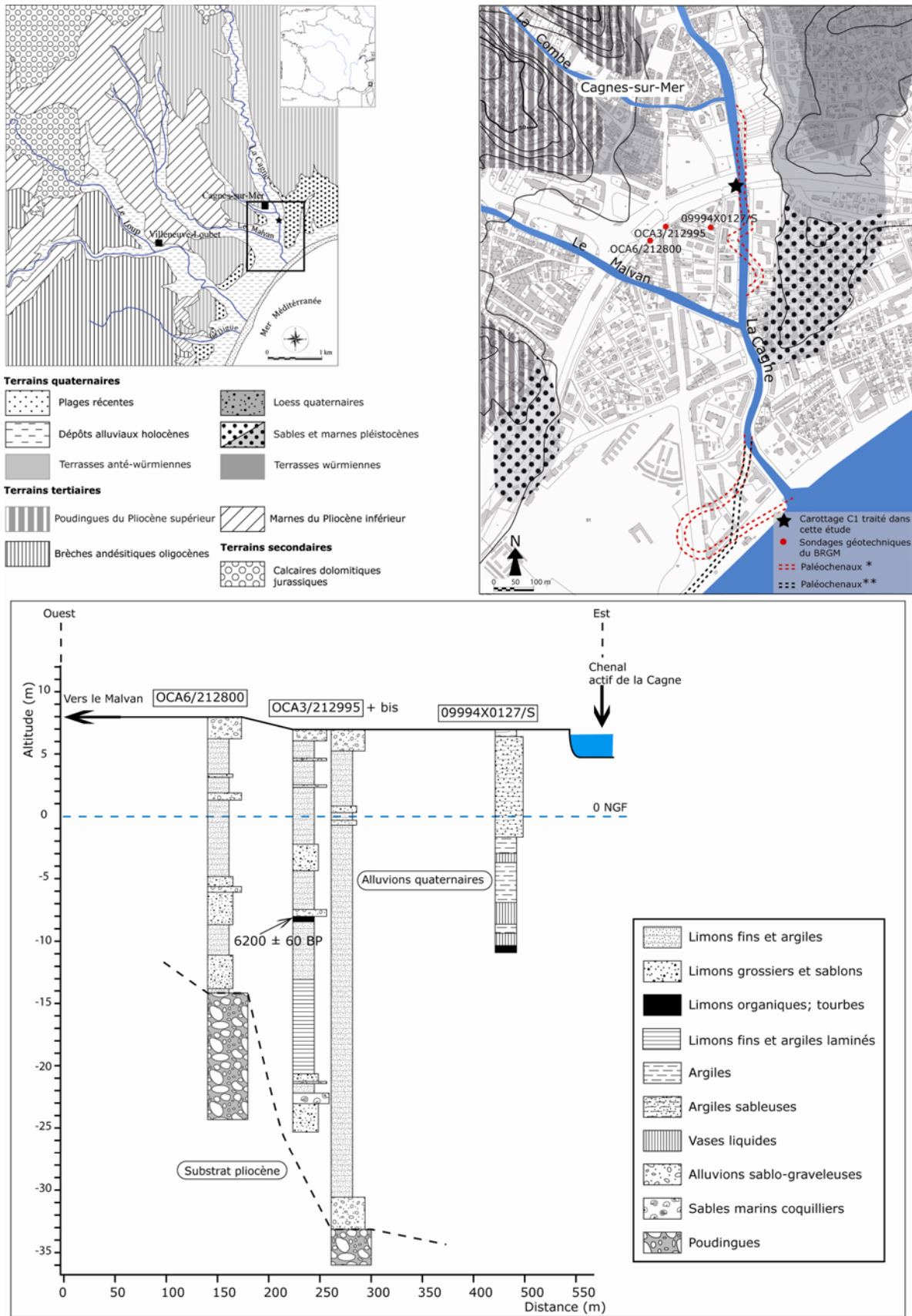


Figure 36 : Profil géologique de la plaine alluviale de la Cagne à partir des sondages géotechniques du BRGM, de Fondasol et Sobesol.

(* : tracé du lit de la Cagne d'après le cadastre napoléonien de 1833 ; ** : tracé du lit de la Cagne d'après les photos aériennes de la première moitié du 20^{ème} siècle)

Alors que dans la séquence OCA/212995, le faciès organique est définitivement comblée par des alluvions sablo-graveleuses transportées par les crues, les limons organiques de 09994X0127/S sont recouvert par une alternance de vases liquides et de dépôts argileux bleus très plastiques à fines couches tourbeuses. Les vases sont principalement constituées de sédiments très fins cohésifs, inférieurs à 63 μm , tels que des limons, argiles, sables. Les vases décrites comme telle par le BRGM peuvent être issues de la floculation des particules fines au contact de l'eau de mer et ainsi mettre en évidence un dépôt en contexte lagunaire protégé de la houle et des courants. Le fait que l'eau ne se soit pas évaporée et que la vase ne se soit pas consolidée, s'explique premièrement par l'épaisseur des dépôts vaseux, l'imperméabilité des argiles et limons les emprisonnant et enfin par la présence d'une haute nappe phréatique. Au dessus de cette vase qui peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur on retrouve des argiles plastiques de coloration bleue²² au sein desquelles de fines lamines tourbeuses ont eu le temps de se déposer. L'expulsion de l'eau interstitielle via les processus de diagenèse et de compaction peuvent être à l'origine de la transformation de la vase en argile. En ce sens, la présence d'aquifère à différente profondeur pourrait expliquer l'alternance observée au sein de la carotte des vases et des argiles plastiques. Néanmoins, à partir de cette séquence seulement, et des descriptions du BRGM, il est très difficile d'aller plus loin dans l'interprétation, à savoir la présence d'un plan d'eau littoral, sans doute lagunaire lequel se comble définitivement suite à l'apport d'épaisses alluvions argilo-sableux à partir de -2m NGF.

Plus profondément, au sein de la carotte OCA3/212995, entre -21 et -13 m NGF, la sédimentation enregistre une succession de lamines limono-argileuses, alternativement organiques et plus minérales. Ces faciès sédimentaires caractéristiques d'un milieu de dépôt immergé peuvent signaler la présence d'un système lagunaire calme et donc relativement fermé sur la mer. L'alternance de ces lamines obéit d'une part à une sédimentation par décantation de matériaux fins apportés par les eaux claires de printemps, et d'autre part à l'activité microbienne intervenant dans les basses eaux chaudes de la lagune, en période estivale et après lessivage de la litière automnale. Dans le premier cas, les lamines sont claires à dominante minérale et dans le second cas, elles sont plus sombres et riches en matières organiques. En contexte lagunaire fermé sur la mer, c'est donc la saisonnalité des apports détritiques qui contrôle ce type de dépôt laminé.

²² La coloration bleue des argiles est due à la réduction du fer présent dans les sédiments. Cette réduction est issue d'un appauvrissement en oxygène consécutif à l'engorgement en eau des argiles et à l'activité microbienne.

Les logs géotechniques du vallon de la Cagne mettent également en évidence des faciès marins. Ces derniers s'observent entre -23 et -22 m NGF sur le log OCA3/212995, et sont représentés par des dépôts sableux riches en malacofaune marine. En l'occurrence, il s'agit de débris coquilliers de *Cerastoderma* (Berger, 2005), plus communément appelé *Cardium*. Bien qu'il existe un nombre important d'espèces parmi ce genre de bivalve, leur présence peut être associée à l'étage infra- et médiolittoral. Certaines des espèces sont euryhalines et tolèrent des taux de salinité peu élevés (Nikula et Väinölä, 2003), dans ce cas les zones estuariennes, type lagune ouverte, constituent un milieu très favorables à leur croissance. Dans le sondage OCA3/212995, ces sables marins se rencontrent assez profondément, ils s'intercalent entre les alluvions de la Cagne marquant ainsi une phase d'intrusion marine dans le vallon de la Cagne. Pour le moment, le manque de date sur le sondage géotechnique nous empêche de replacer précisément ce niveau d'enneigement du vallon de la Cagne. Cependant la date obtenue sur le sondage à environ -8 m NGF, de 6200 ± 60 BP (5304 - 5005 cal. BCE, résultat à 2 sigma), nous permet sans trop de doute de rapprocher ce niveau marin à la phase d'accélération de la remontée marine datée entre environ -12000 et -6000 cal. BCE. Etant donné l'absence d'autre dépôt d'origine marine au sein de la séquence et des autres sondages, il est tentant d'associer ce niveau situé entre -23 et -22 m NGF à la surface d'enneigement maximal de la plaine alluviale. Cependant, le nombre limité de sondages dans le secteur empêche une observation de ce niveau dans sa largeur, il est même absent du sondage OCA3/212995 bis réalisé à quelque centimètres du premier. La confrontation des données avec le sondage géoarchéologique C1, traité dans cette étude, permettra d'une part de mieux dater ce niveau et d'autre part d'évaluer le degré d'incursion marine dans le vallon de la Cagne au cours de l'Holocène.

1.6.2. Les faciès morpho-sédimentaires holocènes de la plaine alluviale du Loup

La Plaine alluviale côtière du Loup prend naissance au sortir des calcaires jurassiques à environ 4,5 km du littoral (figure 37). Actuellement, en amont de Villeneuve-Loubet, la plaine longe sur sa rive gauche les marnes du Pliocène supérieur et les brèches andésitiques oligocènes sur sa rive droite. Un peu plus en aval, la plaine traverse les poudingues varois du Pliocène supérieur, puis les alluvions pléistocènes avant de déboucher dans la plaine littorale, et enfin dans la mer Méditerranée. Le sondage géoarchéologique L.1 traité dans cette étude, se situe à la jonction de la plaine alluviale du Loup et de la plaine littorale.

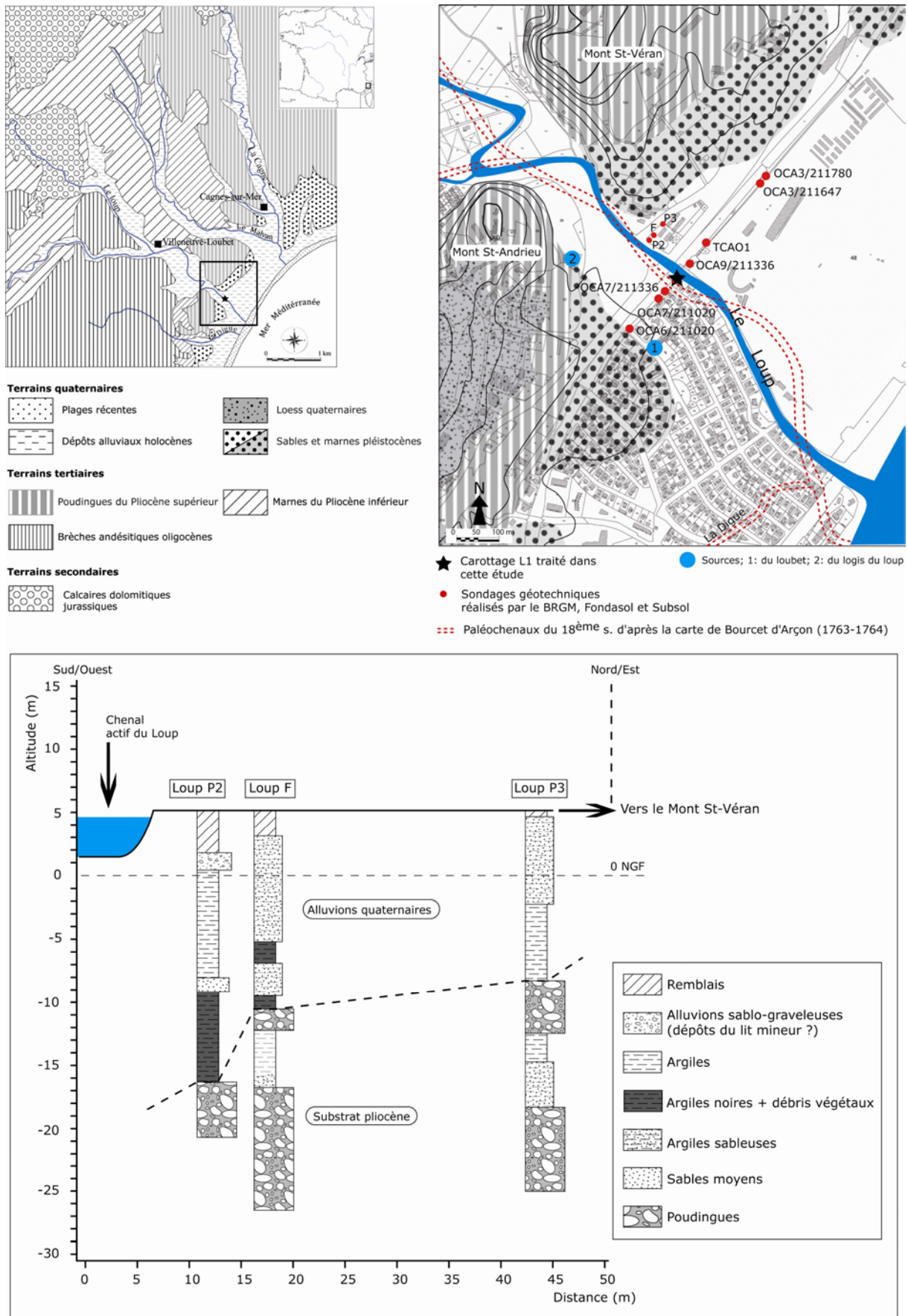


Figure 37 : Profil géologique n°1 de la plaine alluviale du Loup réalisé à partir des sondages géotechniques du BRGM.

Ce passage entre les deux plaines s'opère via un étranglement formé par les monts St-Véran et St-Andrieu qui culminent à environ 50 mètres d'altitude. Au niveau du passage, la plaine alluviale se resserre considérablement, jusqu'à atteindre 150 mètres de largeur au minimum. A ce niveau là, le cours d'eau emprunte de larges méandres, il coupe ensuite de manière rectiligne la plaine littorale et se jette enfin dans la mer. Une analyse régressive des paysages littoraux réalisée à partir des différentes archives, plans cadastraux, cartes, photos aériennes, montre une importante mobilité du lit du Loup entre le 18^{ème} siècle et aujourd'hui (figure 37). Sur la carte du comté de Nice réalisée par les ingénieurs géographes piémontais en 1763-1764²³, la sinuosité des méandres du chenal entre Villeneuve Loubet et le littoral, semble être moins prononcée. De plus, la zone d'embouchure du Loup se situant légèrement plus au sud, la Digue confluaient avec le Loup à quelques dizaines de mètres du trait de côte. En 1833 sur les plans cadastraux napoléoniens, la Digue est encore connectée au Loup et constitue son dernier affluent. Cependant, en amont de cette confluence, le chenal emprunte désormais son cours actuel, caractérisé notamment par les larges méandres situés dans la zone d'étranglement entre les monts St-Véran et St-Andrieu. Sur la carte d'Etat-Major de 1860-1864²⁴, l'embouchure du Loup qui reste connecté au vallon de la Digue occupe désormais son emplacement actuel. Ce n'est qu'à partir de 1913²⁵ dans les archives, que l'on peut observer le lit de la Digue déconnecté du Loup avec sa propre zone d'embouchure, devenant ainsi un petit fleuve côtier. Les photos aériennes prises en 1924 sur le littoral azuréen²⁶ sont cohérentes avec cette observation, et mettent en évidence deux zones d'embouchures distinctes. Ces phases de divagation du Loup en seulement quelques siècles nous montrent à quel point la dynamique d'un cours d'eau évolue rapidement dans le temps. Dans le cadre de notre approche méthodologique, ce point de vue est primordial, puisque en travaillant sur l'évolution d'une végétation alluviale à l'échelle de plusieurs millénaires et qui plus est à partir d'un seul sondage, il est nécessaire de prendre en compte la mobilité du chenal, lequel détermine la distribution de la végétation en plaine.

²³ Les extraits de la carte de Bourcet d'Arçon ont été consultés au centre de documentation archéologique du laboratoire du CEPAM (Pôle universitaire SJA3-CEPAM-UMR7264-CNRS-UNS, 24 avenue des Diables Bleus, 06357 NICE Cedex 4)

²⁴ Cette carte est disponible en ligne sur le site des archives départementales du CG06, sous la côte 01FI 0597 : <http://www.basesdocumentaires-cg06.fr/os-html/plan/home.html>

²⁵ Extrait, de la carte de France au 1/20000, levée en 1913, disponible en ligne sur le site des archives départementales du CG06, sous la côte 01FI 0928 : <http://www.basesdocumentaires-cg06.fr/os-html/plan/home.html>

²⁶ Les clichés sont issus de la photothèque de l'IFREMER. Ils ont été numérisés et sont consultables sur le site de l'IFREMER : <http://www.ifremer.fr/sextant/fr/web/photos-anciennes-littoral/accueil>

Même si elles n'ont eu qu'un impact mineur sur le comblement holocène de la vallée du Loup, les sources localisées en bordure de plaine ont néanmoins participé au façonnage du paysage alluvial côtier. Il existe aujourd'hui dans la basse vallée du Loup, à proximité du littoral, au moins trois zones de captage des eaux artésiennes du karst jurassique et de la nappe alluviale. Il s'agit des sources des Tines, du Loubet et du Logis du Loup (figure 37). Le captage des Tines étant issu de travaux de forage récents, nous retiendrons seulement les deux autres qui apparaissent à la fois sur le cadastre napoléonien de 1833 mais également sur la carte de Bourcet d'Arçon de 1763. Ces sources dont le débit peut dépasser 100 l/s, se jetaient dans le Loup et étaient même, au 18^{ème} siècle, canalisées à des fins agraires. Dans l'état actuel des recherches, il est impossible d'affirmer que ces points d'eau affleuraient dans la première moitié de Holocène et plus particulièrement au Mésolithique ainsi qu'au Néolithique. Cependant, comme le montre certains auteurs (Dellery *et al.*, 1965), ces eaux profondes pouvaient remonter via un système de fracture directement à l'aplomb des résurgences. Si tel est le cas, leur présence pourraient être attestée dès le début de l'Holocène.

Afin de documenter les archives sédimentaires holocènes de la basse plaine du Loup, nous disposons de deux profils géologiques réalisés à partir des sondages géotechniques du BRGM (Forkasiewicz, 1975), et des sondages issus de l'étude géoarchéologique de sensibilité du tracé TER entre Antibes et Nice (Berger, 2005). Les deux transects parallèles n°1 et n°2 sont séparés d'environ 100 mètres, et recoupent perpendiculairement l'axe de la vallée (figure 37 et figure 38). À partir de la profondeur des poudingues pliocènes observés dans les sondages P2 et OCA7/221336, respectivement placés sur les profils n°1 et n°2, et forés à quelques mètres du chenal, il est possible d'observer le pendage du toit du substratum lequel suit une pente amont/aval d'environ 8°. Le transect n°2 s'étend sur près de 500 mètres de long, 7 sondages géotechniques sont disponibles et nous permettent de discuter de l'évolution morpho- et pédosédimentaire de la plaine distale du Loup. En ce sens, quatre grands ensembles pédosédimentaires définis à partir d'une corrélation stratigraphique de l'ensemble des sondages sont proposés ci-après et présentés en chronologie relative (figure 38).

Parmi les sondages géotechniques, le plus profond atteint 35 mètres, soit environ 31 m NGF. Cependant, on sait que le sondage géoarchéologique L1 prélevé dans l'axe du chenal et traité dans la 3^{ème} partie de ce travail, a atteint près de 54 mètres de profondeur et s'est arrêté sur une épaisse nappe de graviers attribuée au Tardiglaciaire. Ainsi, sur les 50 mètres de sédimentation holocène, les sondages géotechniques ne documentent que les 30 mètres supérieurs (figure 38).

Le premier faciès rencontré par le sondage OCA7/211336, entre -32 et -31 m NGF, est une nappe sableuse riche en débris coquillier de *Cardium* (figure 38). Cet ensemble, que l'on retrouve dans le sondage OCA3/212995 du vallon de la Cagne, entre -23 et -22 m NGF, est caractéristique de l'étage infra- et médiolittoral et témoigne, par conséquent, d'un milieu littoral très ouvert sur la mer. Le profil pliocène du canyon montre que ces sables marins se déposent en fond de vallée, dans une étroite ria d'environ 200 mètres de large.

Entre -31 et -16 m NGF, le milieu sédimentaire devient continental avec des dépôts alluvionnaire marqués par une alternance de limons de crue fins et plus grossiers. Ces dépôts sont également marqués par la présence d'épaisses nappes sablo-graveleuse de haute énergie possiblement transportées et déposées dans l'axe du chenal. Ces faciès témoignent du déplacement de l'axe d'écoulement et induisent une érosion locale importante, voire une incision des alluvions passées. Ainsi leur présence marque la partie la plus encaissée du vallon et peut être synonyme de ravinement et donc de perte d'information sédimentaire. Dans le sondage OCA9/211336, des galets interstratifiés avec les dépôts du lit mineur présentent de nombreuses perforations dues à l'activité de mollusques lithophages. Parmi ces mollusques, bon nombre sont des espèces benthiques du littoral méditerranéen. Néanmoins, la possibilité d'un remaniement des terrasses marines pléistocène, nous empêche d'y voir avec certitude une possible incursion marine.

Entre -16 et -4 m NGF (figure 38), les faciès sédimentaires s'enrichissent en matière organique. Le dépôt de limons fins noirs et les processus de tourbification profitent d'un ralentissement du détritisme amont que l'on peut rapprocher à la construction d'un milieu lagunaire. En ce sens, la présence, dans le sondage OCA9/211336 entre -14 et -7 m NGF, de nombreux charbons de bois dans les limons fins peuvent refléter la croissance d'un couvert forestier, à l'origine, entre autre, d'une diminution du détritisme amont à court terme. Cependant, sur une échelle de temps plus longue, ce milieu lagunaire est relativement instable, ses dépôts sont régulièrement recouverts par des épisodes de débordement caractérisés par des limons grossiers et sablons qui colmatent temporairement la lagune.

Par la suite, à -8, -6 et -3 m NGF les sondages respectifs TCAO1, OCA7/211020 et OCA9/211336 enregistrent d'épaisses nappes sablo-graveleuses de plusieurs mètres de profondeur. Ces dépôts de haute énergie, qui peuvent être associés à des déplacements successifs du lit mineur, témoignent d'une importante modification de la dynamique hydro-sédimentaire du Loup. Les apports détritiques de ces différents épisodes sapent et/ou recouvrent les dépôts organiques, mettant fin à la lagune du delta du Loup.

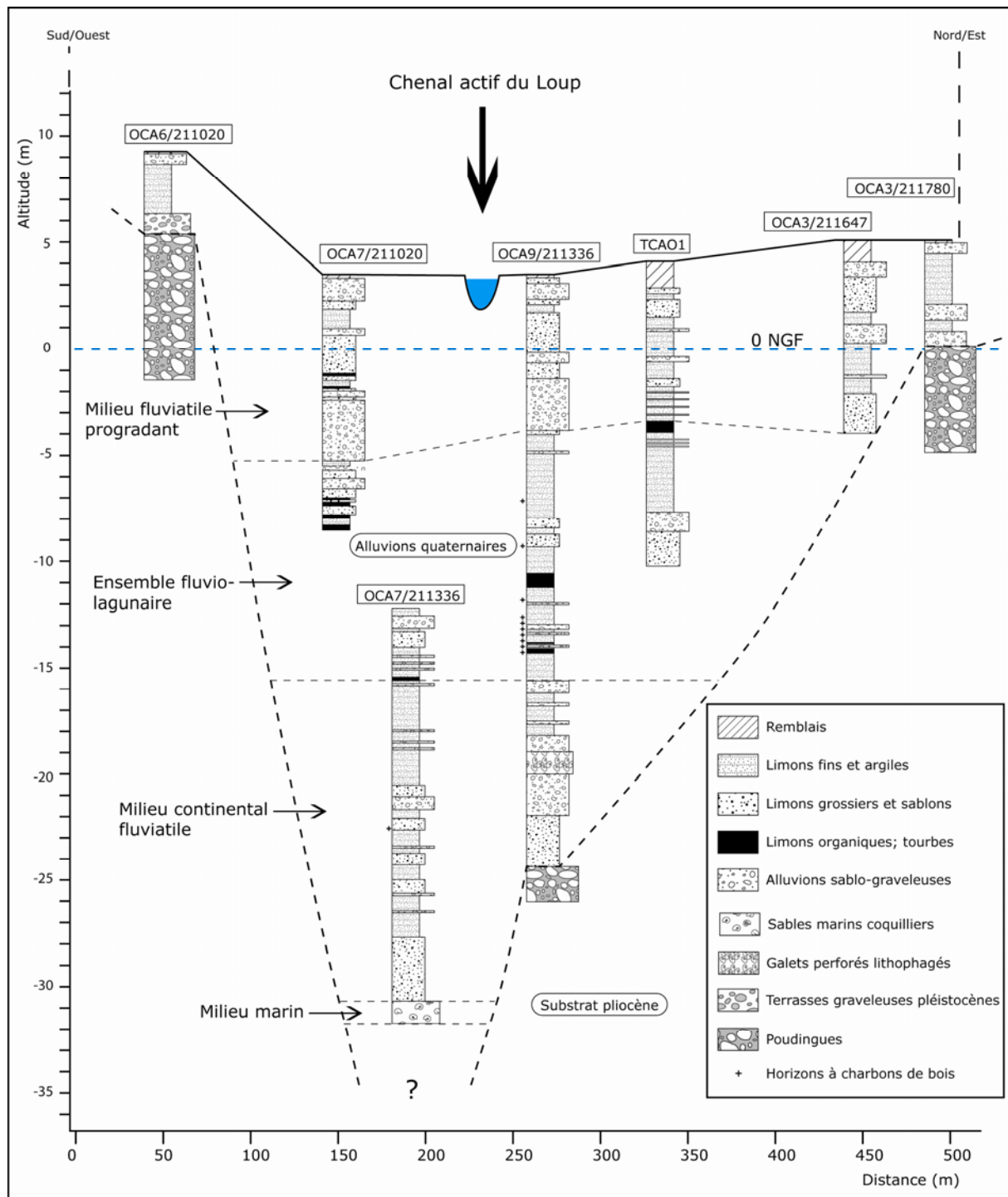


Figure 38 : Profil géologique n°2 de la plaine alluviale du Loup réalisé à partir des sondages géotechniques de l'opération géoarchéologique de sensibilité Antibes/Nice (Berger, 2005). Voir la figure 37, pour la localisation des sondages

À partir de -3 m NGF, les alluvions deviennent majoritairement minérales, plus oxydées et plus grossières, la plaine s'exonde, sans doute en réponse à une phase de progradation deltaïque. Alors que les limons fins de débordements se déposent à l'est du chenal (OCA3/211780 ; OCA3/211647 ; TCAO1), à l'abri du Mont St-Véran, les limons grossiers et sablons se concentrent dans l'axe de la vallée. Le lit mineur se déplace, les nappes

sablo-graveleuses des sondages OCA9/211336 et OCA7/211020 enregistrées à quelques dizaines de centimètre de profondeur témoignent de la mobilité du chenal au cours des derniers siècles.

Sur le transect n°1 (figure 37), les alluvions holocènes sont beaucoup moins épaisses. À quelques mètres du chenal actuel, le sondage P2 atteint le substrat pliocène à seulement -16,5 m NGF, alors que 100 m plus en aval le substrat plonge à près de -25 m NGF. La morphologie du canyon est à l'origine de ce pendage, et plus particulièrement la proximité des affleurements pléistocènes et pliocènes du Mont St-Véran. Même si la description des sondages géotechniques du BRGM est moins précise que celle des séquences du transect n°2, certaines corrélations stratigraphiques peuvent être proposées. En effet, alors que les faciès lagunaires à limons organiques et phases tourbeuses se déposent dans le transect n°1 entre -15 et -3 m NGF, les alluvions argileux du loup, dans les séquences P2 et F se noircissent et s'enrichissent en débris végétaux entre -16,5 et -5 m NGF. Dans la séquence P2, ces dépôts fins et organiques sont interrompus entre -9 et -8 m NGF par un épisode hydro-sédimentaire de plus forte énergie, plus détritique, caractérisé par le dépôt de sables moyens. Au dessus de ces faciès plus organiques, le détritisme s'accroît, les alluvions du loup se minéralisent et mettent en évidence des dépôts de crues plus ou moins sableux. Cette phase pourrait se rapprocher des alluvions de progradation de la plaine exondée mises en évidence sur le transect n°2 à partir de -3 m NGF. Enfin, au cours de cette nouvelle dynamique fluviale, l'axe d'écoulement se déplace au nord/est, lequel dépose dans la séquence P2, une épaisse nappe sablo-graveleuse située à +1 m NGF.

2. Les comblements sédimentaires de la première moitié de l'Holocène des sondages L1 et C1 des bassins versants du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes)

Afin de répondre à nos problématiques paléo-environnementales sur l'évolution des milieux côtiers des Alpes-Maritimes au cours du Mésolithique et du Néolithique, deux sondages profonds ont été réalisés, l'un sur la commune de Cagnes-sur-Mer (C.1) dans la plaine alluviale de la Cagne, l'autre sur la commune de Villeneuve-Loubet (L.1) dans la plaine alluviale du Loup (figure 39). Ces forages ont été réalisés dans le cadre de l'étude géoarchéologique de sensibilité réalisée entre Antibes et Nice, menée par le laboratoire du CEPAM, sous la direction de Jean-François Berger (UMR 5600, Environnement Ville

Société, CNRS / Université Lumière Lyon 2), et en collaboration avec le Service Régional de l'Archéologique, le conseil général de la région PACA ainsi que le Réseau Ferré de France (Berger, 2005). Les sondages ont atteint 40 mètres de profondeur pour la Cagne et environ 54 mètres pour le vallon du Loup avant de rencontrer d'épaisses nappes graveleuses qui ont été attribuées au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène, grâce aux datations par le radiocarbone réalisées sur charbons. Dans la Cagne, le niveau le plus bas à été daté vers 37 mètres de profondeur : 9121-8633 cal. BCE²⁷ ; et dans le Loup vers 52 mètres : 10999-10666 cal. BCE. Grâce à une bonne et cohérente documentation radiochronologique des séquences, les comblements contemporains du second Mésolithique (Castelnovien) et du Néolithique (ancien et moyen) ont pu être identifiés entre 24.20 et 10.70 mètres de profondeur dans la Cagne et entre 22.80 et 12.80 mètres de profondeur dans le Loup.

²⁷ Nous rappelons ici que l'ensemble des dates mentionnées dans cette études ont été calibrées grâce à la courbe de référence atmosphérique IntCal 09, sur le logiciel OxCal 4.1(Riener *et al.*, 2009) et que l'ensemble des dates calibrées présentées dans ce travail respectent l'intervalle d'erreur à 2 sigma.

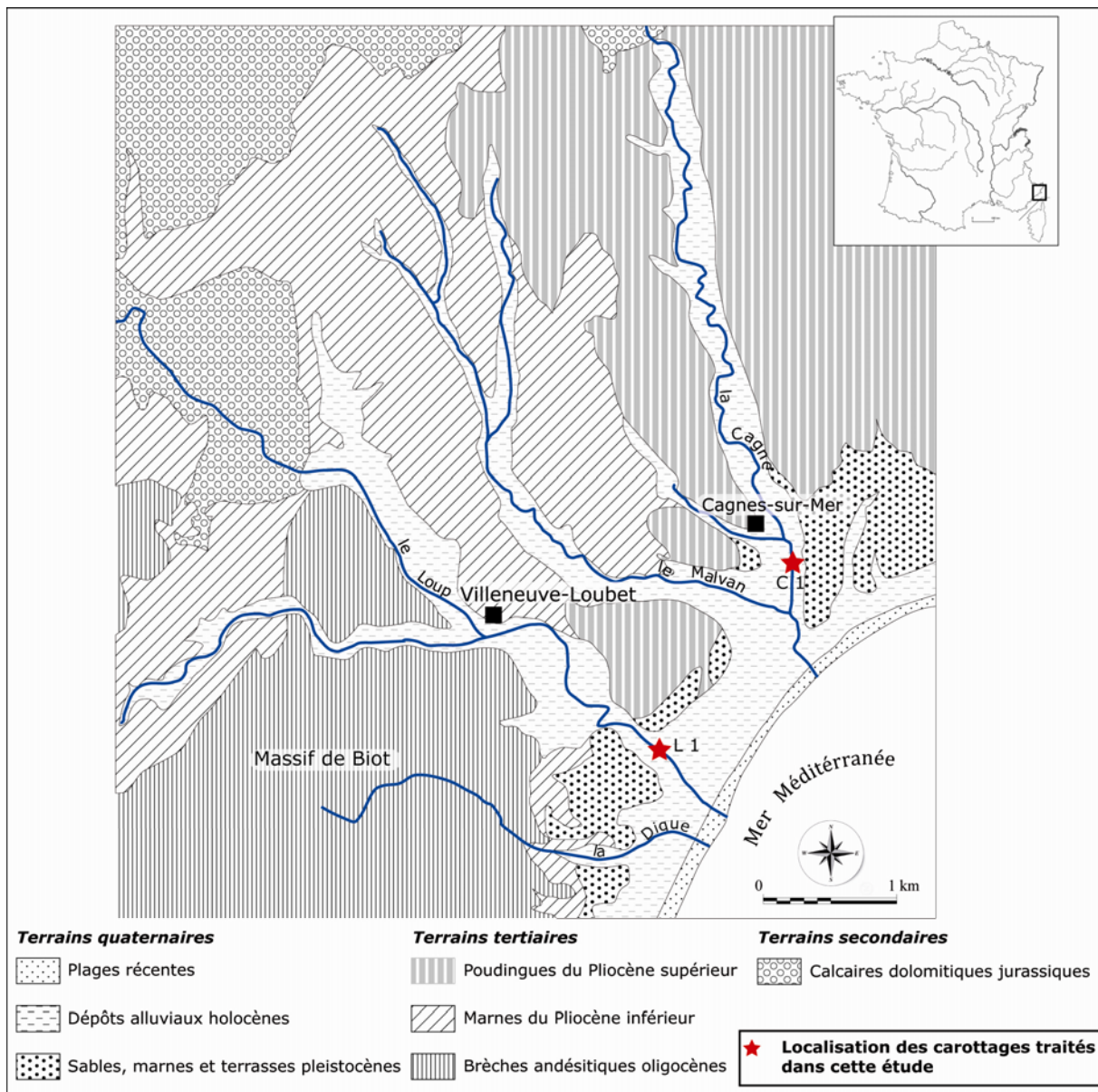


Figure 39 : Localisation des sondages du Loup (L.1) et de la Cagne (C.1) ; Alpes-Maritimes, France.

A l'image du céramologue ou du lithicien qui étudie du matériel sur un ou plusieurs sites archéologiques, le palynologue étudie du matériel biologique prélevé au sein de séquences sédimentaires. Par conséquent, le palynologue doit s'intéresser à la stratigraphie, la texture des sédiments, aux modalités de transport et de dépôt... Les séquences doivent faire, dans la mesure du possible, l'objet d'une étude exhaustive afin de comprendre et d'interpréter les spectres polliniques qui les composent. Dans cette optique, nous proposons dans un premier temps de présenter l'ensemble des datations par le radiocarbone réalisées sur les deux sondages ainsi que les modèles âge/profondeur établis suivant plusieurs méthodes, avant de proposer une description, la plus fine possible, des ensembles morpho-sédimentaires des sondages du Loup et de la Cagne. Celle-ci est fondée sur une observation macroscopique des

sédiments (Berger, inédit) qui assure une identification de la texture, la structure et la concentration qualitative en bio-matériaux des dépôts. Cependant, les travaux réalisés sur les sédiments sont pour le moment qualitatifs et ne permettent pas une interprétation en termes de modalité de transport et de dépôt. Ainsi, l'analyse de la micro-faune et plus particulièrement des ostracodes réalisée sur la séquence de la Cagne par Stéphane Bonnet (Bonnet, inédit) nous permettra de définir les principaux milieux de dépôt puis d'aider à l'interprétation des faciès en termes d'origine et de modalité. Dans la même optique, l'analyse des restes carpologiques réalisée sur cette même séquence par Laurent Bouby (Bouby, inédit) viendra conforter ou préciser l'évolution des différents milieux sédimentaires holocènes de la basse plaine.

2.1. Le sondage C1 (bassin versant de la Cagne, Alpes-Maritimes)

2.1.1. Les datations par le radiocarbone et le modèle âge/profondeur du sondage C1 (bassin versant de la Cagne, Alpes-Maritimes)

Sur les 40 mètres de la séquence C1, 15 datations ont été effectuées et mesurées par le Centre de Datation par le Radiocarbone de l'université Lyon 1²⁸ et les laboratoires de datation de Poznan²⁹ et Gliwice³⁰ en Pologne. À cela, il faut rajouter une datation réalisée sur la séquence OCA 3-212995 prélevée à quelques mètres du sondage C1 (tableau 2). Afin d'homogénéiser l'ensemble des mesures utilisées dans cette étude, les âges conventionnels corrigés et établis par les différents centres de datation ont été calibrés grâce à la courbe de référence atmosphérique IntCal09 sur le logiciel OxCal 4.1 (Riemer *et al.*, 2009).

Malgré la disponibilité de quinze dates obtenues sur la séquence, la réalisation d'un modèle âge/profondeur s'est avérée indispensable à la bonne compréhension de la chronologie des dépôts. La sédimentation en contexte alluvial, et d'autant plus en situation littorale, est comme nous l'avons montré très hétérogène, elle se caractérise par des vitesses de sédimentation très irrégulières, des charges détritiques variables, des phases érosives destructives et des périodes d'accalmie hydro-sédimentaire avec des phases d'arrêt (processus de pédogénèse). Contrairement à une tourbière qui se forme par dépôt de matière organique suivant une rythmicité plutôt régulière, la sédimentation en contexte alluvial est très irrégulière. Ainsi dans le cadre de la réalisation d'un modèle âge/profondeur, il est nécessaire de prendre en compte, dans la mesure du possible, les différences de rythmicité enregistrées

²⁸ <http://carbon14.univ-lyon1.fr>

²⁹ <http://www.radiocarbon.pl>

³⁰ <http://www.carbon14.pl>

par les dépôts alluvionnaires. Pour cela nous avons utilisé deux modèles que l'on retrouve fréquemment dans la bibliographie, le modèle classique effectué selon la méthode d'interpolation linéaire réalisé sur le logiciel d'analyse statistique R (Blaauw, 2010) et le modèle basé sur l'inférence bayésienne défini par Bronk Ramsey (2008) et programmé sur le logiciel OxCal disponible en ligne³¹.

Séquence	Profondeur (mètre)	Code Labo.	Méthode	Âge conventionnel (uncal. BP)	Âge calibré à 2 σ (cal. BCE)	Matériel
Cagne C.1/3	5.62	GdA-596	AMS	3070 \pm 40	1431-1216	micro-charbons (ind.)
Cagne C.1/6	7.22	Lyon-6640	AMS	3870 \pm 30	2466-2211	charbon (<i>Fagus</i>)
Cagne C.1/10	10.73	GdA-597	AMS	4750 \pm 70	3651-3371	micro-charbons (ind.)
Cagne C.1/13	13.23	Lyon-6641	AMS	5670 \pm 35	4604-4375	bois (ind.)
Cagne C.1/15	14.22	Lyon-6642	AMS	5610 \pm 35	4517-4357	charbons (ind.)
Cagne C.1/15	14.78	Lyon-6643	AMS	5935 \pm 35	4907-4721	bois (ind.)
OCA 3-212995	14.90	Lyon-8205	AMS	6200 \pm 60	5304-5005	micro-charbons (ind.)
Cagne C.1/16	15.11	Lyon-6644	AMS	5800 \pm 35	4726-4546	charbons (feuillu)
Cagne C.1/21	18.70	Poz-35837	AMS	6560 \pm 50	5621-5390	micro-charbons (ind.)
Cagne C.1/27	23.76	GdA-598	AMS	7460 \pm 50	6426-6236	micro-charbons (ind.)
Cagne C.1/29	24.90	Lyon-6645	AMS	7845 \pm 45	7001-6573	bois (ind.)
Cagne C.1/31	26.59	Lyon-6647	AMS	7945 \pm 45	7037-6692	bois (feuillu)
Cagne C.1/35	29.56	GdA-607	AMS	8690 \pm 50	7937-7591	micro-charbons (ind.)
Cagne C.1/41	33.50	GdA-608	AMS	9030 \pm 50	8321-7989	micro-charbons (ind.)
Cagne C.1/41	34.15	Lyon-6646	AMS	9690 \pm 50	9276-8846	charbons (pomoïdée)
Cagne C.1/43	37.00	?	AMS	9480 \pm 50	9121-8633	charbons (ind.)

Tableau 2 : Datations par le radiocarbone du sondage C.1 et OCA 3-212995 prélevés dans le vallon de la Cagne (Alpes-Maritimes, France).

Le package Clam à télécharger et installer sur le logiciel R permet de réaliser plusieurs types de modèles âge/profondeur. Dans le cadre de notre étude, nous avons choisi un modèle réalisé selon l'interpolation linéaire et un autre fondé sur une méthode de lissage utilisant une fonction « spline » (smoothing spline). La première nous permet de mettre en évidence les inversions de dates, d'exclure les dates trop éloignées du modèle et de définir les différents profils valides à partir de l'ensemble des dates concernées. Le deuxième modèle est

³¹ <http://c14.arch.ox.ac.uk>

complémentaire puisque grâce à la fonction « spline » et un degré de lissage choisi sur l'ensemble des dates concernées, nous pouvons réaliser une courbe de tendance fine et ainsi préférer tel ou tel profil.

Le modèle bayésien permet d'établir par définition le lien entre la probabilité de distribution de chaque date avec les informations relatives à la profondeur et l'ordre des dépôts. Par rapport aux modèles Clam, celui développé par OxCal est plus complexe d'utilisation mais plus abouti puisqu'il permet d'injecter dans le calcul des âges, des informations relatives à la discontinuité du taux de sédimentation observée tout en utilisant la loi de Bayes. Sur Oxcal, plusieurs fonctions sont disponibles, parmi lesquelles la fonction P_sequence. Celle-ci permet de prendre en compte le caractère aléatoire de la sédimentation grâce à un paramètre « k » qui suppose un nombre d'événements sédimentaires donné par unité de longueur. Par extension, ce paramètre permet d'évaluer l'épaisseur des événements dépositionnels. Par exemple, si les profondeurs sont exprimées en mètres et que l'on veut sur une séquence microlaminée établir un modèle âge/profondeur, un paramètre « k » égal à 1000 m⁻¹ signifie un nombre n=1000 événements par mètre, soit des lamines d'1mm. Au contraire, si l'on veut établir un modèle âge/profondeur sur une séquence sédimentaire qui enregistre des dépôts grossiers plus épais, un paramètre « k » égal à 100 m⁻¹ permet de supposer des dépôts d'environ 1 cm. Toute la difficulté réside donc dans le choix du paramètre « k ». Par ailleurs grâce à la fonction P_sequence, il est possible de préciser la fréquence « s » de calcul du modèle par unité de longueur. Si les profondeurs sont exprimées en mètres, s=100 signifie un modèle généré tous les centimètres. Dans le cadre de l'étude du sondage C.1 (Cagne), la fonction P_sequence a été utilisée avec un paramètre k=1000. Afin de marquer les différents rythmes sédimentaires propres aux processus dépositionnels alluviaux, des limites (« boundaries », dans le logiciel) ont été placées dans le modèle au début des principales phases sableuses de la séquence.

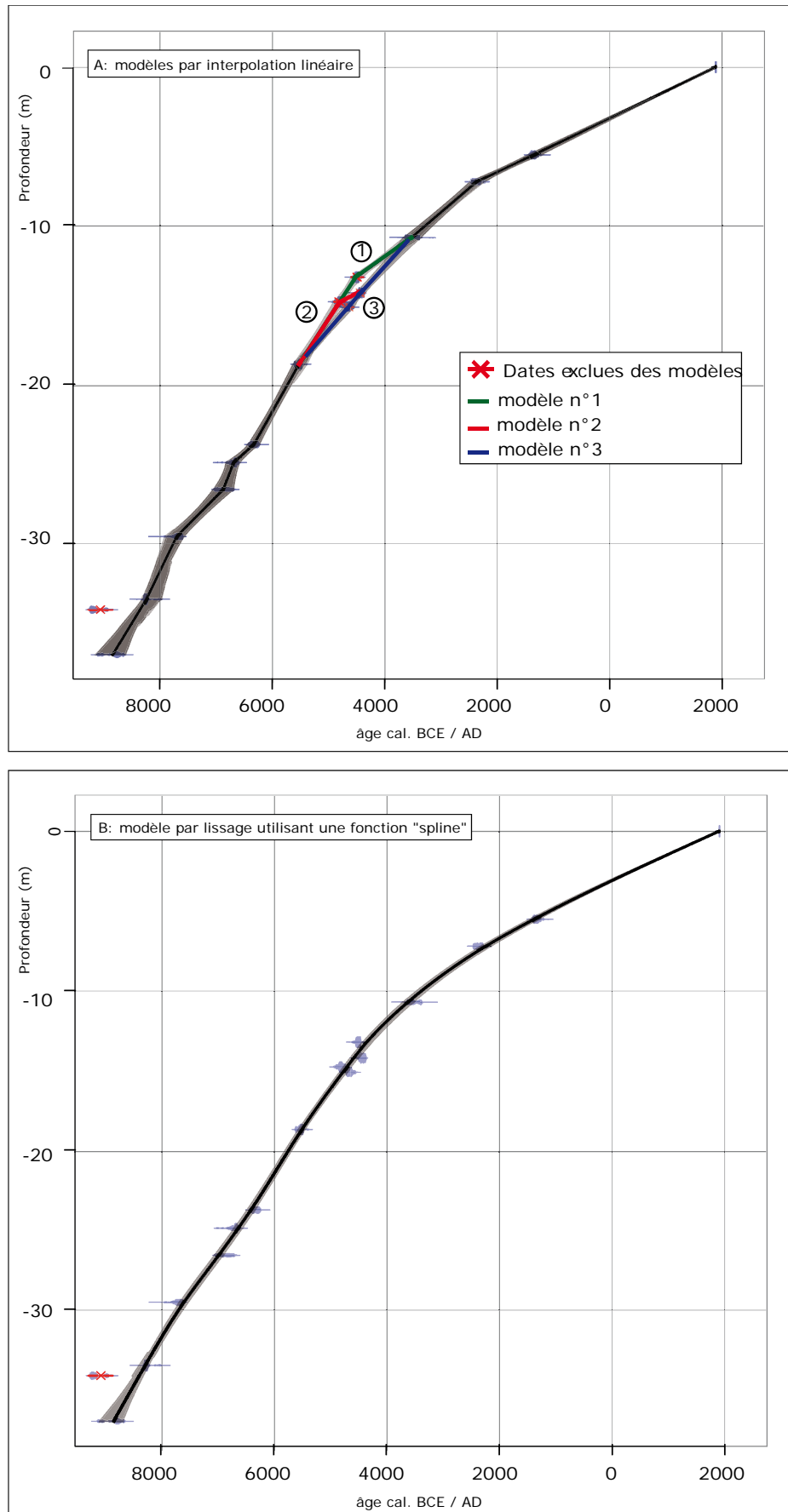


Figure 40 : Modèles âge / profondeur réalisés sur la séquence de la Cagne (Alpes-Maritimes) par interpolation linéaire et lissage (« spline ») ; modèles réalisés sur le logiciel R (package Clam).

Cependant, pour des questions pratiques relatives à l'utilisation parfois chaotique du logiciel OxCal (de nombreux dysfonctionnements peuvent intervenir au moment de la création des modèles), nous avons choisi de réaliser dans un premier temps les différents modèles Clam, afin de choisir un profil pour enfin le présenter au modèle Bayésien d'Oxcal. Cette approche nous permet également de comparer les trois modèles, afin d'appréhender leurs différents degrés de précision.

L'utilisation du modèle par interpolation linéaire³² met en évidence plusieurs inversions de dates. Parmi celles-ci, à l'exception de la date obtenue à 34.15 mètres de profondeur qui sort largement du modèle et qui peut par conséquent être écartée des calculs, il est très difficile d'exclure telle ou telle date étant donné qu'elles dessinent au choix trois profils plausibles (figure 40A) aux taux de sédimentation cohérents. La fonction de lissage « spline » ne nous apporte pas plus d'information si ce n'est le profil d'un comblement sédimentaire relativement régulier avec une première phase d'accélération entre 9000 et 4500 cal. BCE et une deuxième phase pendant laquelle les taux de sédimentation ralentissent progressivement, sans réelle rupture entre 4500 cal. BCE et aujourd'hui (figure 40B).

Grâce à l'approche bayésienne et à l'utilisation du logiciel OxCal, nous pouvons en choisissant respectivement les dates des modèles n°1, 2 et 3, attribuer aux âges un indice de concordance qui nous permettra de choisir parmi les dates à l'origine des inversions. En choisissant le modèle n°1, l'indice des dates obtenues à 13.23 mètres et 14.78 mètres est respectivement de 92.4 % et 93.3 %, en choisissant le modèle n°2, l'indice des dates obtenues à 14.22 m et 14.78 m est respectivement de 61.4 % et 6.5 %, enfin en choisissant le modèle n°3, l'indice des dates obtenues à 14.22 m et 15.11 m est respectivement de 98 % et 95 %. Par conséquent le modèle bayésien permet de retenir le modèle n°3, en excluant les dates obtenues à 13.23 m et 14.78 m (figure 41)³³.

Grâce au modèle réalisé sur OxCal, il est possible de placer, à partir de l'observation macroscopique des sections du sondage C.1, des bornes aux différentes profondeurs signalant un changement majeur dans la dynamique hydro-sédimentaire. Pour chacune d'entre elles, le modèle attribue un âge en fonction de sa profondeur et des âges C¹⁴ l'encadrant. Ainsi, en fonction de l'emplacement de telle ou telle borne, la densité de probabilité ciblée par le modèle au sein des écarts type des datations radiochronologiques situées de part et d'autre d'une borne sera différente. Cependant le modèle ne peut prendre en compte la succession de

³² Ce modèle correspond au code « type=1 » dans la fonction Clam

³³ Le modèle réalisé sur OxCal pour le sondage C.1 de la Cagne utilise la fonction P_sequence et un paramètre k=1000

deux bornes, l'emplacement d'une borne doit exclusivement se situer entre deux datations. Cette méthode permet de respecter la dynamique sédimentaire du comblement considéré et se distingue ainsi des modèles réalisés par interpolation linéaire. Cependant le nombre de « bornes » dépend du nombre de dates réalisées sur la séquence. Plus la documentation radiochronologique d'une carotte sera riche plus le nombre de bornes pouvant être pris en compte par le modèle sera élevé.

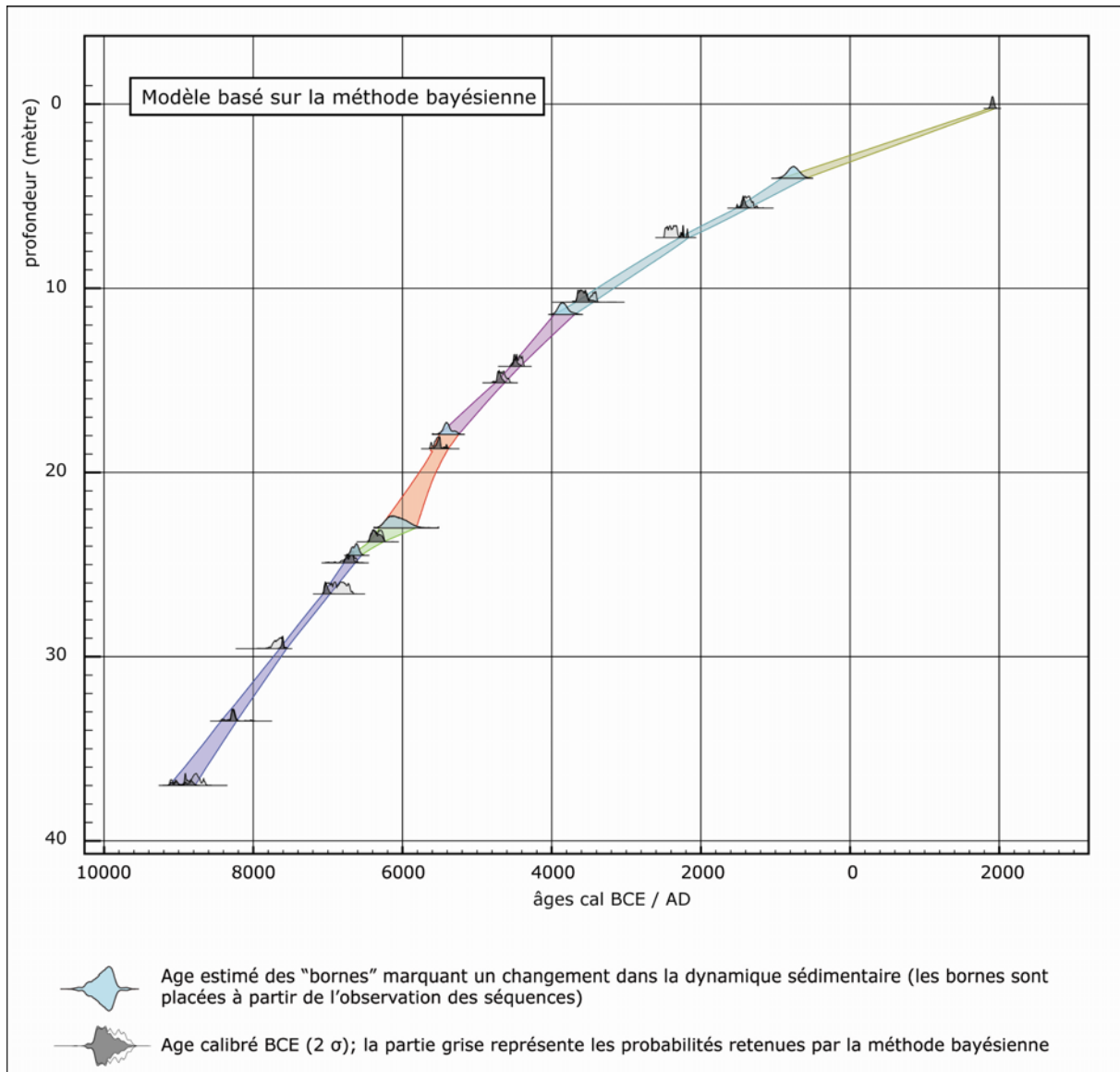


Figure 41 : Modèle âge / profondeur réalisé sur la séquence C1 de la Cagne (Alpes-Maritimes) fondée sur la méthode bayésienne ; modèle réalisé sur le logiciel OxCal 4.1.

A partir de l'emplacement des « boundaries » le modèle établi pour la séquence C.1 dessine une courbe des vitesses de sédimentation holocène scindée en six grandes phases sédimentaires, chacune caractérisée par un taux moyen de sédimentation différent (figure 40).

Il est possible de les réunir en deux phases majeures. La première entre 8500 et 4000 cal. BCE, pour laquelle le comblement respecte des taux de sédimentation moyens de 0.53 cm/an, et la deuxième à partir de 4500 cal. BCE jusqu'à aujourd'hui, pour laquelle les taux de sédimentation ralentissent ne dépassant pas 0.22 cm / an. Par ailleurs au sein de la première grande phase entre 8500 et 4000 cal. BCE, le modèle enregistre une baisse des taux de sédimentation dessinant sur le profil de la courbe un petit palier entre 6800 et 6000 cal. BCE.

2.1.2. L'analyse de l'ostracofaune du sondage C.1 : définition des environnements sédimentaires littoraux holocènes

Les ostracodes sont de petits crustacés des milieux aquatiques dont la taille peut varier entre 0.1 et 3 millimètres de long pour ceux rencontrés dans les milieux étudiés et dont le corps est enfermé et fixé dans une coquille (test) constituée de deux valves articulées par une charnière. Actuellement les ostracodes se répartissent dans de nombreux milieux en fonction de différents facteurs écologiques, dont la salinité, la température, la profondeur, le substrat et l'hydrodynamisme (Mezquita *et al.*, 2005). Grâce à leurs particularismes écologiques et aux différents critères morphologiques qui permettent de les identifier et de les déterminer spécifiquement, ils constituent pour les paléo-environmentalistes de très bon marqueurs stratigraphiques (Bodergat, 1983, 2002 ; Meisch, 2000 ; Poquet *et al.*, 2008). Celle de la Cagne effectuée par Stéphane Bonnet est inédite. Les échantillons ont été prélevés par tronçons de 5 à 10 centimètres de profondeur, directement sur la carotte. Le comptage et la détermination ont ensuite été réalisés grâce à une loupe binoculaire après tamisage sur la fraction de 250 et 500 μm , ce qui a permis d'étudier à la fois les individus jeunes et adultes. Etant donné que le nombre d'individus décomptés varie énormément d'un échantillon à un autre, le plus concentré pouvant renfermer plus de 3800 individus, seuls les échantillons représentatifs ont été étudiés, excluant tous ceux pour lesquels moins de 10 individus ont été dénombrés. Cependant, puisque la présence/absence d'ostracodes révèle également une réalité écologique, les échantillons stériles ont été considérés. Ainsi, sur un total de 74 échantillons traités sur les 40 mètres de la séquence, seuls 14 d'entre eux ont présenté un nombre insuffisant d'individus : un total de 60 échantillons représentatifs et répartis entre 36 et 11 mètres de profondeur permet donc de suivre de manière précise et fiable l'évolution des milieux sédimentaires (tableau 3). En plus des espèces identifiées et présentées dans le tableau 3, huit taxons associés à des périodes très anciennes remontant jusqu'au Miocène, mettent en

évidence à la base de la séquence (figure 42) un très vieil héritage sédimentaire conséquence de processus de remobilisation consécutifs à de forts épisodes érosifs.

Date de l'échantillon (ndbc)	Milieu côtier										Somme	Nombre espèces						
	Cardone neptula	Cardone angulata	Cardone marchia	Pseudocardone albicans	Pseudocardone zschokkeli	Pseudocardone albicans	Pseudocardone albicans	Cardone angulata	Heterocypris incongruens	Heterocypris salina			Liocypis gibba	Paralimnocythere messana	Sarcocypris aculeata	Cyprides trosea	Loxocoma elliptica	Atrina woodwardi
1132	54	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	56	2
1161	11	0	0	0	0	0	0	0	0	115	0	0	0	0	0	0	197	3
1165.5	8	0	0	0	0	0	0	0	0	62	0	0	0	0	0	0	82	4
1218	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1268	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	27	2
1337	195	0	0	0	0	0	0	0	0	19	26	0	0	0	0	0	240	3
1381.5	67	0	0	0	0	0	0	0	0	164	0	0	0	0	0	0	231	2
1443	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1488	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1517	0	0	0	0	0	0	0	0	408	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1628.5	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	3389	4
1653	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1304	4
1706.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	102	3
1773.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	37	2
1827.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2147	2
1863	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5808	2
1908	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2218	2
1941	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1973.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	116	0
2002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	37	1
2047.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2087.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	173	1
2135.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1570	2
2144.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2164	3
2220	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1544	1
2235.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2289	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	37	1
2307	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	315	1
2324.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	487	2
2360	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1335	3
2372	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	484	3
2465	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1121	7
2434	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	3
2507	27	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2531	130	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2568.5	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	31	3
2596	72	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	185	3
2637	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	51	6
2664	136	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	77	3
2753	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	4
2804	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	224	4
2849	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2856	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2883	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2914	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2949	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3182	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3240.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3284.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3325	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3377	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3410	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3481	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3517	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3559	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3593	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
																	14	3

Tableau 3 : Assemblages écologiques de l'ostracofaune du sondage C.1 de la Cagne (Alpes-Maritimes).

Comme le montre la figure 42, cette pollution des assemblages holocènes par des apports très anciens ne concerne que la moitié inférieure de la carotte pour laquelle aucun autre taxon n'a été dénombré (zone A dans le diagramme). Par ailleurs, si l'on observe ces héritages en valeur absolue, ils ne représentent que quelques individus et sont, par conséquent, très peu significatifs. Néanmoins, nous nous sommes intéressés dans cette zone A, à l'absence des autres taxons.

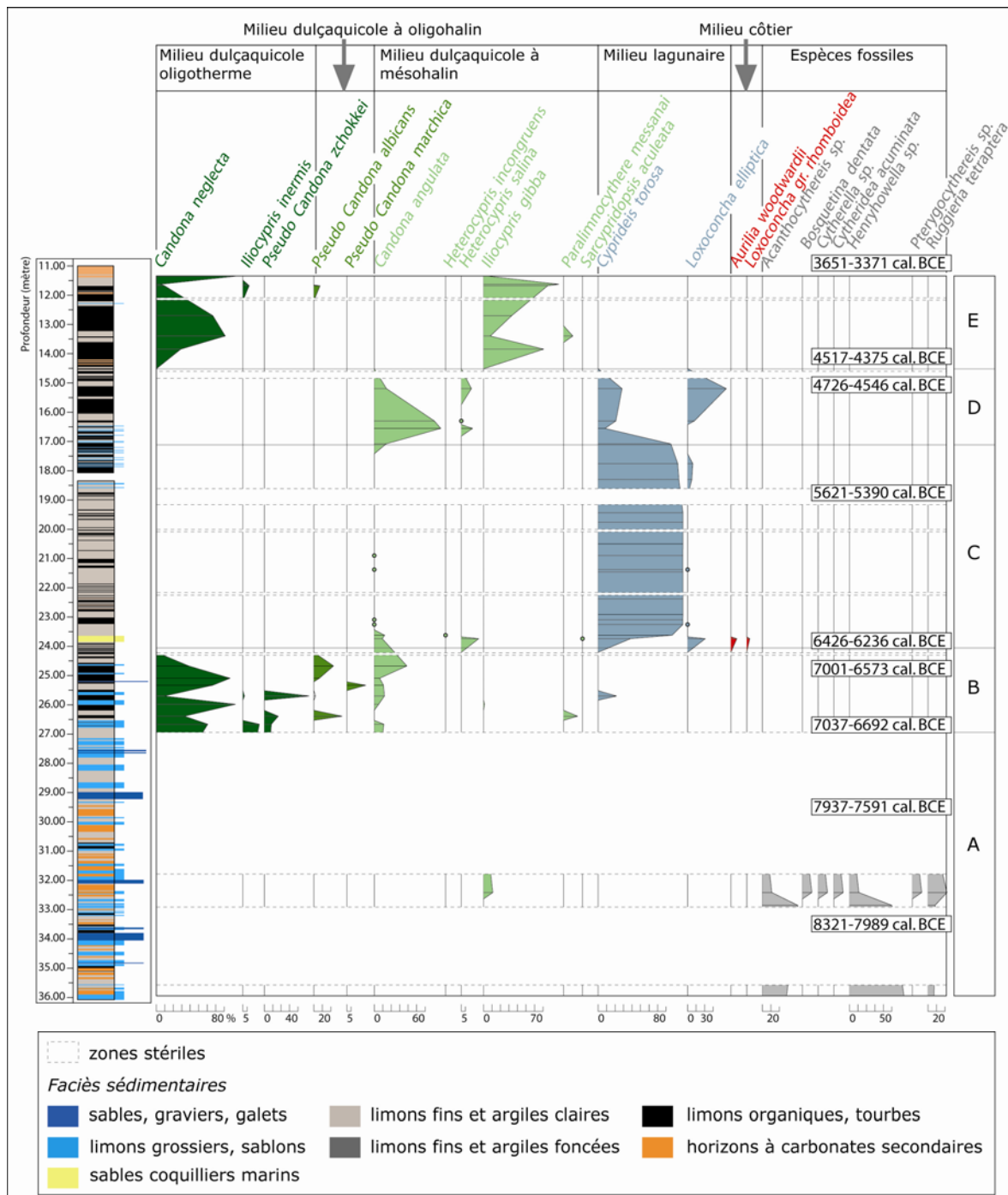


Figure 42 : Diagramme stratigraphique de l'analyse des ostracodes de la séquence sédimentaire de la Cagne (C.1, Alpes-Maritimes). Analyses S. Bonnet.

Phase A. Entre 36 et 29 mètres de profondeur, c'est-à-dire entre environ 8500 et 7000 cal. BCE (figure 42), la description des faciès pédosédimentaires a mis en évidence de nombreux traits d'oxydation associés à la précipitation de fréquentes carbonatations secondaires. Ces indices révèlent une exondation prolongée du niveau de la plaine et une redistribution verticale du CaCO₃ par les processus pédologiques (Berger, 2005) qui peuvent être à l'origine de l'appauvrissement des assemblages de l'ostracofaune. Les ostracodes continentaux se développent en très grande majorité dans les milieux limniques. Leur absence dans les dépôts de la Cagne de la zone A confirme la présence d'une plaine exondée, d'un niveau de nappe bas et donc de l'éloignement relatif du niveau de la mer. La fragilité des tests des ostracodes face au transport sur de longue distance, peut également expliquer leur absence de la zone A.

Phase B. A partir de 27 mètres de profondeur, la diversité spécifique et le nombre d'individus au sein des assemblages augmentent brutalement. À travers les différentes espèces identifiées, la seconde zone (B) du diagramme (figure 42), datée de la première moitié du 7^{ème} millénaire BCE, montre la succession de plusieurs milieux alluviaux limniques caractérisés par les assemblages suivants :

-les milieux dulçaquicoles oligothermes : *Candona neglecta*, *Iliocypris inermis*, *Pseudo Candona zchokkei*. ;

-les milieux dulçaquicoles à exceptionnellement oligohalins : *Pseudo Candona albicans*, *Pseudo Candona marchica* et ;

-les milieux dulçaquicoles à exceptionnellement mésohalins : *Candona angulata*, *Iliocypris gibba*, *Paralimnocythere messanai*.

L'apparition de ces milieux coïncide avec un changement enregistré par la sédimentation en termes de processus de dépôt. Ce changement se retranscrit par une modification de la texture et la structure des dépôts qui apparaissent majoritairement fins, limoneux, sombres et très laminés. Ainsi, cette succession d'assemblages reflète une variation des milieux continentaux immergés, majoritairement dulçaquicoles mais avec des conditions parfois oligohalines et mésohalines. L'espèce dominante de la zone B est *Candona neglecta* (Pipik et Bodergat, 2005). Celle-ci est très commune dans les séquences lacustres quaternaires européennes et fait preuve d'une haute tolérance écologique, tant au niveau de la température, du PH et de l'oxygénation du milieu. Cette espèce benthique familière des lacs d'eau douce, peut se retrouver à la fois dans les parties les plus profondes comme dans les zones riveraines,

elle tolère également un certain niveau de salinité (Külköylüoglu *et al.*, 2007 ; Meisch, 2000). Au sein de cette zone B, les valeurs de *Candona neglecta* varient et sont remplacées à plusieurs reprises par d'autres espèces continentales fluviatiles non marines telles que *Candona angulata* et *Pseudocandona albicans*, lesquelles sont plus compétitives dans les milieux aux taux de salinité plus élevés (Smith et Horne, 2013).

Dans la zone C (figure 42), à partir d'environ 6500 cal. BCE, les assemblages faunistiques changent à nouveau brutalement. On passe d'un milieu continental d'eau douce, à un milieu littoral lagunaire caractérisé par *Cyprideis torosa* dont la fréquence augmente très rapidement jusqu'à même définir un milieu monospécifique entre 24 et 17 mètres de profondeur. Cette espèce bien connue (Neale, 1988 ; Smith et Horne, 2013) caractérise les zones côtières de transition entre les milieux marins et saumâtres. Souvent, grâce à la forte densité de ses populations, elle est associée à une diminution conjointe de la diversité spécifique du milieu. Cette dominance caractéristique ici d'un milieu lagunaire coïncide en stratigraphie avec une succession de dépôts limoneux laminés à micro-laminés signalant un milieu immergé (Berger, 2005).

Entre le milieu continental fluviatile de la zone B et ce milieu lagunaire, il existe un spectre intermédiaire vers 24 mètres de profondeur caractérisé en stratigraphie par le dépôt de plusieurs lamines de sables coquilliers sur environ 5 centimètres d'épaisseur. L'étude préliminaire de la malacofaune réalisée par Michel Dubar (Berger, 2005) a permis d'identifier au sein de ces sables quelques individus de *Cerithium vulgatum*, un gastéropode indicateur d'environnement côtier médio à infralittoral. L'analyse des ostracodes dans ces sables a signalé la présence de *Cyprideis torosa*, mais également de *Loxoconcha elliptica*, d'*Aurilia woodwardii* et de *Loxoconcha gr. Rhomboidea*. Alors que *Loxoconcha elliptica* se développe également dans les milieux lagunaires saumâtres (Poquet *et al.*, 2008) et qu'il bénéficie, ici, d'une baisse de la compétition interspécifique, *Aurilia woodwardii* et *Loxoconcha gr. Rhomboidea* sont deux espèces marines euryhalines qui se développent fréquemment en contexte littoral marin proche des lagunes (Lachenal et Bodergat, 1990). En pleine transgression marine, ce spectre montre à quel point la remontée du niveau de la mer commande la mise en place des milieux sédimentaires côtiers et leurs évolutions. Ici, l'intrusion marine est très brève, puisque la puissance des apports détritiques fluviatiles est telle qu'elle empêche la mer de remonter plus loin dans le vallon de la Cagne, la faisant même reculer comme en témoigne la mise en place d'un milieu lagunaire, prémices des processus de progradation.

Cette lagune perdure pendant environ deux millénaires. Dans la zone D du diagramme de la figure 42, les spectres lagunaires se diversifient avec le développement de *Candona angulata*, caractéristique des milieux continentaux dulçaquicoles. Cette zone D est une zone de transition qui marque la fin du milieu lagunaire dans la zone de carottage et le passage à un nouveau milieu continental dulçaquicole à mésohalin défini par *Candona neglecta* et *Iliocypris gibba* de la zone E. D'après les datations par le radiocarbone, cette transition s'effectue autour de 4500 cal. BCE et marque probablement et localement la fin de la période de remontée marine accélérée.

En résumé, l'analyse des ostracodes sur le sondage C.1 de la Cagne, permet de mettre en évidence une succession d'environnements littoraux sur la longue durée entre environ 8000 et 3600 cal. BCE. En l'absence d'analyses sédimentologiques (granulométrie, concentration en matière organique etc..) et micromorphologique sur les comblements holocènes de la Cagne, l'analyse de l'ostracofaune apparaît comme indispensable à la bonne compréhension des faciès pédosédimentaires et par conséquent des spectres polliniques qu'ils renferment. Les différents milieux identifiés sont les suivants :

- entre 36 et 27 mètres de profondeur : un milieu continental dulçaquicole (plaine exondée) impropre à la croissance et à la conservation des ostracodes ;
- entre 27 et 24 mètres de profondeur : un milieu continental immergé d'eau douce à oligohalin ;
- autour de 24 mètres de profondeur : un niveau marin littoral très bref ;
- entre 24 et 17 mètres de profondeur : un milieu lagunaire d'eau douce à saumâtre ;
- entre 17 et 14.5 mètres de profondeur : un milieu transitoire dulçaquicole à saumâtre
- entre 14.5 et 11 mètres de profondeur : un milieu continental dulçaquicole à mésohalin.

2.1.3. L'analyse des restes carpologiques du sondage C.1 : vers une précision des environnements sédimentaires littoraux holocènes

En complément de l'étude des assemblages de l'ostracofaune, l'analyse inédite des restes carpologiques du sondage C.1 de la Cagne, réalisée par Laurent Bouby permet de documenter l'histoire de l'évolution des environnements végétaux littoraux et de préciser, par conséquent, l'évolution des milieux de sédimentation. Nous aborderons ces milieux à travers les modalités de transport et de dépôt documentées à la fois par les espèces herbacées caractéristiques des environnements locaux côtiers ainsi que par les plantes dont les graines se

transportent facilement lors de la montée des eaux (espèces des formations riveraines par exemple). Cette approche originale et pluri-disciplinaire nous permettra dans un second temps de traiter les données issues de l'analyse pollinique en termes de représentativité spatiale et chronologique, mais également d'enrichir les spectres de l'environnement végétal alluvial.

L'analyse des carpores a été réalisée sur des échantillons de 163 cm³ prélevés sur une moitié de carotte de 10 centimètres de diamètre. 123 échantillons d'environ 5 centimètres d'épaisseur ont ainsi été prélevés sur la séquence C.1 de la Cagne entre 38.70 et 6.70 mètres de profondeur. L'observation macroscopique des restes carpologiques a ensuite été réalisée à partir des sédiments, préalablement tamisés à 2 millimètres puis à 500 µm. À l'issue de l'analyse, 6462 restes carpologiques (fragments et semences) conservés par imbibition et très rarement par carbonisation ont été comptés, représentant un total de 53 taxons différents (tableau 4). Pour la réalisation du diagramme (figure 43), les taxons ont été exprimés en pourcentage relatif, hormis les *Chara* sp., dont les macrorestes (oogones)³⁴ largement dominant au moment de la détermination et du comptage participent à la sous-représentation du reste des taxons. Par ailleurs les *Chara* sp. ont été traitées à part puisqu'il s'agit avec le genre *Nitella* des seules charophytes³⁵, en l'occurrence de la famille des *Characeae*, déterminée au cours de l'analyse. Leur présence caractéristique des plans d'eau stagnante dulçaquicole est bien entendue prise en compte et analysée mais ne peut cependant être comparée à celle des plantes à fleurs aquatiques dont la production carpologique n'est absolument pas comparable à celle des oogones par les Charophytes.

L'analyse a permis de mettre en évidence plusieurs assemblages écologiques dont la cohérence nous permet de préciser l'environnement sédimentaire associé :

-Les eaux dormantes douces à saumâtres : parmi les taxons dominants de cet assemblage, l'analyse a révélé la présence de l'algue du genre *Chara* sp. qui se développe dans les plans d'eau douce oligo-mésotrophe (Wasylikowa *et al.*, 2006), calmes et peu profonds. Ces algues vertes fixées au sol par des rhizoïdes sont immergées, mais tolèrent les plans d'eau temporaires. On retrouve également dans ces plans d'eau la grande naïade (*Najas marina*) qui est une plante aquatique entièrement submergée. Elle se développe dans les eaux calmes, peu profondes entre 0.5 et 1 mètre et préfère contrairement aux *Characeae*, les eaux mésotrophes à eutrophes (Sanderson *et al.*, 2008). Parmi les plantes aquatiques on retrouve ensuite la zannichellie des marais (*Zannichellia palustris*) qui pousse également dans les eaux douces calmes jusqu'à 2.50 mètres de profondeur. Enfin, il faut noter la présence de la rupelle

³⁴ Les oogones ou nucules sont les organes reproducteurs femelles des *Chara*. Sp.

³⁵ Les charophytes se distinguent des autres plantes aquatiques par l'absence de graines

maritime (*Ruppia maritima*), une autre plante submergée des eaux calmes peu profondes, mais qui contrairement aux trois taxons précédents préfère les environnements saumâtres tels que les étangs, mares et lagunes.

-Les roselières dulçaquicoles : les roselières sont des formations basses parfois marécageuses dont les espèces poussent souvent les pieds dans l'eau à proximité d'une zone humide. Les principales espèces distinctives identifiées par l'analyste sont le jonc des chaisiers commun (*Scirpus lacustris*) de la famille des *Cyperaceae*, le lycophe d'Europe (*Lycopus europaeus*) de la famille des *Lamiaceae*, l'Iris des marais (*Iris* cf. *pseudacorus*) et la massette à feuille étroite (*Typha angustifolia*).

-Les prairies humides : ces formations sur sols émergés sont principalement représentées dans l'analyse carpologique par le genre *Carex* sp. de la famille des *Cyperaceae* et par le type *Mentha aquatica/arvensis* (menthe aquatique et menthe des champs), de la famille des *Lamiaceae*. Les critères morphologiques des graines appartenant aux deux espèces de menthe ne permettent pas une identification spécifique. Ainsi, ce taxon englobe les deux espèces, et même si *Mentha aquatica* est une semi-aquatique, la possibilité qu'il s'agisse de *Mentha arvensis*, nous a incité à placer ce taxon dans l'assemblage des prairies humides. Dans une moindre mesure cet assemblage se compose également de la renoncule à feuilles de céleri (*Ranunculus scleratus*).

-Les assemblages suivants sont bien moins représentés que les précédents (tableau 4), et mettent sans doute en évidence des formations végétales plus lointaines, dont les graines ont été transportées par la montée des eaux. Il s'agit des forêts riveraines représentées essentiellement par l'aulne glutineux (*Alnus glutinosa*), les pelouses et prairies diverses représentées par la potentille (*Potentilla* sp.) et l'oseille (*Rumex* sp.), les lieux rocaillieux dont l'assemblage taxonomique est très discrets, et enfin les friches et lieux vagues caractérisés notamment par la verveine sauvage (*Verbena officinalis*).

Grâce aux datations par le radiocarbone du sondage C.1 de la Cagne, il est possible d'observer et d'analyser la succession et la composition de ces assemblages entre le 9^{ème} et le 4^{ème} millénaire BCE (figure 43).

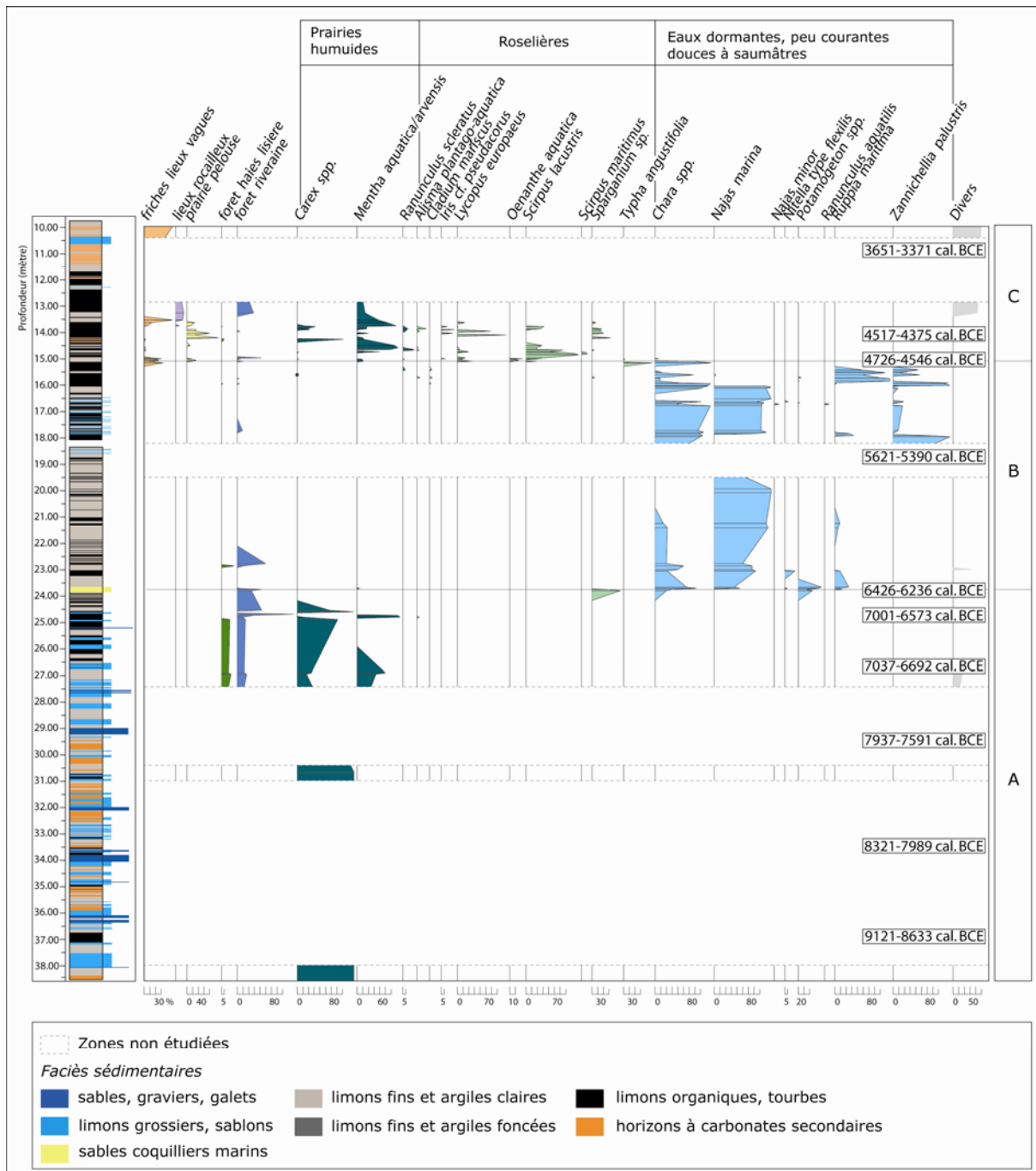


Figure 43 : Diagramme carpologique du sondage C.1 de la Cagne (Alpes-Maritimes). Analyse L. Bouby.

2.1.4. Comparaison des résultats obtenus par l'étude des ostracodes et des macrorestes

A partir de la dynamique de succession des différents assemblages définis au préalable, le diagramme carpologique peut être divisé en trois zones principales. La première (zone A) correspond à une longue phase entre le début du 9^{ème} et la moitié du 7^{ème} millénaire

BCE qui se situe en stratigraphie entre 38 et 24 mètres de profondeur. Malheureusement par manque d'analyse, cette zone est mal documentée par les spectres, puisque seulement 13 échantillons ont été traités pour environ 14 mètres de dépôt. Cependant entre 38 et 30 mètres de profondeur, dans la partie la plus ancienne de la zone A, *Carex* sp. domine au sein des spectres des trois échantillons observés. Ensuite, entre 27 et 24 mètres de profondeur, les spectres s'enrichissent. Au côté des prairies humides à *Carex* sp. et *Ranunculus aquatica/arvensis*, on voit apparaître, même si les effectifs ne sont pas très nombreux (tableau 4), les premières formations forestières. À l'image des assemblages de l'ostracofaune, ce premier grand ensemble carpologique (zone A) met en évidence un milieu alluvial émergé qui se rapproche à partir de 27 mètres de profondeur d'une zone humide ou d'un plan d'eau, comme en témoigne l'apparition et le développement de *Mentha aquatica/arvensis*.

À partir de 24 mètres de profondeur, alors que l'analyse des ostracodes montre le développement très rapide de *Cyprideis torosa* qui évolue dans les milieux lagunaires, les spectres des macrorestes montrent au même moment l'apparition d'une zone immergée aux eaux peu courantes et à la salinité variable (zone B du diagramme de la figure 43). Les indices faunistiques et végétaux vont exactement dans le même sens et montrent que les conditions eustatiques, géomorphologiques et hydro-sédimentaires favorables à l'installation d'une lagune sont réunis dans la zone de carottage à partir d'environ 6400 jusqu'à 4500 cal. BCE. À travers la qualité de l'eau de cette lagune en termes de salinité et de turbidité, laquelle régit la compétition interspécifique au sein du plan d'eau, nous proposons une lecture précise de cet écosystème.

Dans un premier temps, la confrontation des données carpologiques et faunistiques nous permet d'affiner la composition de certains assemblages. Chez les ostracodes, l'espèce dominante au sein de ce milieu lagunaire est *Cyprideis torosa*, accompagnée dans une moindre mesure et plus sporadiquement par *Loxoconcha elliptica*. Parmi ces espèces, la première est très commune dans les eaux saumâtres, mais est relativement ubiquiste, puisqu'elle peut vivre à la fois dans les eaux douces et dans les eaux très salées dépassant même 60 ‰ (Smith et Horne, 2013). La seconde est considérée comme une vraie espèce des eaux saumâtres puisqu'elle évolue uniquement dans les eaux salées à 33-36 ‰. Parallèlement, parmi les restes carpologiques, la seule espèce indicatrice de conditions saumâtres est *Ruppia maritima*. Lorsque l'on compare les restes faunistiques et carpologiques, la courbe de *Ruppia maritima* coïncide très bien avec celle de *Loxoconcha elliptica*, tandis que la courbe de *Cyprideis torosa* coïncide non pas avec des espèces d'eaux saumâtres mais avec des plantes aquatiques d'eaux douces à oligohalines telles que les *Chara* sp. (tolérance moyenne à la

salinité entre 1 et 2 ‰), *Najas marina* (tolérance à la salinité entre 2.7 et 4.2 ‰) et *Zannichellia palustris* (tolérance à la salinité ≤ 6 ‰). Comme le montre la figure 44, la lagune de la Cagne était par conséquent majoritairement dulçaquicole et donc fermée sur la mer. Les valeurs conjointes de *Ruppia maritima* et de *Loxoconcha elliptica*, montre cependant plusieurs ouvertures maritimes, dont une qui semble perdurer plus longtemps que les autres, entre 16 et 15 mètres de profondeurs, vers 4700 cal. BCE. Cette dernière phase saumâtre marque d'ailleurs la fin de l'environnement lagunaire, ou peut être simplement son déplacement, au profit des espèces de roselières puis de prairies humides de la zone C du diagramme (figure 43).

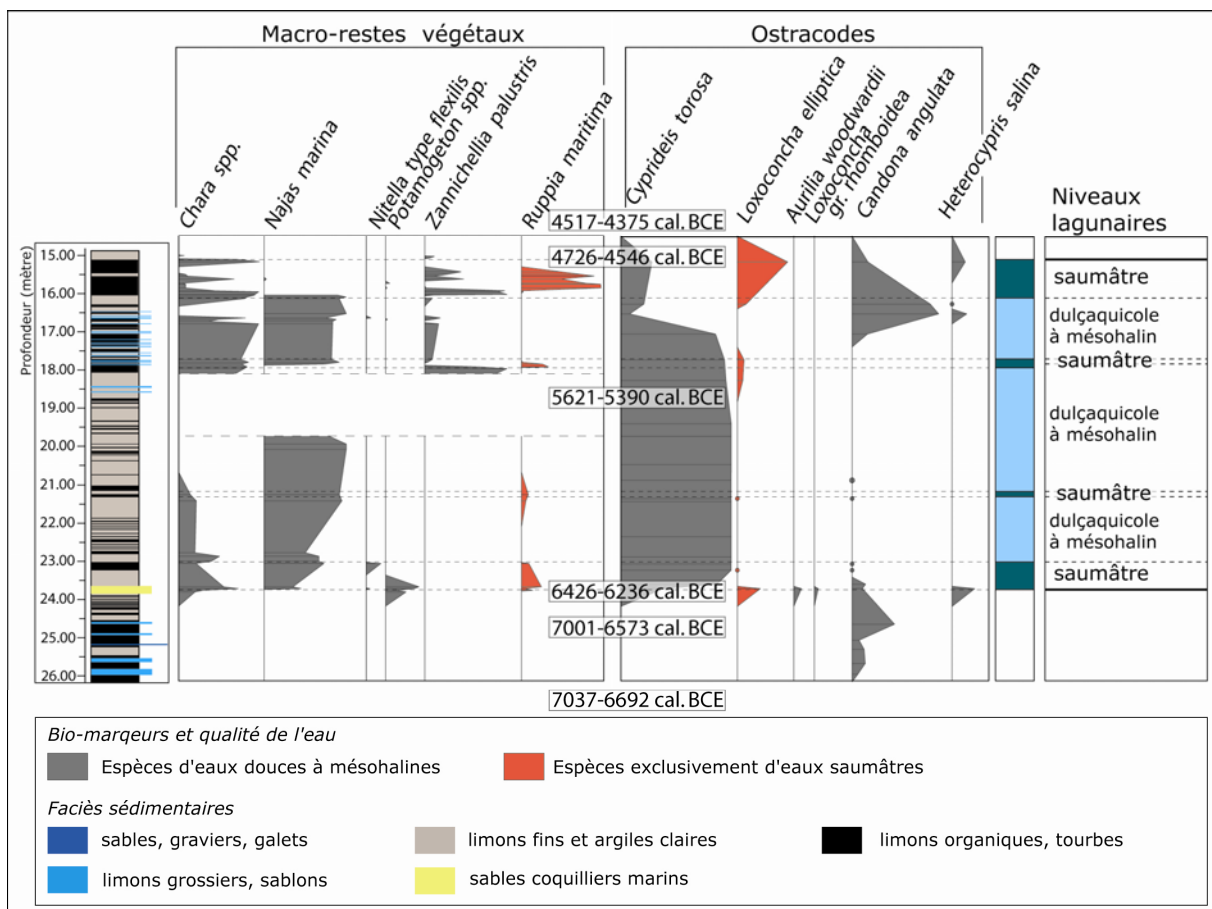


Figure 44 : La qualité de l'eau de la lagune de la Cagne à travers les données faunistiques et carpologiques.

En dehors de la salinité de l'eau de la lagune, la qualité de l'eau, en termes de turbidité peut également être abordée par les restes carpologiques et notamment ceux de *Najas marina*, de *Zannichellia pallustris* et de *Chara sp.* Le premier taxon préfère les eaux eutrophes, le second vit dans les eaux mésotrophes à eutrophes et le dernier préfère les eaux oligotrophes à mésotrophes. En ce sens la turbidité de l'eau de la lagune peut en partie expliquer les

variations de leurs fréquences relatives eu sein du diagramme (figure 44). Si les trois taxons tolèrent à peu près les mêmes taux de salinité maximum, entre 1 et 6 ‰, la température moyenne et saisonnière de l'eau peut également expliquer l'expansion ou la régression de *Najas marina* (Sanderson *et al.*, 2008) au sein des spectres. Pour cela, et parce que la variable température n'est pas quantifiable et qu'elle influe différemment sur le comportement des populations, nous allons plus particulièrement nous intéresser à *Chara* sp. pour discuter de la turbidité de l'eau. Cette dernière est considérée comme une espèce pionnière au sein de la végétation aquatique : ainsi lorsque la turbidité de l'eau ou que la concentration en nutriments augmente les *Chara* sp. sont souvent remplacées par les angiospermes aquatiques et notamment *Najas marina*. Par conséquent, les *Chara* sp. sont très rares dans les plans d'eau eutrophes (Blindow, 2000) et peuvent être utilisés dans le cas de notre étude comme un bon marqueur de conditions oligo- à mésotrophes.

Enfin, dans la zone C du diagramme (figure 43), vers 4700-4500 cal. BCE, cette lagune disparaît au profit des formations de roselières, de prairies humides et dans une moindre mesure des forêts riveraines.

2.1.5. L'évolution holocène des milieux littoraux de la Cagne et la remontée du niveau marin

En résumé, à l'image des assemblages de l'ostracofaune, l'analyse carpologique a permis de mettre en évidence, sur le long terme, la succession de plusieurs environnements côtiers. Grâce à une approche pluridisciplinaire, les assemblages écologiques littoraux ont pu être validés, parfois précisés. Lorsque l'on rapproche les données faunistiques et végétales, le résultat nous permet d'observer de manière fiable l'évolution et la composition des différents écosystèmes côtiers. En attribuant, dans un premier temps, à chaque échantillon un âge grâce au modèle âge/profondeur réalisé sur la séquence de la Cagne et en comparant, dans un second temps, l'évolution chronologique des milieux alluviaux avec le modèle de remontée marine holocène établi par Lambeck *et al.* (2004), nous pouvons proposer l'histoire suivante (figure 45).

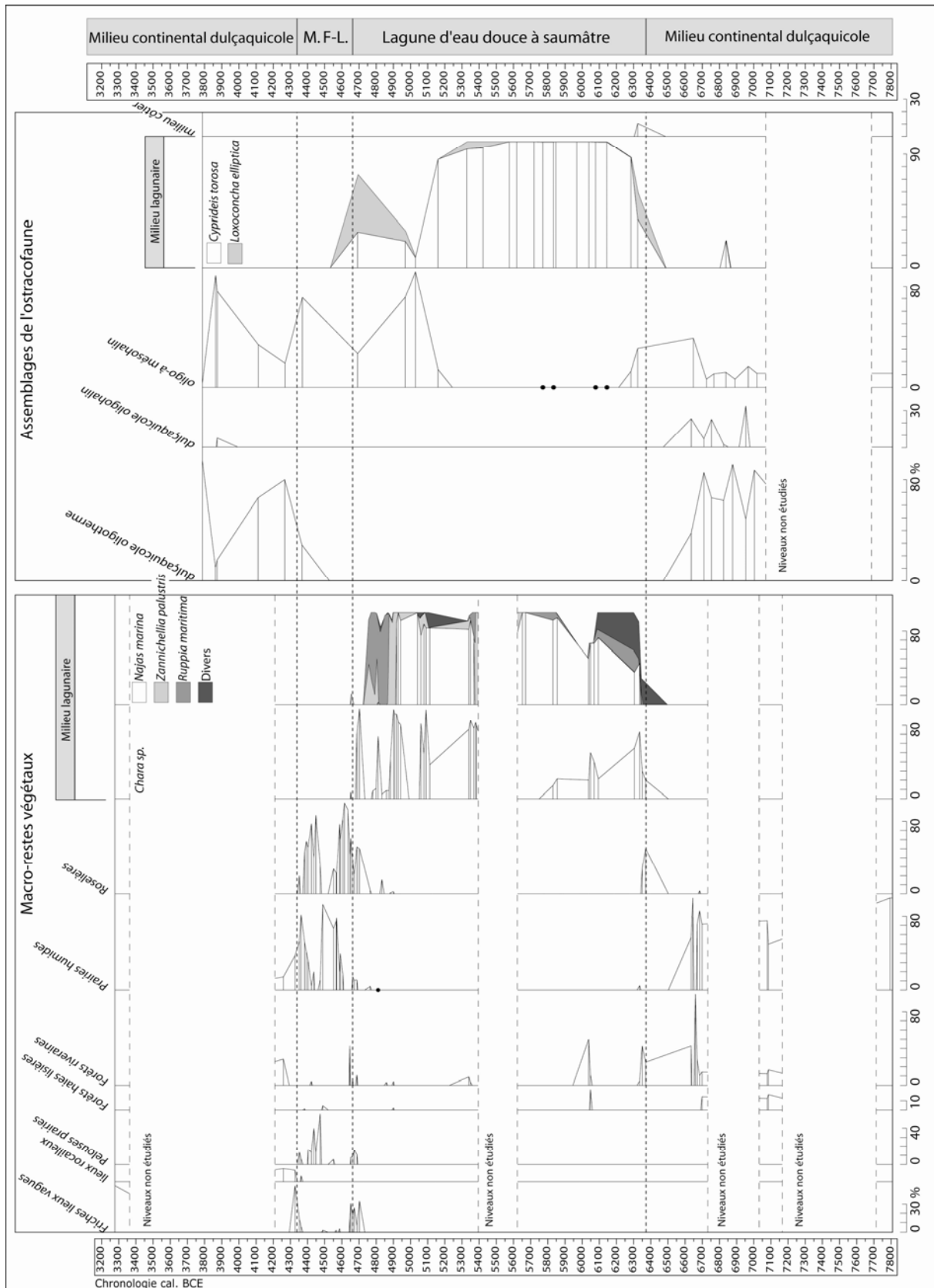


Figure 45 : Détermination des principaux environnements sédimentaires du sondage C.1 de la Cagne, à partir des données faunistiques et végétales. M. F.-L. : milieu fluvio-lagunaire.

-Entre 7800 et 6400 cal. BCE, malgré les nombreux niveaux non documentés par les analyses précédentes, les assemblages mettent en évidence un milieu continental dulçaquicole. Cela se traduit par le développement local de prairies humides et le transport de graines issus de la production de la forêt riveraine. Au sein des assemblages de l'ostracofaune, ce milieu se caractérise par la multiplication des espèces dulçaquicoles oligothermes, parmi lesquelles *Candona neglecta* révèle la présence de zones de bas-fonds d'eau douce peu courante (mares, bras-morts etc.). Lorsque l'on compare la position relative du sondage par rapport au niveau marin (figure 46), la succession de ces milieux est cohérente puisque la zone de carottage se situe alors entre 0 et 20 mètres au dessus du niveau de la mer. Cette comparaison nous montre par ailleurs que la vitesse de remontée marine au cours de cet intervalle de temps est très rapide. Alors que les taux de sédimentation calculés sur le sondage C.1 sont en moyenne de 0.48 centimètres/an, la vitesse de remontée marine est estimée à 1.34 centimètres par année. Alors que ce déséquilibre est le témoin de processus transgressifs, le niveau de la mer se rapproche de la zone de carottage pour se situer à proximité de cette dernière vers 6400 cal. BCE.

-Vers 6400 cal. BCE, l'analyse des ostracodes révèle le seul niveau marin de la séquence. La présence de deux espèces côtières euryhalines (*Aurilia woodwardii* et *Loxoconcha gr. rhomboidea*) permet d'identifier la frange littorale du golfe de la Cagne. Sur la figure 46, la comparaison de la courbe du niveau marin et des taux de sédimentation est très cohérente puisque cet unique niveau marin se situe précisément à la jonction des deux courbes.

-Entre 6400 et 4650 cal. BCE, la vitesse de remontée marine commence à diminuer alors que la vitesse de sédimentation du sondage C.1 se maintient (figure 46). Au cours de cette période, comme le montre la figure 46, la courbe des taux de sédimentation de la Cagne se juxtapose à la courbe des niveaux marins relatifs. Cet équilibre signifie que l'aggradation de la basse plaine de la Cagne suit des vitesses similaires à celle de la remontée marine (environ 0.5 centimètre/an) et que par conséquent la mobilité du trait de côte, à proximité du sondage, est très restreinte. Ces conditions eustatiques et hydro-sédimentaires réunies, les marqueurs faunistiques et végétaux enregistrent la construction sur le long terme d'une lagune (figure 45). Au cours de cette période, la qualité de l'eau de la lagune en termes de salinité et de turbidité évolue, mettant respectivement en évidence, des phases d'ouverture et de fermeture sur la mer et des phases d'eutrophisation.

-Entre 4650 et 4350 cal. BCE, l'équilibre entre les taux de sédimentation et la vitesse de remontée marine profite aux apports détritiques et entraîne les premiers processus de

progradation. Petit à petit, la lagune se comble et se déplace vers l'aval, amenant la faune et la végétation locale à s'adapter (figure 45). Les roselières s'étendent dans la zone de carottage et la faune lagunaire laisse place à des assemblages de milieux dulçaquicoles à mésosalins. À l'image de l'ostracofaune, le niveau de la mer est encore trop proche pour que son influence sur les écosystèmes du sondage ne disparaisse complètement. Cependant, au cours de cette période, les roselières commencent à régresser au profit des prairies humides, marquant les prémices de processus de progradation plus puissants.

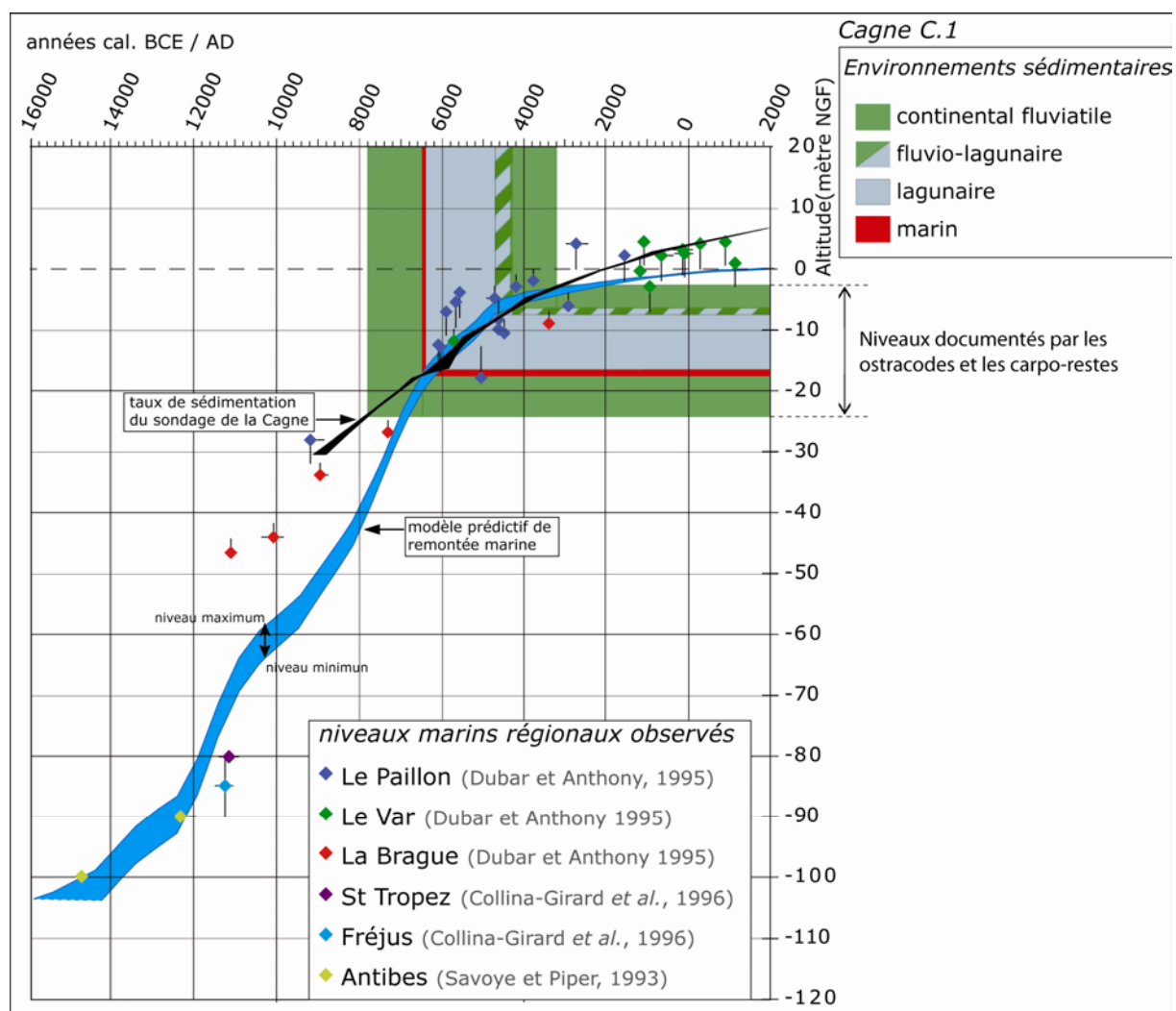


Figure 46 : Les milieux environnementaux côtiers de la Cagne et la remontée holocène du niveau marin.

-Enfin entre 4350 et 3300 cal. BCE, même si la documentation paléoenvironnementale est assez lacunaire, les assemblages correspondent au développement d'un milieu dulçaquicole, continental à forte influence fluviale. Sur la figure 46, ces niveaux et cette période marquent les débuts d'une nouvelle phase d'exondation de la plaine en réponse aux

processus de progradation deltaïque qui ne cesseront, jusqu'à aujourd'hui, de faire s'exhausser sur ses alluvions la basse plaine de la Cagne.

2.1.6. Les archives sédimentaires des 7^{ème}, 6^{ème} et 5^{ème} millénaires BCE de la séquence de la Cagne (C1)

Dans un souci de documenter l'histoire du paysage littoral azuréen et les changements opérés par la végétation alluviale dans le Sud-Est de la France autour de la transition Mésolithique/Néolithique, nous nous sommes intéressés, au sein de la séquence C1, aux niveaux datés entre 7000 et 3600 cal. BCE.

Le choix du matériel pour les forages réalisés par les entreprises Fondasol et Sobesol a porté sur un carottier échantillonneur par battage accompagné d'un système rotatif pour les sédiments plus denses et solides. Cependant, contrairement à la séquence du Loup, les sédiments holocènes de la Cagne ont été prélevés tous les 3 mètres. Les séquences ont été subdivisées une fois à la surface en quatre sections, deux d'environ 1 mètre, une d'environ 70 centimètres (tube de forage) et la dernière de 30 cm (panier de forage). Les séquences étudiées sont numérotées entre 29 et 14 (C.29C.14) et correspondent à près de 15 mètres de dépôts entre 25.20 et 10.70 mètres de profondeur.

Les alluvions ont été classées suivant leur texture (argile, limon, sable), leur structure synsédimentaire (varvée, laminaire, micro-laminée, massive etc..) et enfin en fonction de leur richesse en matières organiques. La description des facies sédimentaires débute à partir des dépôts les plus anciens jusqu'au plus récents, de la base jusqu'au sommet des sections.

Afin de faciliter la présentation de cette longue séquence, nous la présenterons en cinq parties, en fonction des grands environnements sédimentaires définis par l'analyse des ostracodes et des macro-restes végétaux.

2.1.6.1. 7000-6350 cal. BCE (25.20-23.75 mètres de profondeur) : un milieu continental fluviatile

Ce premier grand ensemble se caractérise par trois principales unités morphosédimentaires. La première, entre 25.20 et 24.50 mètres de profondeur, se caractérise par une succession de limons moyens à fins interrompus vers 24.85 mètres par plusieurs lamines de limons sablonneux signalant la présence d'épisodes détritiques de haute énergie. Alors que les assemblages de l'ostracofaune révèlent un milieu continental dulçaquicole, l'accumulation peu rythmée de limons moyens à fins peut être mise en relation avec des

dépôts réguliers d'alluvions de débordement en plaine d'inondation. La deuxième unité se situe entre 24.50 et 23.90 mètres de profondeur et montre une succession de dépôts très laminés voire micro-laminés qui retranscrit une haute rythmicité annuelle, peut être saisonnière.

Dans le détail, l'observation macroscopique a révélé au sein de ces dépôts laminés, une alternance de lamines claires (limons sablonneux et sables fins) et sombres (limons fins organiques) que l'on peut associer aux dépôts de varves organo-détritiques. La troisième unité, située entre 23.90 et 23.76 mètres de profondeur, se caractérise également par la succession de varves organo-détritiques. Cependant contrairement à la deuxième unité, la texture des lamines détritiques change, elles deviennent moins grossières et se caractérisent par le dépôt de limons fins ou argileux.

D'un point de vue géomorphologique, le passage de la première à la deuxième unité marque le passage d'un milieu émergé à un milieu immergé. Or pour la totalité de cet ensemble, l'analyse des ostracodes et des restes carpologiques montre que le milieu de sédimentation est clairement continental et que l'on se situe bien au dessus du niveau de la mer. Ainsi, l'apparition des varves organo-détritiques marque la création d'une zone de bas-fond dulçaquicole (bras mort ou marais alluvial) propice à la formation de dépôts varvés.

Entre la deuxième et la troisième unité, la texture des lamines détritiques et la fréquence des lamines exclusivement organiques sont discontinues. Cette irrégularité s'explique par la récurrence d'épisodes de débordement plus ou moins puissants (variation de la granularité des dépôts). La préservation de la matière organique peut indiquer une faible activité bactérienne, laquelle révèle une faible oxygénation de la couche inférieure de la masse d'eau (hypolimnion) et par conséquent des eaux rarement brassées, stagnantes favorisant les processus d'eutrophisation (Giguet-Covex, 2010). Cependant l'absence d'analyses faunistiques et carpologiques au sein de ces niveaux nous empêche d'appréhender la qualité de l'eau et donc de définir avec précision la nature du milieu, soit lagunaire soit fluviale. Or, étant donné que les niveaux lagunaires ont clairement été identifiés, grâce aux assemblages de l'ostracofaune et des macro-restes végétaux seulement quelques centimètres au dessus, à partir de 23.70 mètres, nous proposons de définir ce milieu comme fluvio-lagunaire.

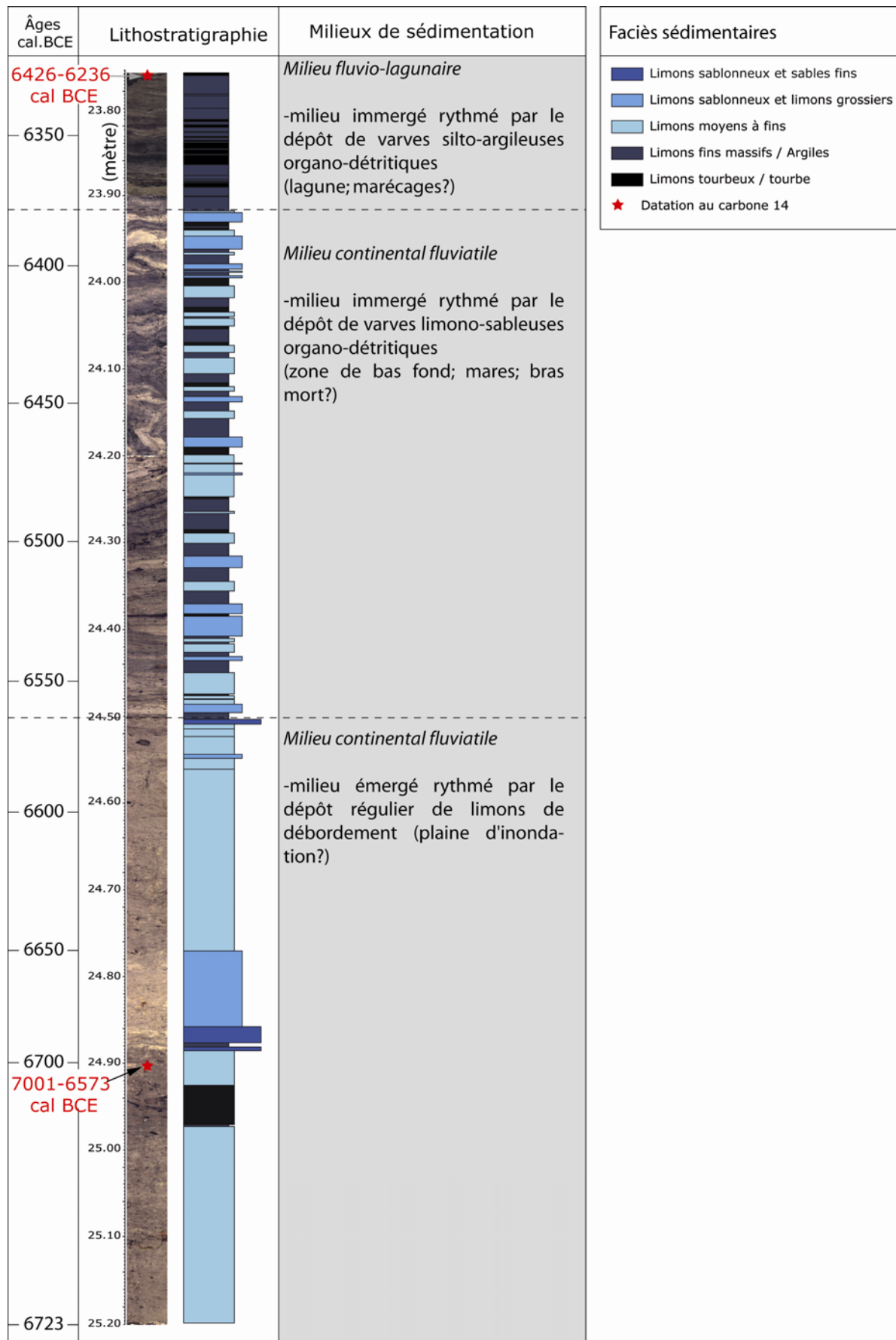


Figure 47 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 25.20 et 23.75 mètres de profondeur.

2.1.6.2. 6350-6300 cal. BCE (23.75-23.60 mètres de profondeur) : un milieu marin médio- à infralittoral

C'est essentiellement grâce à l'analyse de l'ostracofaune et de la malacofaune que cette section du sondage C.1 a pu être associée à un milieu côtier marin. Celui-ci se définit par la présence des gastéropodes *Cerithium vulgatum* (Berger, 2005) (déterminés par Michel Dubar, UMR 7264, CEPAM) et par l'apparition dans l'assemblage de l'ostracofaune de deux espèces marines, *Aurilia woodwardii* et *Loxoxoncha gr. rhomboideae*. La récurrence de ces marqueurs ne s'observe que sur 10 centimètres de dépôt entre 23.75 et 23.65 mètres de profondeur et souligne la brièveté de cet épisode marin. Cette rupture et cette singularité des enregistrements fauniques se caractérisent également au sein des enregistrements sédimentaires par une modification des modalités de dépôt, qui se retranscrit par des différences de texture et de structure. La section se caractérise dans un premier temps par l'arrêt net et brutal de la sédimentation varvée puis dans un second temps par le dépôt de limons moyens à grossiers coquilliers accompagnés de macro-agrégats de sables et d'argiles tourbeuses très roulés à la base.

Cette rupture mise en évidence à la fois par l'enregistrement sédimentaire et les assemblages faunistiques montre que l'on passe très rapidement d'un milieu fluvio-lagunaire immergé à un milieu côtier marin. Nous nous sommes donc intéressés à l'origine potentielle de ce changement de milieu.

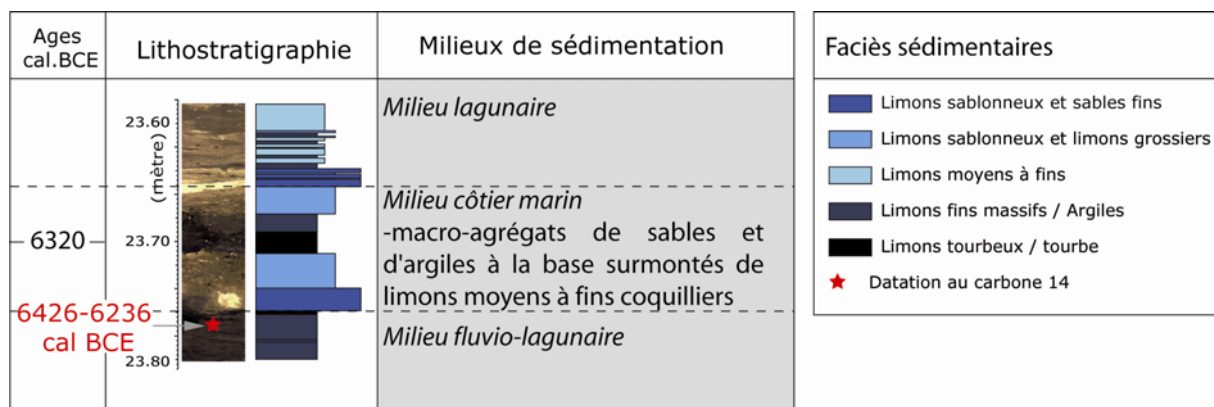


Figure 48 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 23.80 et 23.60 mètres de profondeur.

La présence de macro-agrégats roulés à la base du faciès associée à un changement brusque des textures et structures syngédimentaires nous incite à considérer la possibilité d'un changement de milieu violent en termes d'énergie. Or, autour de 6350-6300 cal. BCE, même si la vitesse de remontée marine est relativement haute, environ 0.9 cm / an, elle n'explique

pas à elle seule une inondation de la basse plaine par la mer. Un ou plusieurs événements plus violents doivent par conséquent être à l'origine de ce changement. En observant les données paléoclimatiques régionales, cet épisode intervient au cours d'un refroidissement global, identifié autour de 6200 cal. BCE³⁶, caractérisé par une nette hausse des précipitations dans le quart Nord-Ouest de la Méditerranée. Par ailleurs, les travaux de Sabatier *et. al.* (2010 ; 2012 ; 2008) qui ont permis de caractériser les événements de paléo-tempêtes sur les côtes du Nord-Ouest de la Méditerranée³⁷ puis de les identifier au cours des 7 derniers millénaires, mettent en évidence une contemporanéité des paléo-tempêtes littorales avec les phases de refroidissement nord atlantique. De ce fait, il est tentant de rapprocher l'accident morpho-sédimentaire de la Cagne avec l'événement 8200 cal BP (environ 6200 cal. BCE). Cependant, dans l'attente d'une caractérisation sédimentaire plus précise de la section et d'analyse granulométriques permettant de distinguer le processus responsable de la formation du dépôt, il convient d'être très prudent.

2.1.6.3. 6300-4650 cal. BCE (23.60-15.20 mètres de profondeur) : un milieu lagunaire d'eau douce à saumâtre

Grâce à l'analyse des ostracodes et des macro-restes réalisée sur le sondage C.1, un grand ensemble lagunaire a pu être identifié entre 23.60 et 15.20 mètres de profondeur. Ce milieu à l'interface des milieux marins et continentaux fluviaux se met en place vers 6400-6300 cal. BCE et se pérennise jusqu'à environ 4650 cal. BCE, c'est-à-dire pendant plus de deux millénaires. Cependant, cette lagune est soumise aux apports détritiques issus des épisodes de crue ainsi qu'aux variations du niveau marin qui rendent la qualité de ses eaux variables, tant en termes de turbidité que de salinité.

Le comblement de cette lagune suit des rythmicités et des modalités de dépôts hétérogènes. Dans un premier temps juste après l'intrusion marine qui dure quelques décennies, une lagune se met en place au fond de laquelle les dépôts enregistrent une succession de varves organo-détritiques limono-sableuses. Dans un second temps à partir de 22.70 mètres de profondeur, les modalités de dépôts changent et les sédiments limono-sableux laissent place à une succession de lamines silto-argileuses qui s'apparentent à des dépôts varvés de type biochimiques (figure 49). Nous rappelons, ici que la détermination des varves se fonde exclusivement sur une description macroscopique et qu'il faut, dans l'attente

³⁶ Même si les âges obtenus par le modèle, entre 6350 et 6300 cal. BCE, semblent plus anciens que la péjoration climatique de 6200 cal. BCE, leur intervalle à 2 sigma nous permet de parler de contemporanéité.

³⁷ Les auteurs caractérisent les dépôts de tempête grâce aux analyses granulométriques, malacologiques et à l'analyse des minéraux argileux

d'analyses supplémentaires, rester prudent quant aux interprétations. Néanmoins, la comparaison entre le nombre de varves et la chronologie absolue des dépôts obtenue grâce au modèle âge/profondeur, nous révèle qu'il existe une vraie cohérence entre les deux. Cette approche nous montre que la rythmicité des dépôts suit une logique annuelle et saisonnière, justifiant par conséquent l'appellation de varve pour ce type de dépôt.

Le passage d'une succession de varves grossières à une succession de varves plus fines en termes de texture peut s'expliquer de différentes manières. La première réside dans la position du carottage au sein de la lagune (centrale ou riveraine, dans l'axe de l'embouchure ou pas etc.). Dans le cadre de dépôts en contexte immergé, plus la zone de carottage s'éloigne de l'axe du chenal (si celui-ci est mobile), plus la texture des particules en suspension qui s'y déposent vont s'affiner sous l'effet de la rugosité de l'eau de la lagune. La deuxième hypothèse réside dans un changement du régime d'écoulement du fleuve. Celui-ci peut être d'origine climatique ou géomorphologique et pourrait expliquer cette différence de texture. Dans l'état actuel de nos recherches, rien ne nous permet de préférer telle ou telle hypothèse. Quoiqu'il en soit, entre 22.70 et 21.50 mètres de profondeur (figure 49), les limons silto-argileux se déposent en respectant une rythmicité annuelle et saisonnière, avec entre 22.50 et 21.80 mètres, la présence de lamines oxydées de couleur rouille. Ici encore, l'origine de cette coloration peu être multiple. Dans le cadre de la formation d'une varve biochimique il est possible de suivre le cycle du fer (Fe) relatif à l'oxygénation de la colonne d'eau et donc à l'alternance des phases d'oxydo-réduction (Gälman *et al.*, 2009). En ce sens la coloration des lamines s'explique par la précipitation du fer ferrique (Fe^{3+}) issu de l'oxydation du fer ferreux (Fe^{2+}) au sein d'une colonne d'eau fortement oxygénée. La deuxième explication possible est d'ordre géomorphologique et climatique et révèle une augmentation de l'amplitude annuelle du battement de la nappe.

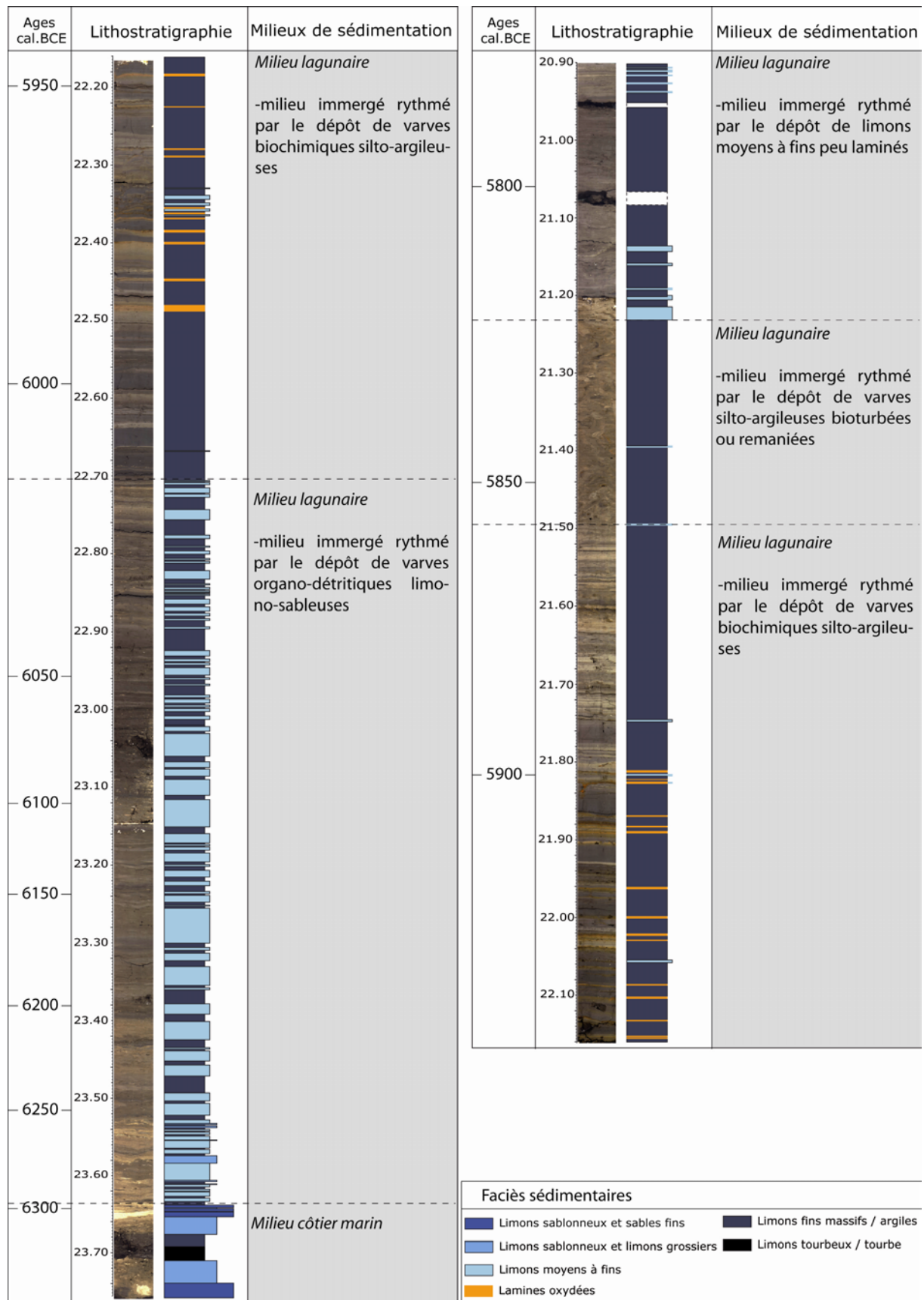


Figure 49 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 23.75 et 20.90 mètres de profondeur.

Ensuite, entre 21.50 et 21.20 mètres de profondeur, l'observation macroscopique des sédiments nous permet de distinguer une nouvelle succession de varves silto-argileuses mais cette fois-ci complètement remaniée (figure 49). La structure des sédiments est encore visible mais à probablement subi l'action combinée postdépositionnelle, de l'activité biologique, du vent, de la houle et peut être même des courants marins.

Entre 21.20 et 20.90 mètres de profondeur, les dépôts deviennent moins rythmés et mettent en évidence une succession de limons moyens à fins peu laminés (figure 49).

Entre 20.90 et 18.64 mètres de profondeur (figure 50), la lagune se comble à nouveau sur la base d'une rythmicité annuelle et saisonnière, à l'origine de la formation de varves biochimiques silto-argileuses dont les lamines claires sont parfois colorées de rouille à l'image des dépôts précédemment décrits. Ici, le contraste entre les lamines sombres et claires est très marqué ce qui nous permet d'observer entre 5850 et 5500 cal. BCE, les variations de l'épaisseur des varves et des lamines.

De manière générale, plus l'épaisseur d'une varve (association lamine claire + lamine sombre) augmente, plus l'énergie des apports détritiques relatifs aux crues annuelles se renforce. Or entre 20.10 et 19.75, l'observation macroscopique de la séquence permet de montrer une succession de varves épaisses mesurées entre 2 et 4 centimètres alors que la majorité d'entre elles ne mesure pas plus de 1.5 centimètres. Cette variabilité suggère une modification du régime et de la fréquence des crues entre 5750 et 5700 cal. BCE.

À partir de 18.60 mètres de profondeur les modalités et la rythmicité des dépôts au fond de la lagune changent. Alors que les cycles annuels sont moins visibles, les comblements sont rythmés par une succession de limons moyens à fins très laminés (figure 50).

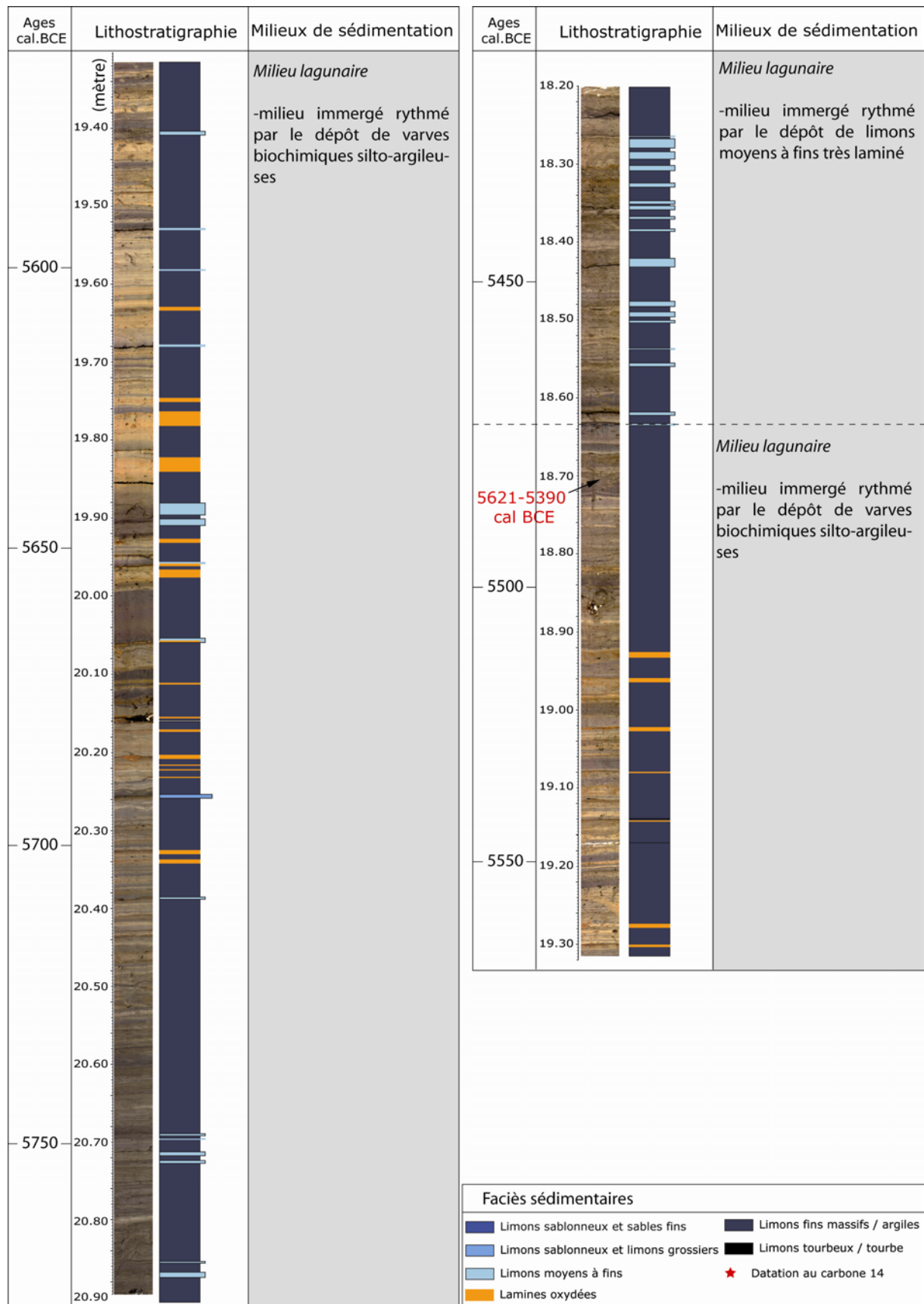


Figure 50 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 20.90 et 18.20 mètres de profondeur.

À partir de 18.20 mètres de profondeur, la texture des dépôts devient de plus en plus irrégulière et la récurrence d'apports détritiques plus grossiers au fond de la lagune augmente. D'ailleurs entre 17.64 et 17.24 mètres, c'est-à-dire entre environ 5300 et 5250 cal. BCE, le sondage C.1 enregistre une succession de fines mais très nombreuses lames sableuses qui font sans doute écho à des épisodes de crues. Même si il est tentant de rapprocher cet événement à une augmentation de l'énergie des apports détritiques, cette déduction nous est impossible à faire. En l'absence d'un second carottage dans la basse plaine de la Cagne, il nous est très difficile de discuter de l'intensité des épisodes détritiques et donc de les comparer entre eux indépendamment d'analyses multi-proxy. Nous avons cependant la possibilité de les comparer avec les enregistrements sédimentaires du Loup localisés à seulement quelques kilomètres. Mais nous le verrons par la suite, cette section de la Cagne marquée par une succession de nombreuses lames sableuses ne trouve pas d'équivalent dans les enregistrements du bassin versant voisin. Dans l'attente de données supplémentaires, nous associons cette modification des faciès sédimentaires à une modification d'ordre géomorphologique (mobilité de l'axe du chenal actif par ex.).

Entre 17.24 et 16.75 mètres la texture des dépôts s'homogénéise avec la succession de limons moyens à fins laminés, représentatifs d'épisodes détritiques de basse énergie. Ensuite à partir de 16.75 jusqu'à 16.20 mètres de profondeur, la rythmicité ne change pas, seule la texture des sédiments évolue, les limons deviennent plus grossiers et représentent davantage des épisodes détritiques de haute énergie. La fréquence de dépôt des limons grossiers associés à des épisodes de crue augmente entre 16.20 et 15.90 mètres à l'image de l'ensemble situé entre 16.64 et 17.24 mètres (figure 51).

Les derniers décimètres de comblement de la lagune se caractérisent par des dépôts de limons moyens à fins peu laminés. A partir de 15.15 mètres de profondeur, les spectres faunistiques et carpologiques de la séquence montrent que les milieux de sédimentation lagunaires disparaissent au profit de milieux plus continentaux.

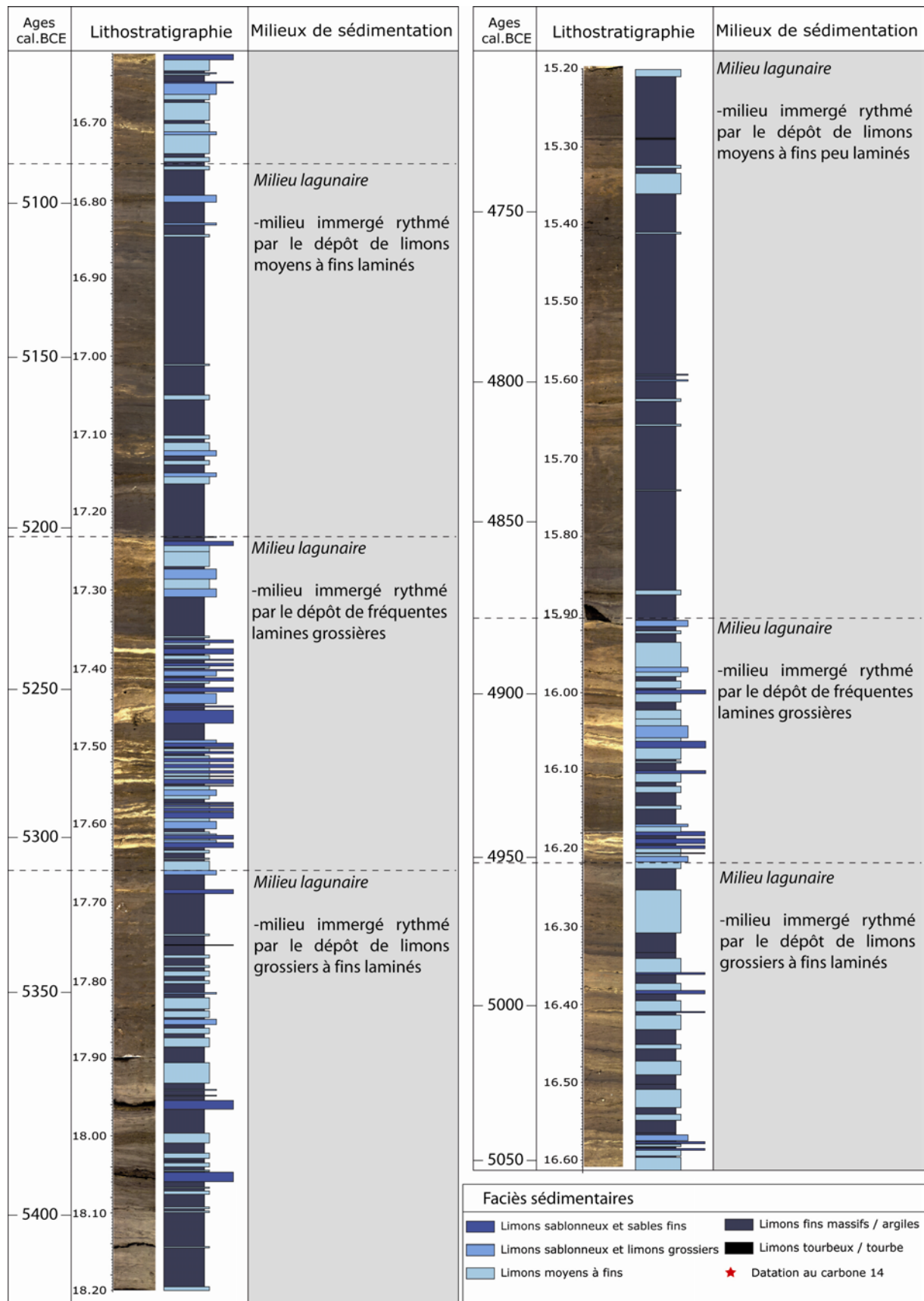


Figure 51 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 18.20 et 15.20 mètres de profondeur.

2.1.6.4. 4650-4350 cal. BCE (15.20-13.70 mètres de profondeur) : un milieu marécageux littoral

À partir de 15.20 mètres de profondeur, les données faunistiques et végétales sont concordantes. Les milieux lagunaires disparaissent au profit d'un milieu continental majoritairement dulçaquicole. Néanmoins, même si localement l'environnement lagunaire disparaît des spectres, ce n'est sans doute pas le cas du paysage littoral. Au cours du 5^{ème} millénaire, sous l'action du forçage hydro-sédimentaire, les processus de progradation participent à la mobilité des milieux lagunaires vers l'aval. Les zones humides caractérisées par les espèces végétales et d'ostracodes découvertes dans cet ensemble ne doivent pas être complètement dissociées de la lagune, c'est pourquoi nous parlerons ici d'un milieu marécageux progradant.

Cette zone humide littorale dulçaquicole se caractérise par le dépôt de limons moyens à fins très laminés, assez similaires aux dépôts varvés lagunaires précédemment décrits. Cependant, contrairement aux séquences lagunaires, ces lamines sont plus fréquemment rythmées par le dépôt de matières organiques et la présence de faciès tourbeux (figure 52) caractéristiques des processus d'eutrophisation. Les zones marécageuses sont des zones humides intermittentes et sont plus fréquemment et longtemps asséchées que les lagunes pendant les périodes de sécheresse. Au sein de la séquence sédimentaire, l'intermittence de cette zone humide qui est associée à un battement saisonnier ou annuel de la nappe alluviale, peut être observée à travers les nombreuses lamines oxydées qui rythment les dépôts limoneux.

À partir d'environ 14.00 mètres de profondeur, les macro-restes végétaux montrent une évolution du milieu sédimentaire. Les espèces qui poussent dans les roselières et les marais régressent au profit des espèces (*Carex* sp. et *Mentha aquatica/arvensis*) caractéristiques des prairies humides des plaines d'inondation et des marges des zones humides littorales. Dans la stratigraphie, ce changement de milieu qui est sans doute issu d'une avancée des zones marécageuses vers l'aval se définit par des dépôts limoneux très fins, peu laminés et moins riches en matières organiques. Ici la conservation différentielle de la matière organique peut s'expliquer par le caractère émergé du milieu de dépôt. Celle-ci se conserve davantage en contexte immergé pour autant qu'elle soit préservée de l'activité bactérienne. Cela peut être le cas dans les eaux superficielles des zones marécageuses qui reçoivent dans un premier temps une grande quantité de nutriments transportés par les crues ou issus de la végétation locale. Suite à une activité bactérienne intense, les eaux enregistrent alors un déficit en oxygène lequel dans un second temps ne permet plus de dégrader cette

matière organique qui s'accumule et eutrophise la zone humide. Cette évolution théorique des marais vers l'atterrissement peut expliquer les faciès très organiques voire tourbeux des dépôts situés entre 15.20 et 14.10 mètres de profondeur.

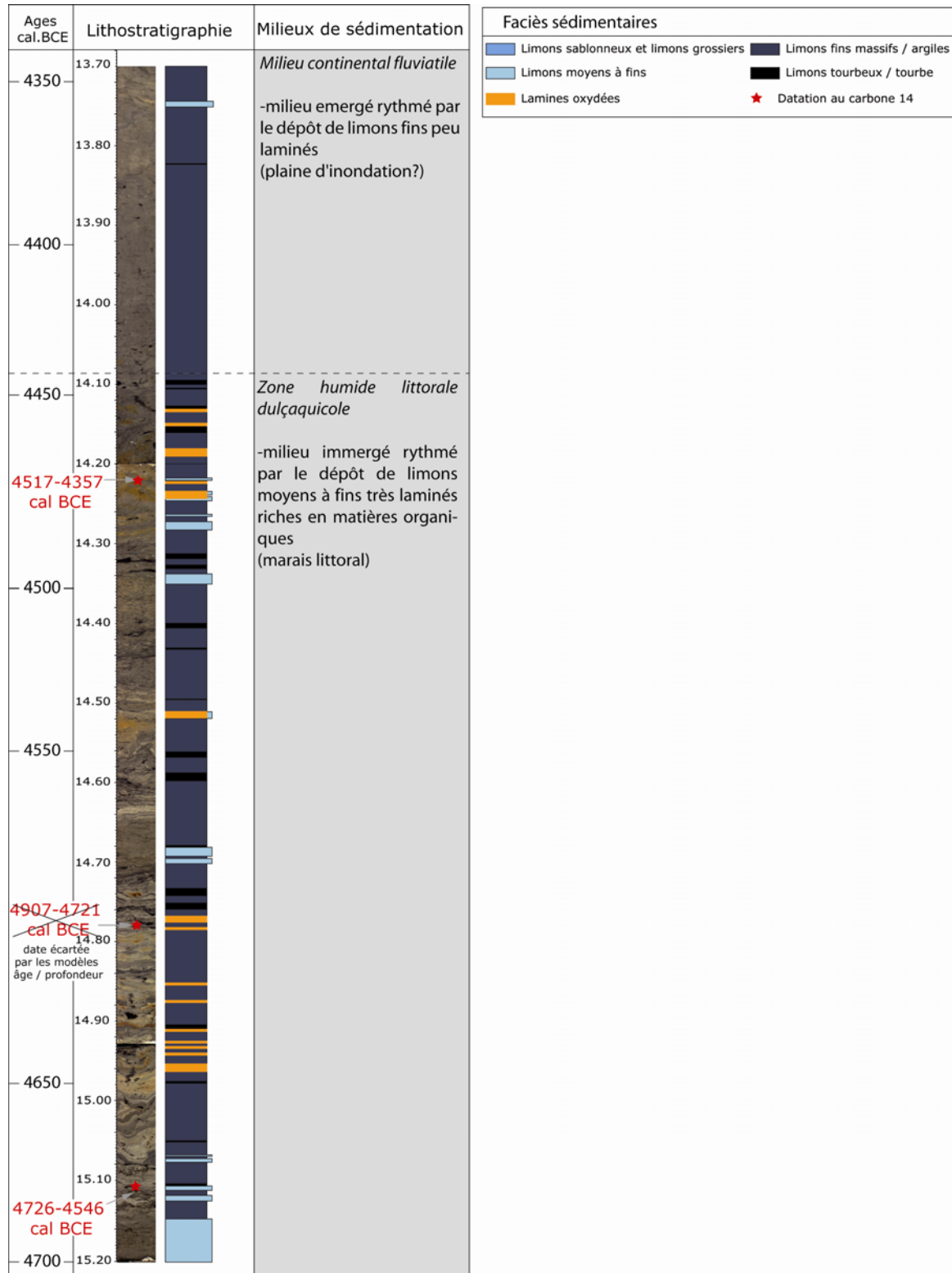


Figure 52 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 15.20 et 13.70 mètres de profondeur.

2.1.6.5. 4350-3550 cal. BCE (13.70-10.70 mètres de profondeur) : un milieu continental fluvial

Au sein de ce dernier ensemble morphosédimentaire, les taux de sédimentation entraînent le comblement définitif de la lagune (du moins à l'emplacement de la zone de carottage) et reflètent une accélération des processus de progradation. Parallèlement, les assemblages faunistiques ainsi que l'analyse des macro-restes végétaux indiquent le passage à un milieu continental à forte influence fluviale.

La texture des dépôts est assez homogène. Les limons de débordement sont globalement fins avec la présence sporadique de quelques lamines plus grossières. Cependant, à certains moments, la couleur des dépôts se diversifie passant du gris clair à la couleur rouille ou au gris-bleu. Les faciès oxydés très nombreux témoignent du fort battement de la nappe ce qui, en contexte de plaine exondée est tout à fait logique. La structure des dépôts est également très homogène, on note de cette manière l'absence de lamines qui jusqu'à maintenant caractérisaient les dépôts de la Cagne.

L'ensemble de ces caractères, associé aux données issues de l'analyse des ostracodes et des macro-restes végétaux, nous incite à interpréter cette section comme une succession de dépôts de débordement en contexte de plaine d'inondation progradante. La forte diminution du rythme transgressif de la Méditerranée est à l'origine d'un renforcement des transferts longitudinaux au détriment d'une aggradation verticale qui ralentie.

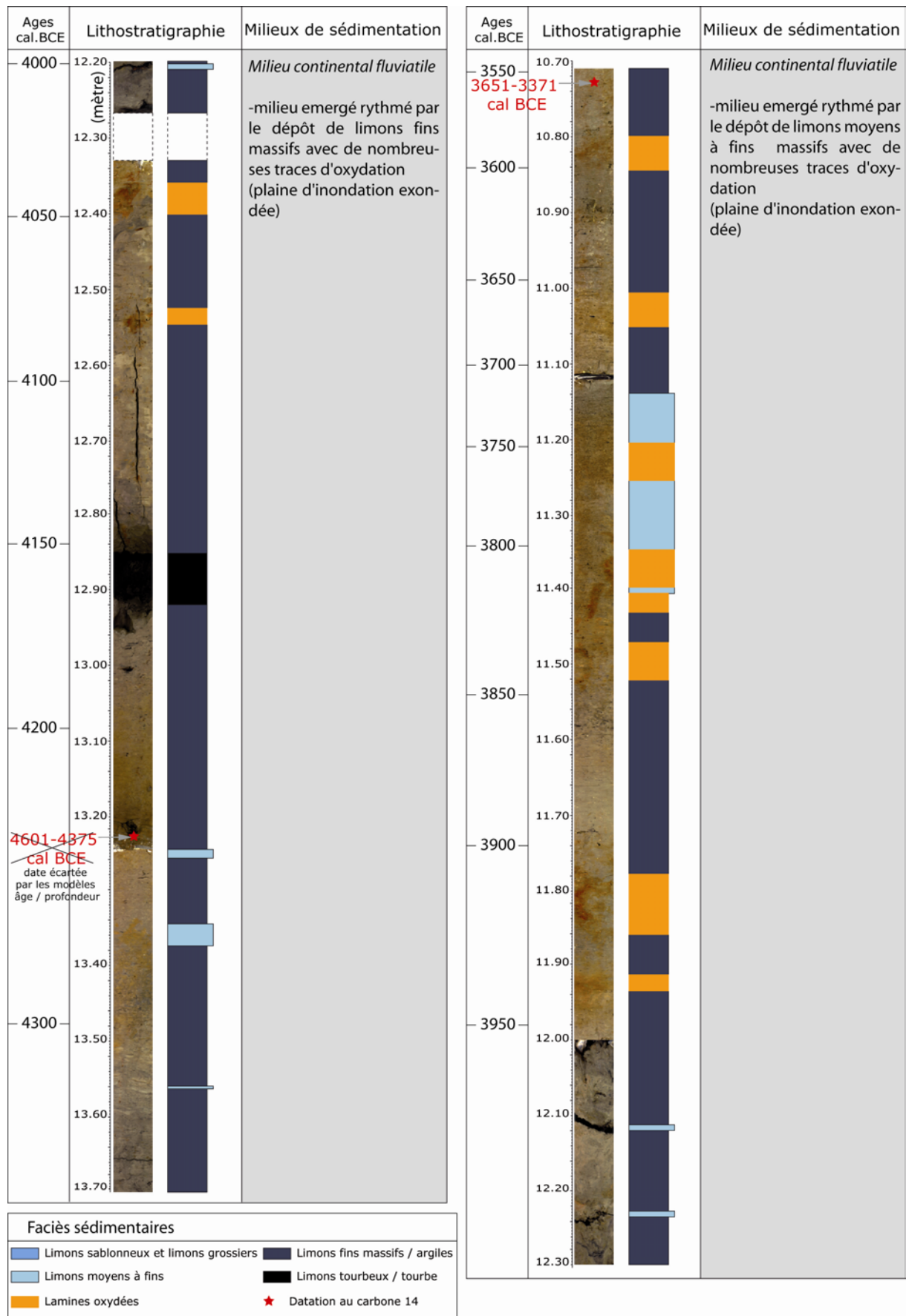


Figure 53 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 13.70 et 10.70 mètres de profondeur.

2.2. Le sondage L1 (bassin versant du Loup, Alpes-Maritimes)

2.2.1. Les datations par le radiocarbone et le modèle âge/profondeur du sondage L.1 (bassin versant du Loup, Alpes-Maritimes)

Sur l'ensemble de la séquence L1, c'est-à-dire sur 50 mètres de sédimentation prélevés au cours de la mission de carottage, 21 datations ont été effectuées et mesurées par le Centre de Datation par le Radiocarbone de l'université Lyon 1 (tableau 5). Afin d'homogénéiser l'ensemble des dates utilisées dans cette étude, les âges conventionnels corrigés et établis par le centre de datation ont été calibrés grâce à la courbe de référence atmosphérique IntCal09 sur le logiciel OxCal 4.1 (Riemer *et al.*, 2009).

À l'image de la séquence C.1 de la Cagne, la réalisation d'un modèle âge / profondeur s'est avéré indispensable à la bonne compréhension de la chronologie des dépôts holocènes. Pour ce faire nous avons procédé de la même manière que pour la séquence C.1, en utilisant deux modèles que l'on retrouve fréquemment dans la bibliographie, le modèle classique effectué selon la méthode d'interpolation linéaire réalisé sur le logiciel d'analyse statistique R (Blaauw, 2010) et le modèle basé sur l'inférence bayésienne définie par Ramsey (2008) et programmé sur le logiciel OxCal³⁸.

³⁸ La définition des modèles et les modes d'utilisation des logiciels sont décrits dans le paragraphe concernant la séquence de la Cagne

Séquence	Profondeur (m)	Code Labo.	Méthode	Âge conventionnel (uncal. BP)	Âge calibré à 2σ (cal. BCE)	Matériel
Loup L.1/6	11.84	Lyon-7605	AMS	5845 ± 30	4791-4615	bois (ind.)
Loup L.1/6	12.47	Lyon-7606	AMS	6030 ± 30	5004-4839	bois (ind.)
Loup L.1/8	13.01	Lyon-7607	AMS	6210 ± 35	5296-5056	bois (ind.)
Loup L.1/8	13.80	Lyon-7608	AMS	6145 ± 35	5211-5000	bois (ind.)
Loup L.1/10	14.06-14.11	Lyon-5625	AMS	6220 ± 35	5301-5060	charbons (ind.)
Loup L.1/10	14.61	Lyon-8204	AMS	6445 ± 40	5480-5330	bois (ind.)
Loup L.1/10	15.01	Lyon-8205	AMS	6485 ± 40	5524-5365	bois (ind.)
Loup L.1/12	16.04	Lyon-8608	AMS	6545 ± 40	5615-5389	bois (ind.)
Loup L.1/12	16.72	Lyon-5626	AMS	6905 ± 40	5883-5719	charbons (ind.)
Loup L.1/14	17.28	Lyon-7610	AMS	7230 ± 40	6212-6021	charbons (ind.)
Loup L.1/14	18.03	Lyon-8206	AMS	6825 ± 40	5784-5636	bois (ind.)
Loup L.1/17	19.81	Lyon-5627	AMS	7130 ± 40	6071-5916	charbons (ind.)
Loup L.1/18	20.51	Lyon-7611	AMS	7445 ± 35	6399-6236	bois (ind.)
Loup L.1/18	21.26	Lyon-7612	AMS	7755 ± 45	6653-6477	bois (ind.)
Loup L.1/20	22.12	Lyon-7613	AMS	7845 ± 35	6805-6597	bois (ind.)
Loup L.1/22	23.00-23.05	Lyon-5628	AMS	8145 ± 45	7306-7051	charbons (ind.)
Loup L.1/25	26.00	Lyon-8207	AMS	8205 ± 50	7444-7067	bois (ind.)
Loup L.1/36	33.94-34.03	Lyon-5629	AMS	8695 ± 45	7936-7593	charbons (ind.)
Loup L.1/42	39.70-39.77	Lyon-7614	AMS	9530 ± 45	9140-8738	bois (ind.)
Loup L.1/57	50.11-50.21	Lyon-5631	AMS	10780 ± 60	10890-10617	charbon (ind.)
Loup L.1/59	52.30-52.38	Lyon-5632	AMS	10900 ± 60	10991-10666	charbon (ind.)

Tableau 5 : Les datations par le radiocarbone du sondage L.1 prélevé dans le vallon du Loup (Alpes-Maritimes).

Sur cette séquence du Loup, le modèle établi par interpolation linéaire³⁹ met en évidence une première inversion causée par la date obtenue à 13.01 mètres de 5296-5056 cal. BCE. Le modèle met également en évidence entre 5615 et 6236 cal. BCE, plusieurs inversions causées par quatre datations sur près de 4 mètres de sédimentation. À partir de ce constat, il est très difficile de préférer telle ou telle date et ainsi d'exclure plusieurs âges du modèle. En effet comme le montre la figure 54A, en préférant telle ou telle date, ces inversions peuvent dessiner au choix, entre 20 et 16 mètres de profondeur, trois modèles de

³⁹ Ce modèle correspond au code « type=1 » dans la fonction Clam

sédimentation différents mais plausibles. Trois courbes qui témoignent respectivement d'une continuité dans les taux de sédimentation (courbe 3), une hausse subite du taux de sédimentation (courbe 1) et un modèle de sédimentation intermédiaire (courbe 2). Nous avons donc observé la lithostratigraphie de la carotte L.1, pour savoir si grâce à la texture des sédiments, il était possible de définir des phases d'accalmie ou d'accélération des taux de sédimentation. Cette section entre 20 et 16 mètres de profondeur, peut se diviser en trois grands ensembles. Le premier, entre 20 et 18.30 mètres de profondeur, est assez homogène et se caractérise par le dépôt de limon moyens à fins laminés à micro-laminés. Le deuxième ensemble, entre 18.30 et 16.50 mètres, révèle une augmentation de l'énergie des apports détritiques. Celle-ci se traduit par les fréquents dépôts de limons sableux et sables fins. Enfin, à partir de 16.50 mètres les dépôts semblent indiquer une diminution des taux de sédimentation avec une accumulation de limons moyens à fins entrecoupés de lamines très organiques voire tourbeuses. Même si à partir de cette première observation il semble difficile de choisir parmi les trois modèles, la courbe n°2 et 3 sont celles qui se rapprochent le plus de l'observation sédimentaire avec un net ralentissement des taux de sédimentation à partir de 16.50 mètres (figure 54A).

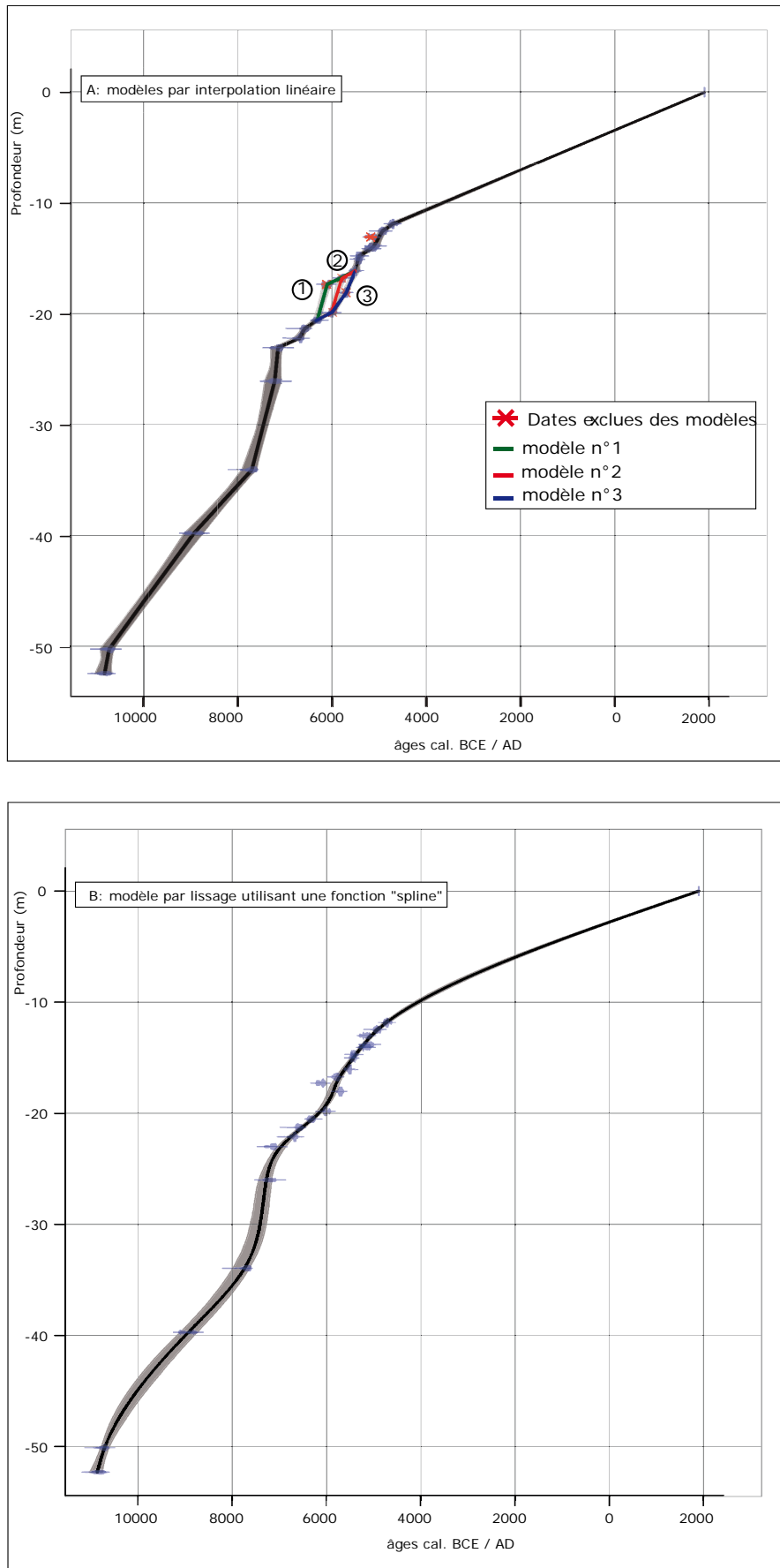


Figure 54 : Modèles âge / profondeur réalisés sur la séquence du Loup (Alpes-Maritimes) par interpolation linéaire et lissage (« spline ») ; modèles réalisés sur le logiciel R (package Clam).

Afin d'affiner l'expertise, nous avons comparé ces résultats avec le modèle issu du lissage de la courbe réalisé sur l'ensemble des dates à partir d'une fonction « spline »⁴⁰ (Figure 54B). La première chose qui apparaît et qui s'apparente aux observations précédentes est que le modèle se rapproche davantage des profils n°3 et 2 plutôt que du profil n°1. Le profil n°1, et par la même occasion l'âge obtenu à 17.28 mètres de 6212-6021 cal. BCE, semble de ce fait à écarter des calculs. Néanmoins en excluant le modèle n°1, il existe toujours une inversion entre les âges obtenus à 16.72 et 18.03 mètres (tableau 5).

Le modèle bayésien permet d'aller plus loin dans l'expertise de la validité des dates et des modèles. Le logiciel Oxcal permet de préciser la profondeur des différents changements observés dans la dynamique sédimentaire par l'ajout de bornes appelées « boundary » dans le logiciel. Dans le cas de la séquence du Loup, ces bornes ont été placées de manière à définir des phases sédimentaires dont la dynamique est supposée continue. Par exemple, des bornes ont été placées à la base et au sommet des principales phases caractérisées par des apports détritiques plus grossiers afin d'isoler les dépôts de limons laminés. Elles permettent ainsi au modèle bayésien de comparer tous les âges situés entre deux de ces bornes (figure 55).

L'intérêt de ce modèle réside dans le théorème de Bayes lui-même. Dans le cadre de l'étude des relations entre les âges calibrés et leur position au sein d'une séquence sédimentaire, le principe de celui-ci permet d'estimer une densité de probabilité *a posteriori* à partir de la distribution d'une probabilité dite *a priori* et d'une fonction de probabilités conditionnelles (Bronk Ramsey, 2008). A partir des informations relatives à la profondeur et à l'ordre des dépôts (qui définit le modèle de probabilité *a priori*), et des âges calibrés obtenus pour chaque date (qui définit la fonction de vraisemblance), le théorème de Bayes définit des âges possibles entre les différentes dates mesurées (densité de probabilité *a posteriori* pour chaque profondeur estimée). De cette manière, pour chaque datation, le modèle estime la probabilité des âges calibrés (en l'occurrence à 2σ) et permet ainsi de cibler une densité de probabilité au sein des écarts types. Pour ce faire, en comparaison avec les modèles définis par interpolation linéaire, le paradigme bayésien s'avère plus efficient.

⁴⁰ Ce modèle correspond au code « type=4 ; smooth=0.5 » dans la fonction Clam

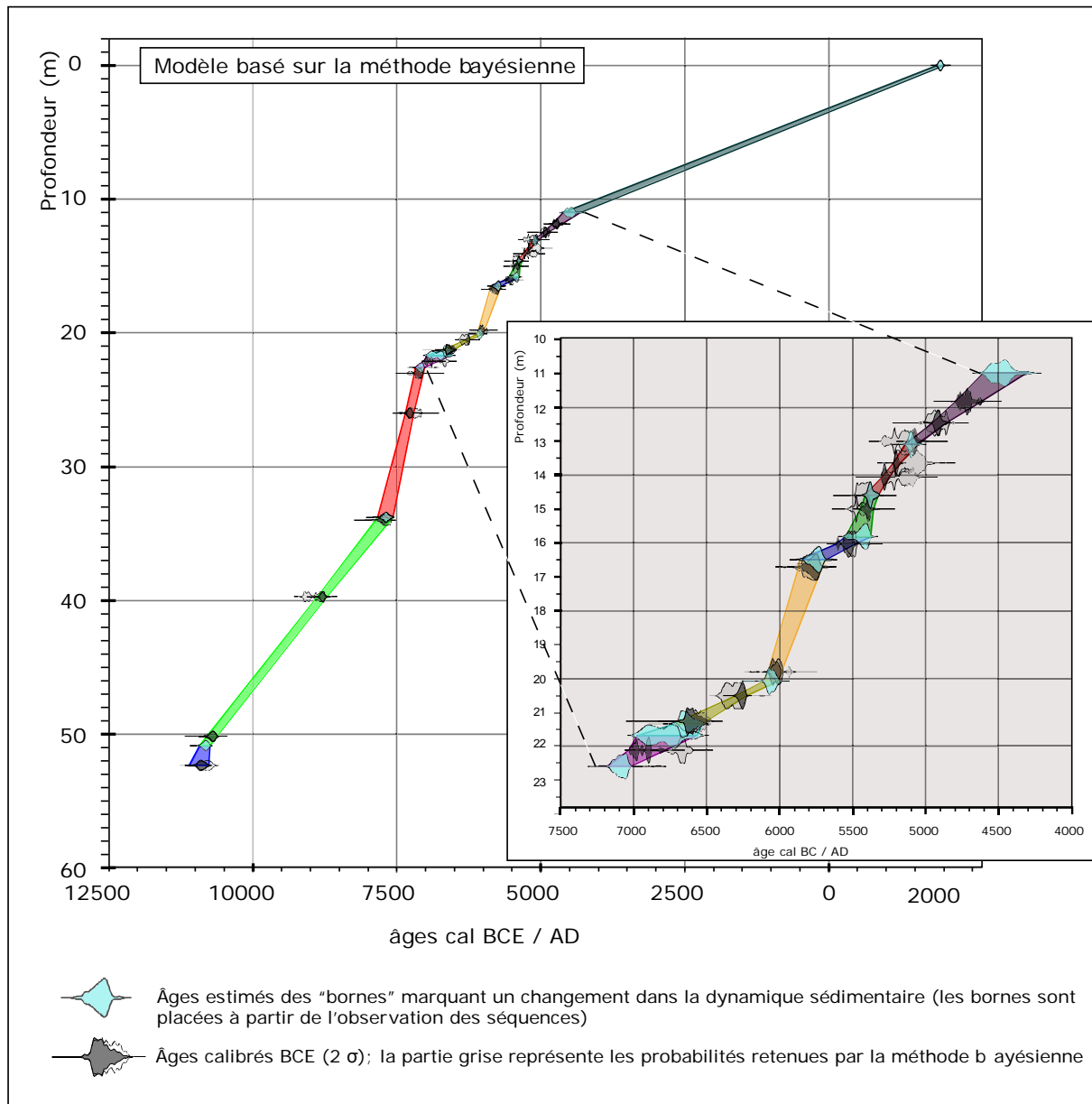


Figure 55 : Modèle âge / profondeur réalisé sur la séquence du Loup (Alpes-Maritimes) basé sur la méthode bayésienne ; modèle réalisé sur le logiciel OxCal 4.1.

Par ailleurs, le modèle bayésien nous permet de préciser le degré de validité des modèles 2 et 3 mis en évidence par l'interpolation linéaire (figure 54A). En réalisant sur le logiciel OxCal les deux modèles, l'un excluant la date obtenue à 18.03 mètres (modèle n°2) et l'autre excluant la date obtenue à 16.72 mètres (modèle n°3), on a pu comparer les indices de concordance attribués par la méthode bayésienne aux deux dates concernées. L'indice est de 46.9 % pour la date obtenue à 18.03 mètres (signalé par le logiciel comme insuffisante) et de 104.2 % pour 16.72 mètres. De cette manière, nous pouvons montrer statistiquement que l'inversion des âges mise en évidence par le modèle établi par interpolation linéaire est

principalement causée par la date enregistrée à 18.03 m de profondeur. Par conséquent, le modèle bayésien retenu pour la séquence L1 du Loup a été réalisé sans la dite date (figure 55).

Ce modèle nous renseigne directement sur la vitesse d'aggradation de la plaine alluviale côtière du Loup au cours de l'Holocène. Les taux de sédimentation sont marqués par des accélérations et des ralentissements dessinant un modèle âge / profondeur en escalier. Celui-ci met en évidence un taux moyen d'environ 0.58 centimètres/an entre 11000 et 7700 cal. BCE, une très nette accélération jusqu'à environ 7130 cal. BCE avec un taux égal à 2 centimètres/an (1.97 cm), suivi d'un ralentissement (0.28 cm/an) opérant jusqu'au début du 7^{ème} millénaire, d'une nouvelle accélération marquée par un taux de 1.13 cm / an jusqu'à environ 5800 cal. BCE et enfin d'une diminution moyenne constante jusqu'à nos jours. Ces taux ne sont que des moyennes et ne reflètent qu'une image globale de la dynamique sédimentaire. Plus la documentation radiochronologique d'une séquence est élevée, plus la fréquence des oscillations enregistrées par les taux de sédimentation, augmente.

2.2.2. La position relative du sondage L.1 par rapport aux niveaux marins holocènes.

Contrairement à la séquence de la Cagne, pour laquelle l'analyse de l'ostracofaune et des macro-restes végétaux ont permis d'identifier les principaux environnements sédimentaires littoraux, l'expertise du sondage du Loup est moins complète et ne bénéficie ni de l'analyse des ostracodes, ni de celle des carpo-restes. Seul trois échantillons en vue de l'analyse de l'ostracofaune ont été testés par Hélène Bruneton (Berger, 2005) sur une carotte voisine OCA 7.211336 (voir PARTIE II.1.6.2) :

- à 34,45 mètres de profondeur : présence de *Candona neglecta*, *Cyprideis torosa*, de *Cardium* (mollusque bivalve) et d'*Ammonia* sp. (Foraminifère) Cet assemblage est caractéristique d'un milieu lagunaire très ouvert sur la mer.

-à 23,75 mètres de profondeur : présence de *Cyprideis torosa*, *Candona neglecta* aussi bien adultes que petits. Ces espèces évoquent un milieu de transition entre une lagune ouverte sur la mer et une lagune influencée par des apports continentaux.

-à 18,80 mètres de profondeur : présence de *Cyprideis torosa*, *Candona neglecta*, *Loxoconcha elliptica*, *Heterocypris salina* ainsi que des oogones de Characées. La lagune est cette fois-ci très influencée par des apports d'eau douce. La salinité n'excède pas 15‰.

Ces données sont précieuses, mais sont bien évidemment insuffisantes. Pour palier à cette lacune, notre démarche consiste à comparer la variation des taux de sédimentation du

Loup avec les niveaux marins relatifs établis par Lambeck *et al.* (2004). Cette première comparaison qui permettra de définir avec un certain degré d'incertitude la position relative du sondage par rapport au niveau de la mer, sera ensuite confrontée au modèle de sédimentation de la Cagne.

Dans cet optique, en convertissant les profondeurs de la carotte du Loup en mètre NGF relatif, la comparaison des courbes de la remontée marine postglaciaire avec le modèle âge / profondeur permet de savoir si les dépôts étudiés se situent en dessus ou en dessous du niveau de la mer et ainsi de définir en prenant néanmoins quelques précautions (puisqu'il s'agit dans les deux cas de niveaux et d'âges estimés) le contexte continental ou marin des dépôts. Par ailleurs, cette approche est validée par le modèle de la Cagne, pour lequel les positions relatives du sondage par rapport au niveau de la mer sont très cohérentes avec les milieux de sédimentation enregistrés par l'analyse des ostracodes et des macro-restes.

En juxtaposant la courbe du modèle âge/profondeur du Loup avec le modèle prédictif de la remontée marine postglaciaire du nord de la mer Tyrrhénienne et du littoral azuréen (figure 56), plusieurs phases peuvent être mises en évidence. Dans les premières phases du comblement holocène, vers 11000 cal. BCE, les niveaux datés et estimés par le modèle se situent entre 15 et 20 mètres au dessus du niveau de la mer supposé. Entre 11000 et environ 6000 cal. BCE, les niveaux de la carotte L.1 restent nettement au dessus du niveau de la mer pour être en position littorale vers 6000 cal. BCE. Entre 6000 et 3000 cal. BCE, les niveaux de la carotte et ceux du niveau de la mer se juxtaposent relativement bien. 3000 ans au cours desquels l'équilibre entre la vitesse de remontée marine et l'apport d'alluvions dans la zone d'accumulation du bassin du Loup engendre une aggradation de la plaine côtière. La position du trait de côte, alors au niveau du carottage L1, semble se stabiliser. Enfin, à partir de 3000 cal. BCE jusqu'à aujourd'hui, la vitesse de remontée marine ayant chuté, les taux de sédimentation de la plaine du Loup rompent cet équilibre en conséquence de quoi les processus de progradation conduisent à la formation (au niveau du sondage L1) d'une plaine exondée de plusieurs mètres. Même si cette approche altimétrique et radiochronologique présente un caractère préliminaire, elle permet de montrer que les contextes sédimentaires holocènes du sondage L.1 sont successivement, nettement au dessus du niveau de la mer entre 11000 et 6000 cal. BCE (influence continentale fluviale), littoraux entre 6000 et environ 4000 cal. BCE (lagunaire ?), et à nouveau au dessus des niveaux marins relatifs à partir de 4000 cal. BCE. Cependant, en comparant ces premiers résultats avec les trois tests faunistiques, quelques incohérences apparaissent. Si le niveau lagunaire à forte influence continentale identifié à 18.80 mètres de profondeur coïncide parfaitement avec les niveaux

situés à proximité du rivage, les niveaux lagunaires enregistrés à 23.75 et 34.75 mètres de profondeur se situent au-dessus du niveau de la mer. Alors que l'imprécision des modèles âge/profondeur peut expliquer cette discordance pour le niveau à 34.75 mètres qui est somme toute assez proche du niveau marin, la position du niveau à 23.75 mètres, clairement au-dessus du niveau prédictif est assez problématique. Cependant, nous décidons de nous intéresser aux tendances, et dans l'attente d'analyses complémentaires, de nous fier au modèle âge/profondeur. Par ailleurs l'absence de datation par le radiocarbone entre 12 mètres de profondeur et le sommet de la carotte rend le modèle âge/profondeur très imprécis pour les 7 derniers millénaires. Cette imprécision nous incite à être très prudents au sujet de la délimitation entre le milieu à influence maritime et le milieu à influence continentale au cours du 5^{ème} millénaire. C'est pourquoi sur la figure 56, nous avons décidé de dessiner une zone d'incertitude pour le 5^{ème} millénaire.

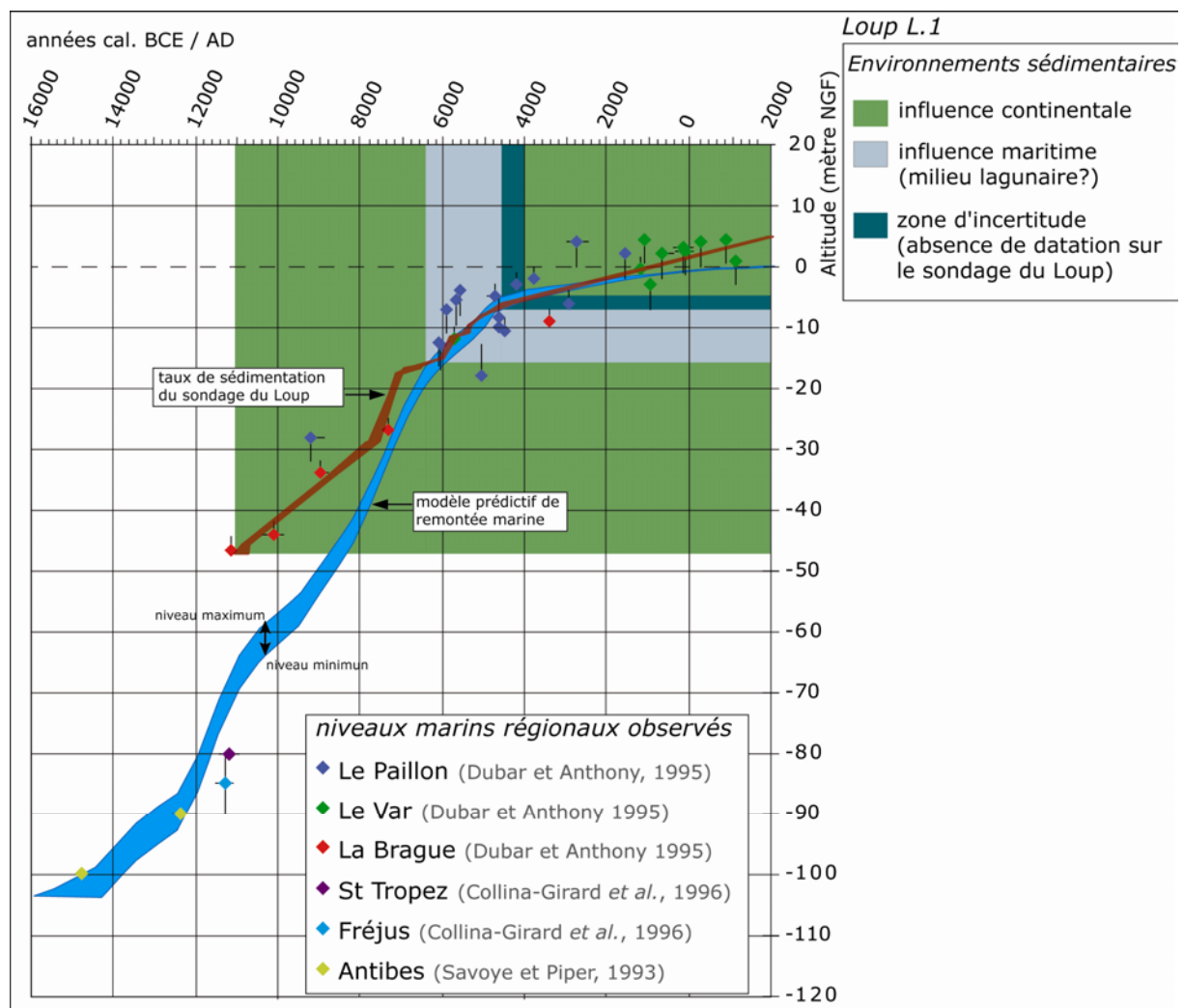


Figure 56 : Les milieux environnementaux côtiers du Loup et la remontée holocène du niveau marin.

2.2.3. Les archives sédimentaires du 7^{ème} et 6^{ème} millénaires BCE de la séquence du Loup (L1)

Afin de documenter l'histoire de la végétation alluviale côtière autour de la transition Mésolithique / Néolithique dans le Sud-Est de la France dans la séquence du Loup qui couvre toute la période holocène sur plus de 50 mètres de sédimentation, nous nous sommes intéressés au 7^{ème} et au 6^{ème} millénaires BCE qui d'après le modèle âge / profondeur (Figure 55) sont documentés par 10 mètres de dépôt.

Le choix du matériel pour les forages réalisés par les entreprises Fondasol et Sobesol a porté sur un carottier échantillonneur par battage accompagné d'un système rotatif pour les sédiments denses et plus solides. Les sédiments holocènes ont été prélevés par séquences de 1,50 mètres lesquelles ont été subdivisées une fois à la surface en deux sections, une de 1,30 mètres (tube de forage) et l'autre de 20 centimètres (panier de forage). Les sections sont numérotées entre 20 et 8 (L.20...L.8) et sont localisées entre 22.80 et 12.50 mètres de profondeur. Trois sections paniers L.9, L.11 et L.13, de 20 cm chacune ont été détruites à la sortie des carottes et sont par conséquent absentes de l'analyse.

Les alluvions ont été classées suivant leur texture (argile, limon, sable), leur structure synsédimentaire (laminaires, micro-laminée, massive etc..) de leur richesse en matières organiques mais également en fonction des traits pédologiques (processus d'oxydo-réduction). La description des faciès sédimentaires débute à partir des dépôts les plus anciens jusqu'aux plus récents, de la base jusqu'au sommet des sections.

Grâce à la comparaison des modèles âges/profondeur (taux de sédimentation et remontée du niveau marin), nous proposons de diviser la séquence du Loup en deux principales phases qui rythmeront la description des dépôts. La première phase qui se situe entre 22.80 et environ 20.30 mètres correspond à la section continentale à influence fluviale et la deuxième qui se situe entre 20.30 et 12.50 mètres de profondeur correspond à la section littorale lagunaire.

2.2.3.1. 7000-6050 cal. BCE (22.80-20.30 mètres de profondeur) : un milieu continentale fluviale

La base de la section se caractérise par la succession de dépôts limoneux gris brun à gris foncé parfois laminés et souvent riches en débris végétaux (figure 57). Ces dépôts d'environ 20 centimètres d'épaisseur sont surmontés d'un lit sablo-limoneux de 6 centimètres d'épaisseur également très riche en débris végétaux. Ce dernier est recouvert par 12

centimètres de sables moyens à grossiers massif sans litage apparent, laissant supposer un dépôt événementiel relativement puissant. Entre 22.40 et 22.06 mètres, la rythmicité des dépôts augmente mettant en évidence une alternance de limons fins à grossiers, laminés à micro-laminés, plus ou moins organiques avec quelques passes sablonneuses. Jusqu'à environ 21.12 mètres, les dépôts se caractérisent par la présence de limons laminés sombres rythmés par des couches sableuses plus ou moins massives atteignant jusqu'à 20 centimètres d'épaisseur.

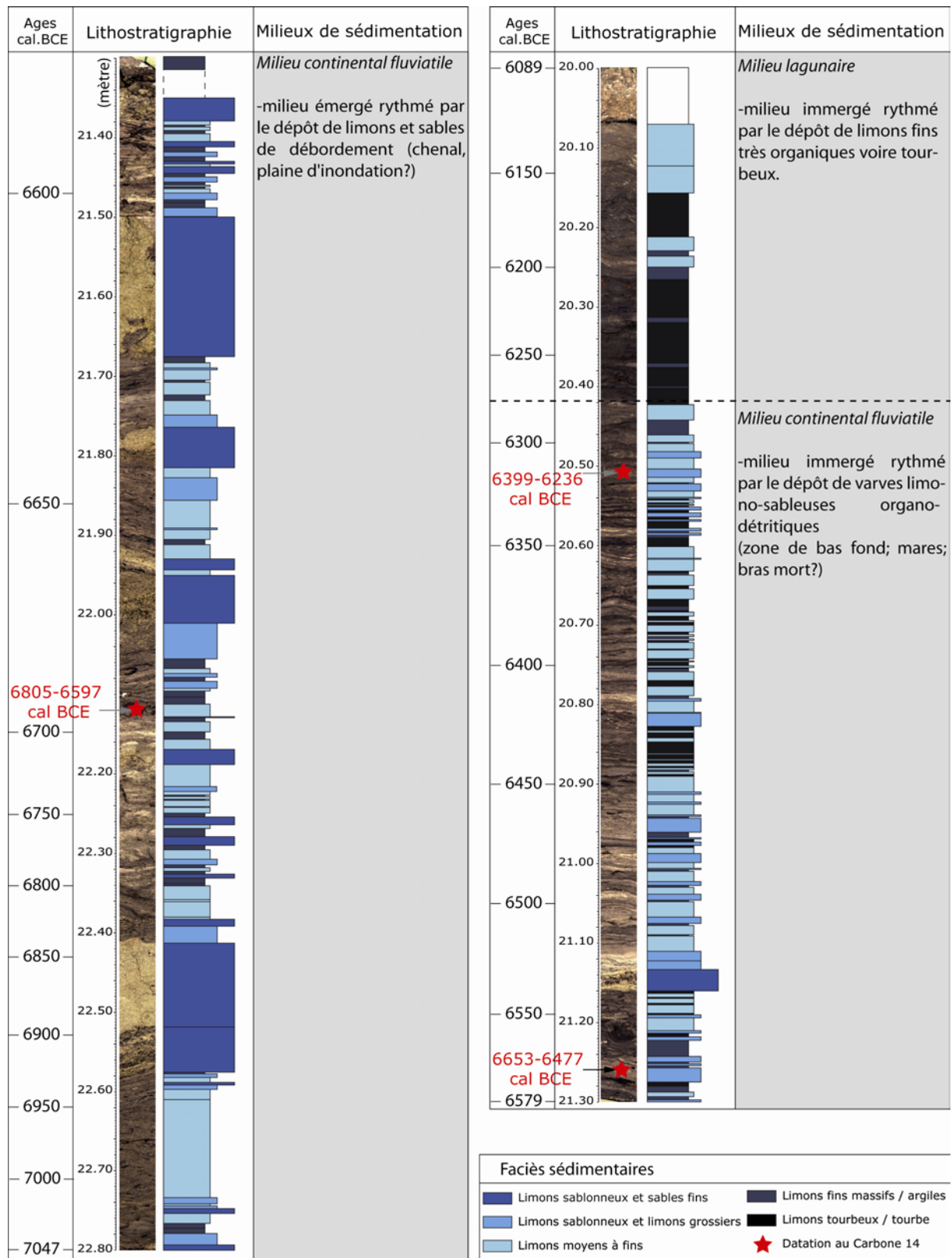


Figure 57 : Les milieux de sédimentation du sondage L.1 du Loup, entre 22.80 et 20.00 mètres de profondeur.

L'hétérogénéité des types de dépôts, la diversité des processus et des vitesses d'alluvionnement marquée par l'alternance des dépôts de suspension uniforme et de suspension gradué, montrent une certaine instabilité du fonctionnement de l'hydrosystème en

termes d'écoulement. Etant donné que cette section se situe approximativement entre 5 et 10 mètres au dessus du niveau de la mer relatif, ce grand ensemble morphosédimentaire peut se définir comme un milieu émergé continental à forte influence fluviale. La texture différentielle des dépôts qui définissent sans doute différents sous-systèmes de la plaine alluviale, nous indique que le sondage devait se localiser en zone de plaine d'inondation ou dans le lit mineur. Néanmoins en l'absence d'analyses granulométriques, nous ne pouvons définir avec précision la nature de ces sous-systèmes. En revanche, une observation fine des débris végétaux au sein de dépôts limoneux ou sableux ou même intercalés peut nous donner quelques éléments de réponses. C'est le cas des lamines et micro-lamines organiques qui ont révélé à l'observation macroscopique une accumulation horizontale de débris végétaux et feuilles très bien conservés. En contexte alluvial, le matériel organique peut être issu d'une remobilisation par décapage ou lessivage des litières alluviales au cours des processus de colluvionnement et /ou d'érosion des berges en période de crue ou être issu de la végétation locale à proximité d'une zone humide (mares, bras mort etc.). Les deux hypothèses sont plausibles et doivent par conséquent être prise en considération pour discuter de la rythmicité des dépôts.

Entre 21.30 et 20.30 mètres de profondeur, les modalités de dépôts changent. Les taux de sédimentation diminuent pour atteindre environ 0.18 centimètre/an. La correspondance établie entre le modèle âge/profondeur et le modèle prédictif de remontée marine postglaciaire révèle que le comblement sédimentaire de ce sous-ensemble obéit à des vitesses de sédimentation bien inférieures à celle de la remontée marine postglaciaire. Au cours du 7^{ème} millénaire, les données régionales (Dubar *et al.*, 2011 ; Dubar *et al.*, 1986), y compris la séquence de la Cagne, mettent en évidence le caractère transgressif des prismes sédimentaires côtiers. Par conséquent ces processus transgressifs entraînent régionalement une mobilité du trait de côte à l'intérieur de terres ce qui se traduit à l'échelle de la séquence du Loup par un rapprochement de la zone de carottage et des niveaux marins relatifs.

Au sein de ce prisme transgressif, les dépôts situés entre 21.30 et 20.30 mètres de profondeur se caractérisent par des limons moyens à fins laminés à micro-laminés qui laissent à penser, dans l'attente d'analyse micro-morphologiques complémentaires à la formation annuelle et saisonnière de varves silto-argileuses et limono-sableuses (figure 58). Sur environ un mètre d'épaisseur, ces dépôts se caractérisent par la succession et l'alternance de lamines claires minérales et de lamines sombres plus organiques. Dans le détail de la structure des lamines sombres, celles-ci se composent de plusieurs micro-lamines noires (organiques) et

brunes (plus minérales), à l'image des dépôts saisonniers enregistrés en contexte immergé dans certains lacs et plans d'eau (Dubar et Huault, 2002).

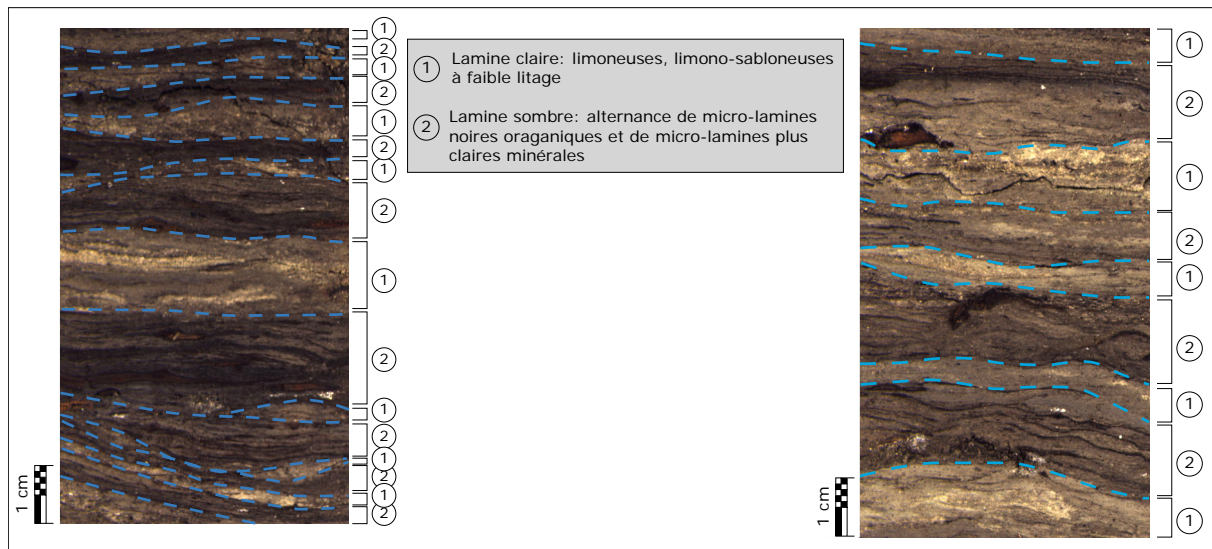


Figure 58 : Exemples de sections laminées et micro-laminées de la séquence du Loup entre 21.30 et 20.30 mètres de profondeur.

Alors que les niveaux de ce premier ensemble morphosédimentaire se situent au dessus du niveau de la mer, cette haute rythmicité qui caractérise les sédiments laminés et micro-laminés signale le passage d'un milieu émergé à un milieu immergé, mais toujours en contexte continental à forte influence fluviale. La signature sédimentaire de la section située entre 21.30 et 20.30 mètres de profondeur pourrait ainsi faire écho à la présence d'une zone alluviale de bas fond au sein du lit majeur (mares, bras mort etc.)

2.2.3.2. 6050-5950 (20.30-12.80 mètres de profondeur): un milieu lagunaire ?

C'est aux environs de 20.30 mètres de profondeur que la courbe des taux de sédimentation du Loup se juxtapose à la courbe du niveau marin. Cet indice révèle que le sondage se situait en contexte littoral, à proximité ou au niveau du trait de côte. Comparativement, lorsque la séquence de la Cagne qui a bénéficié d'une analyse plus complète (ostracodes et carpoïstes) s'est située à proximité du trait de côte, les assemblages faunistiques et végétaux ont montré l'existence d'un milieu de sédimentation de type lagunaire. Il est tentant de faire le rapprochement entre les deux séquences et d'associer les processus géomorphologiques enregistrés dans le sondage du Loup avec l'installation d'une lagune vers 6050 cal. BCE, d'autant plus que les taux de sédimentation des deux sondages

sont assez comparables. Par ailleurs, un des tests réalisés sur les ostracodes à 18.80 mètres de profondeur (Berger, 2005) a mis en évidence la présence d'un milieu immergé lagunaire d'eau douce à forte influence fluviale. Néanmoins afin de prendre toutes les précautions requises dans l'attente d'une analyse complète sur les ostracodes, nous parlerons d'un milieu de sédimentation côtier.

Une des principales caractéristiques de ce milieu réside dans les taux de sédimentation qui entre 20.30 et 12.80 subissent une importante accélération, passant de 0.3 centimètre/an à environ 0.65 centimètre/an. Les taux moyens de sédimentation doublent ce qui permet à la plaine de s'élever à la même vitesse voire un peu plus rapidement que la remontée du niveau de la mer. Cette connexion entre les taux de sédimentation et la vitesse de remontée marine, permet à la position du trait de côte d'être relativement immobile au cours du 6^{ème} millénaire.

La sédimentation littorale au cours de cette phase se caractérise dans un premier temps entre 20.40 et 20.00 mètres (figure 57) par le dépôt de limons fins très organiques voire tourbeux qui témoignent de la présence d'un milieu immergé littoral fortement enrichi en matières organiques à l'origine de processus d'eutrophisation.

À partir de 20.00 mètres de profondeur la texture et la structure des dépôts changent. Jusqu'à environ 17.00 mètres, les limons laminés deviennent globalement plus grossiers, bien moins riches en débris végétaux et de couleur claire (figure 59). Intercalées au sein des ces limons, plusieurs lamines de sables fins révèlent la succession de dépôts de crue, témoins de l'augmentation des taux de sédimentation. Cependant, il est difficile en l'état actuel des analyses, de préciser la nature du contexte sédimentaire de cette phase située entre 20.00 et 17.00 mètres. L'absence de matière organique préservée suggère un milieu émergé, cependant la présence de cristaux de halite entre 18.10 et 17.90 mètres conduit à nous interroger sur la connexion entre la mer et les alluvions chargés en sel. Alors que le niveau marin est sans doute très proche du sondage, comme le montre la comparaison du modèle âge/profondeur avec les variations des niveaux marins holocènes (figure 56), cette cristallisation peut être considérée comme un indice sédimentologique relatif à la présence d'une lagune (figure 59).

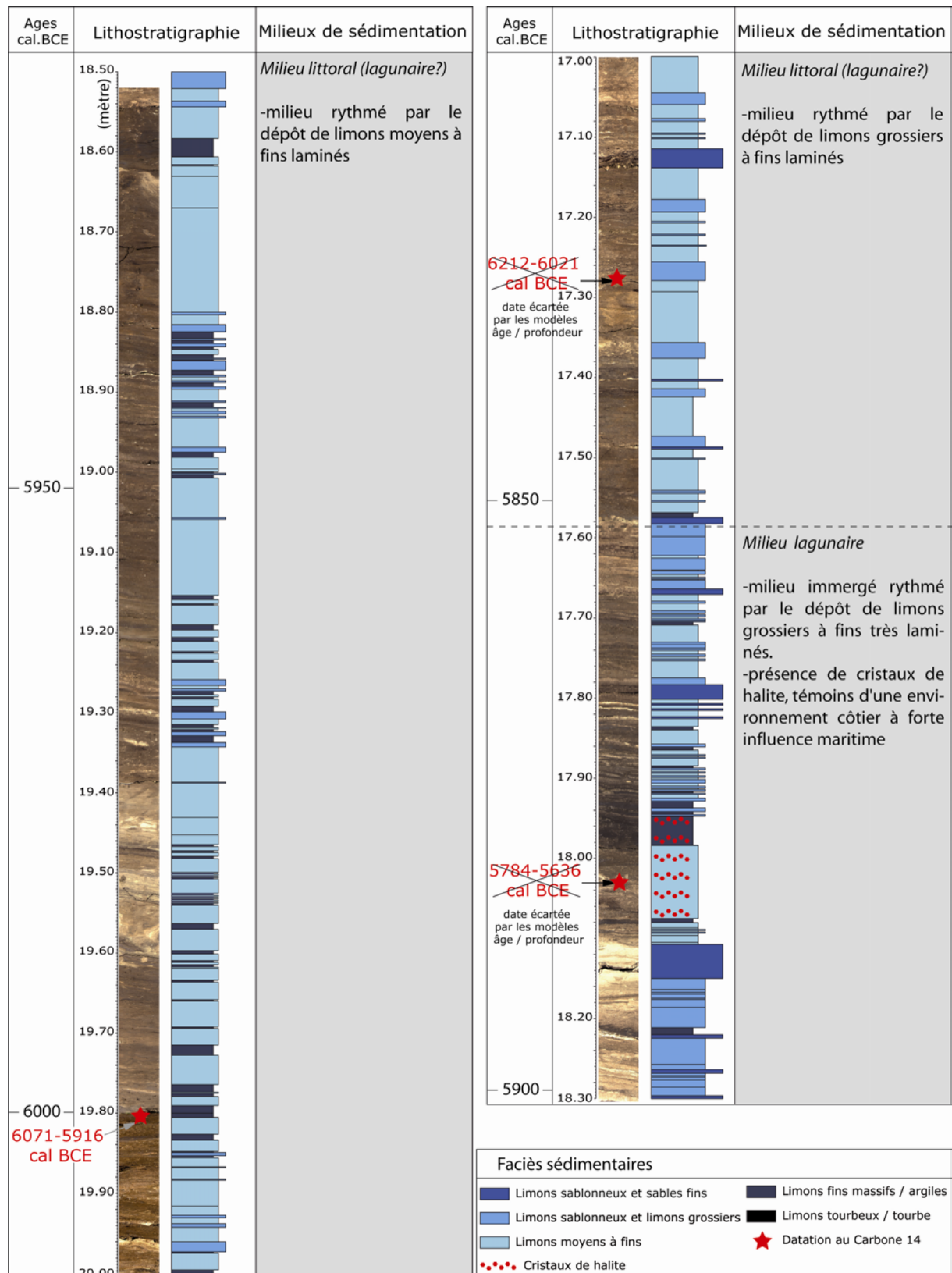


Figure 59 : Les milieux de sédimentation du sondage L.1 du Loup, entre 20.00 et 17.00 mètres de profondeur.

À partir de 16.80 mètres de profondeur, à l'image de la grande hétérogénéité des sédiments en contexte alluviale, la dynamique hydro-sédimentaire change à nouveau alors que les taux de sédimentation chutent. Les dépôts se caractérisent par une accumulation de débris végétaux et charbons déposés à plat sur environ 10 cm d'épaisseur avec une quantité minimale voire inexistante de sédiment associé (figure 60). Le litage horizontal des débris nous indique que les dépôts ont eu lieu par décantation dans des eaux relativement calmes et nous permet d'exclure l'effet barrage naturel. Par ailleurs, l'absence de sédiment venant sceller les différents lits de débris montre que le comblement s'est effectué relativement rapidement sans que des alluvions (apports de crue) n'aient eu le temps de les recouvrir. La première hypothèse sur l'origine de ces dépôts laisse à penser que les débris se sont déposés par décantation en période de crue et de décrue suite à l'érosion massive de berges et de leurs litières en amont (érosion latérale des méandres par exemple). Si tel est le cas, nous devrions retrouver en dessous des lits végétaux une épaisse couche d'alluvions minérales (sables fins à moyens) de suspension uniforme ou graduée, transportées et déposées au cours de la crue. Malheureusement, ces lits végétaux sont situés à la base de la section L.12 et nous ne disposons pas de la section L.13 détruite au cours du carottage. Cette première hypothèse n'est donc pas vérifiable. La seconde hypothèse réside dans la possibilité d'un transport hors période de crue et d'un dépôt par décantation dans le fond de la lagune ou dans les eaux calmes du lit mineur. Cette hypothèse s'appuie sur le rôle d'un apport relativement régulier de débris végétaux, sur une période suffisamment courte pour qu'aucune crue ne viennent sceller les différents lits de débris. Si l'on considère la possibilité d'un déboisement anthropique partiel de la plaine alluviale et des berges du Loup, dans la première moitié du 6^{ème} millénaire, la deuxième hypothèse se vérifie. La datation par le radiocarbone réalisée sur charbon au sein de cette accumulation organique (à 16.72 mètres) situe chronologiquement cet événement entre 5883 et 5719 cal. BCE.

Immédiatement au dessus de cette épaisse couche de débris végétaux, de nouveaux lits organiques se déposent mais cette fois-ci accompagnés de sables fins à moyens. L'horizontalité des restes organiques signifie que ces derniers se sont déposés à plat par décantation, au cours d'épisodes de décrue après que les hautes eaux aient déposées les lamines de sable. Ces lamines correspondent à la succession rapide de plusieurs épisodes détritiques de haute énergie dont les apports se déposent à l'emplacement du sondage sans doute au fond d'une lagune comme en témoigne l'étroite connexion du sondage avec le milieu marin. Ensuite sur une dizaine de centimètres (entre 16.60 et 16.50 mètres), les débris

végétaux diminuent en calibre et les sables laissent la place à des limons sablonneux et limons grossiers à la lamination plus diffuse.

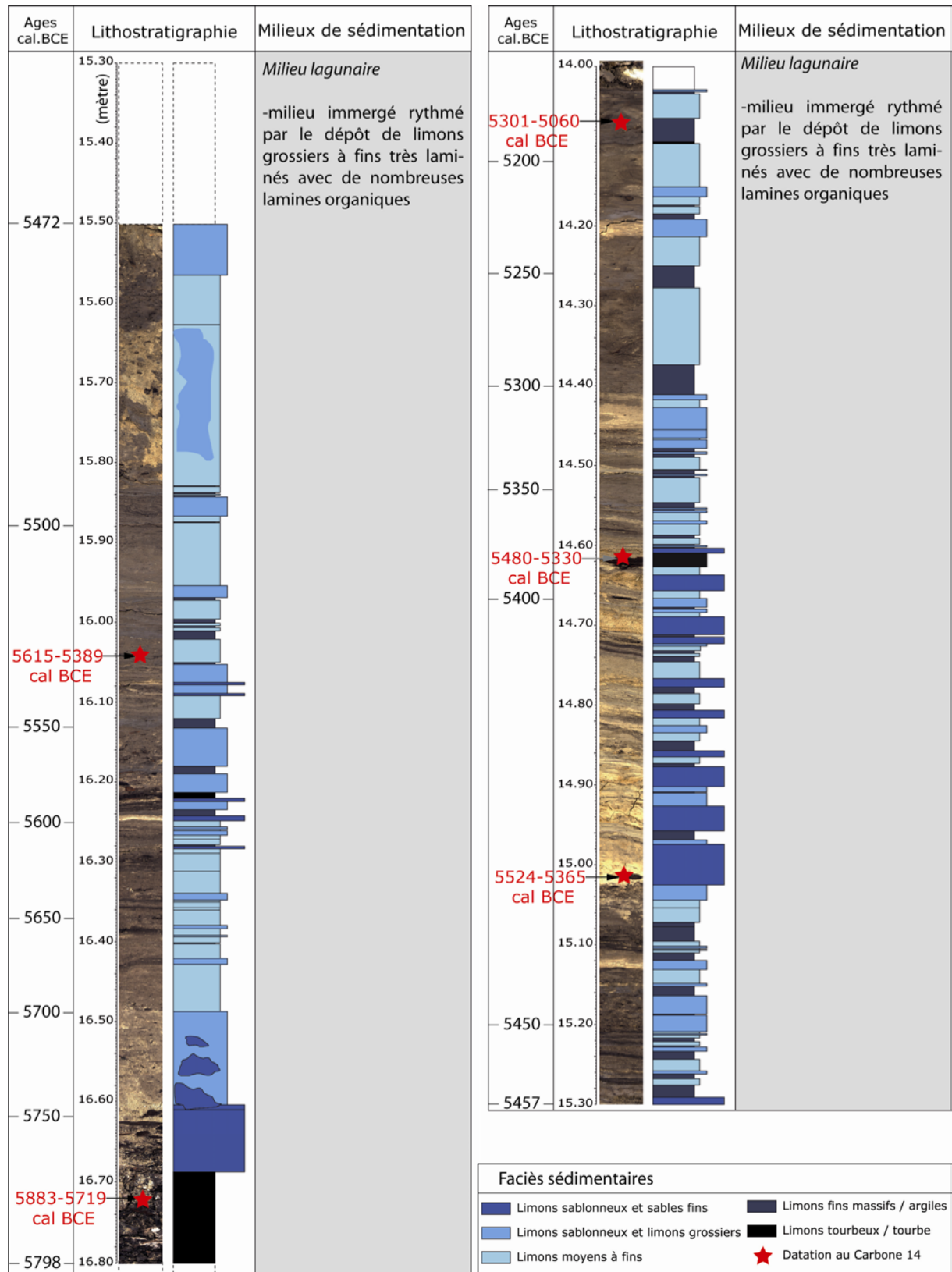


Figure 60 : Les milieux de sédimentation du sondage L.1 du Loup, entre 16.80 et 14.00 mètres de profondeur.

S'ensuit de nouveaux épisodes détritiques à la fois de haute et basse énergie rythmés par des apports de crues saisonnières à haute fréquence caractérisés par des limons micro-laminés. Ces dépôts très rythmés qui laissent à penser à une sédimentation en contexte immergé sont scellés temporairement par un niveau de tourbe vers 16.22 mètres de profondeur indiquant une eutrophisation du plan d'eau. Entre 16.21 et 15.80 mètres de profondeur, les dépôts mettent en évidence une succession d'alluvions de débordement caractérisées par des limons moyens à fins surmontés par de fines lamines de débris végétaux marquant la période de décrue. Entre 15.80 et 15.50 mètres de profondeur le comblement devient très hétérogène, mélangé, sans doute à cause des perturbations relatives aux techniques de carottage (figure 60).

A partir de 15.30 jusqu'à 14.60 mètres de profondeur, les dépôts se caractérisent par une très haute rythmicité avec une augmentation du nombre d'épisodes détritiques de haute énergie parallèlement à l'augmentation des vitesses de sédimentation (1.2 centimètres/an). Deux datations par le radiocarbone réalisées sur des bois (indéterminés) prélevés à 15.01 et 14.61 mètres de profondeur ont donné les âges calibrés suivants : 5524-5365 cal. BCE et 5480-5330 cal. BCE. Inversement, entre 14.60 et 14.00, les faciès sédimentaires sont marqués par une récurrence d'épisodes détritiques de basse énergie parallèlement à une diminution des taux de sédimentation (0.21 centimètre/an). Dans un premier temps entre 15.30 et 15.02 mètres, les limons grossiers à fins se caractérisent par une succession très rythmée de lamines minérales et organiques assez caractéristiques d'un dépôt en contexte immergé, en l'occurrence lagunaire comme le montre la position du sondage par rapport au niveau de la mer. Dans un second temps, vers 5400 cal. BCE, entre 15.02 et 14.60 mètres, les dépôts laminés et micro-laminés se distinguent par des apports détritiques de fortes énergies qui augmentent considérablement les taux de sédimentation. Les causes d'une telle augmentation peuvent être multiples. On pense dans un premier temps à une intensification des précipitations, dans un second temps aux variations de la vitesse de remontée marine qui contrôlent partiellement les vitesses de sédimentation côtières, aux processus géomorphologiques qui peuvent entraîner un rapprochement de l'axe du chenal et de la zone de carottage et enfin aux processus érosifs indépendants des influences climatiques, à savoir les processus issus des déboisements anthropiques. Dans le bassin versant voisin de la Cagne, aucune augmentation comparable de l'énergie des apports détritiques n'est à relevée vers 5400 cal. BCE. Nous pouvons déjà exclure l'origine climatique de ces faciès. Malheureusement dans l'état actuel de nos recherches, nous ne pouvons trancher entre

l'origine eustatique, géomorphologique et anthropique de cette augmentation assez brève des taux de sédimentation.

Enfin entre 14.60 et 14.00 mètres de profondeur autour de 5400 cal. BCE, les taux de sédimentation diminuent fortement passant à environ 0.2 centimètre/an. Dans l'enregistrement sédimentaire, cela se traduit par une disparition des épisodes détritiques de haute énergie, une dominance de dépôts limoneux moyens à fins rythmés néanmoins par de rares lamines de limons grossiers (figure 60).

À la fin du 6^{ème} millénaire, la texture, la structure, la conservation de la matière organique des faciès sédimentaires et la position relative du sondage par rapport au niveau de la mer, plaident toujours pour un comblement en contexte immergé littoral de type lagunaire (figure 61). À partir de 13.80 mètres de profondeur, les dépôts se caractérisent par une succession de lamines et micro-lamines minérales (limons fins à grossiers) et organiques, dont la rythmicité notamment entre 13.38 et 13.10 mètres de profondeur, fait penser à un dépôt saisonnier et annuel de varves organo-détritiques. Par moment l'accumulation de la matière organique, via la production végétale locale ou via des processus de transport exogène, participe à l'eutrophisation de la zone humide côtière. C'est notamment le cas dans les niveaux situés entre 13.14 et 13.10 mètres de profondeur, qui enregistrent par ailleurs une importante concentration de cristaux de halite. Ces derniers témoignent de la connexion de la zone humide avec le niveau marin et permettent de préciser la nature de cette zone humide, à savoir un système lagunaire.

Entre 13.10 et 12.76 mètres de profondeur, vers le début du 5^{ème} millénaire, les dépôts micro-laminés disparaissent et les apports issus d'épisodes détritiques de basse énergie deviennent récurrents et dominants. La rythmicité des dépôts n'est alors assurée que par les apports de limons fins et d'argiles massives de débordement. Si l'on observe les courbes prédictives et observées des niveaux marins post-glaciaires dans le bassin nord-ouest de la Méditerranée (Dubar et Anthony, 1995 ; Lambeck *et al.*, 2004 ; Vella, 1999), les vitesses de remontée marine diminuent brusquement vers 5000 cal. BCE, le niveau de la mer est alors entre -8 et -5 mètres NGF. À partir de ce moment-là, l'équilibre entre le volume des apports détritiques et la vitesse de remontée marine, à l'origine de l'emplacement de la ligne de rivage est rompu, c'est le début des processus de progradation deltaïque. En ce sens, l'eutrophisation de la lagune enregistrée entre 13.14 et 13.10 mètres de profondeur peut marquer la disparition du système ou du moins son déplacement vers l'aval. Les dépôts enregistrés à partir de 13.10 mètres pourraient ainsi correspondre au prisme progradant des comblements de la basse plaine alluviale du Loup.

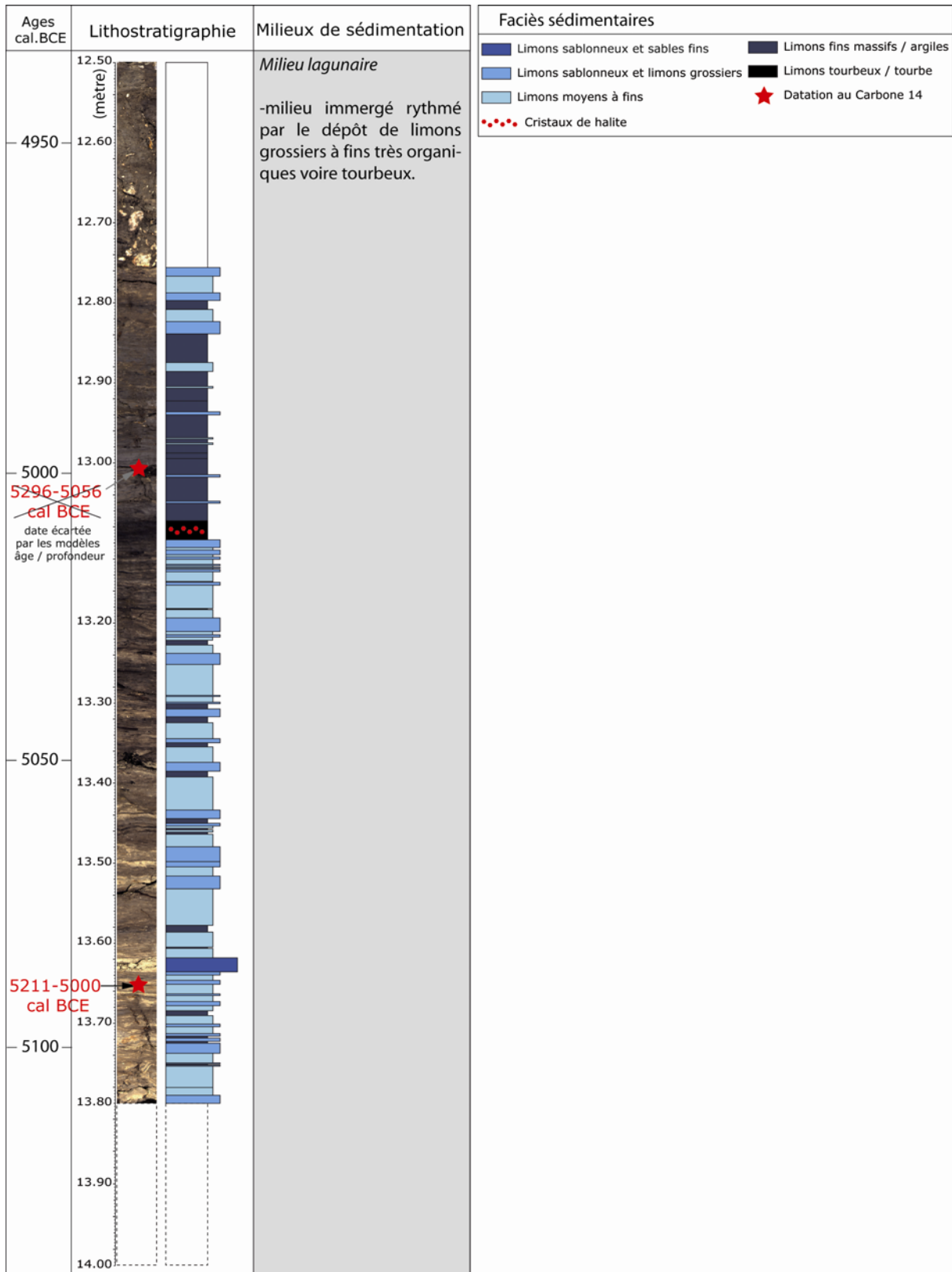


Figure 61 : Les milieux de sédimentation du sondage L.1 du Loup, entre 14.00 et 12.50 mètres de profondeur.

2.3. La nature et l'origine des sédiments varvés du Loup et de la Cagne

Comme en témoignent les séquences du Loup et de la Cagne, la puissance de sédimentation en contexte alluvial peut être très importante. Celle-ci, qui est commandée à la fois par la vitesse de remontée marine et par la dynamique hydro-sédimentaire des fleuves, est par conséquent très rythmée. Les modalités de transport et de dépôt sédimentaire qui définissent cette rythmicité peuvent entraîner la formation de lamine et micro-lamines. En contexte alluviale, la lamination des dépôts, peut être de nature diverse. Elle peut être issue de dépôts fins successifs en période de hautes eaux sur les levées de berges, de dépôts successifs par décantation en plaine d'inondation en période de crue et décrue, ou encore, en zone d'embouchure en contexte lagunaire ou zone de bas fond issue de dépôts à rythmicité annuelle. Dans ce dernier cas, on parle de sédiments varvés. L'intérêt de leur étude est grand puisqu'elle nous permet d'approcher la dynamique hydro-sédimentaire holocène à l'échelle de l'année voire de la saison (saison sèche et humide) et d'analyser sur la longue durée, la rythmicité annuelle et la cyclicité des dépôts (Giguet-Covex, 2010). D'un point de vue paléoécologique l'intérêt est également grand, puisque la dynamique d'écoulement d'un cours d'eau, à l'échelle d'une saison, d'une année, voire d'une décennie, est fondamentale à la compréhension de la structure de la végétation riveraine sur le court et moyen terme. Dans l'optique future de pouvoir traiter la relation entre la structure de la végétation riveraine et la cyclicité des dépôts, et dans l'attente de pouvoir caractériser plus précisément la nature de ces dépôts notamment grâce à des analyses micromorphologiques, nous proposons dans ce travail une première approche basée sur le traitement d'image et l'observation macroscopique des séquences. Cette approche a pour objectif de s'interroger sur le caractère annuel de ces dépôts ainsi que sur la nature de leurs formations.

Les varves sont par définition des dépôts dont la rythmicité est annuelle. En fonction du climat, du contexte de dépôt, de la géomorphologie du bassin versant et de l'altitude, les varves se forment et/ou se déposent de différentes manières, offrant tout un panel de textures, structures et couleurs différentes.

Dans le cadre de notre approche et afin d'établir le caractère annuel voire saisonnier de ces dépôts, nous avons dans un premier temps réalisé un comptage du nombre de varves pour pouvoir le comparer avec les âges estimés par nos modèles.

2.3.1. Comptage du nombre des lamines du sondage C.1 de la Cagne

Le comptage des varves des sections de la Cagne (C.1) a été réalisé sur le logiciel gratuit ImageJ (version 1.42q) disponible en ligne et sur le logiciel Excel (figure 62). Pour ce faire, l'image de la carotte obtenue à partir d'une photographie réalisée grâce au SEDILOG (appareil de mesure et de photographie) du laboratoire Chrono-environnement de Besançon (UMR 6249) est importée sur le logiciel ImageJ. Afin de pouvoir observer l'ensemble des lamines, le contraste de l'image est amélioré. Une échelle est ensuite définie, et grâce à l'outil « sélection » un point est placé à la base et au sommet de chaque lamine claire et sombre. Le logiciel ImageJ calcule alors la distance de chaque point par rapport à la base ou au sommet de la carotte, ce qui nous donne le nombre et l'épaisseur de chaque lamine.

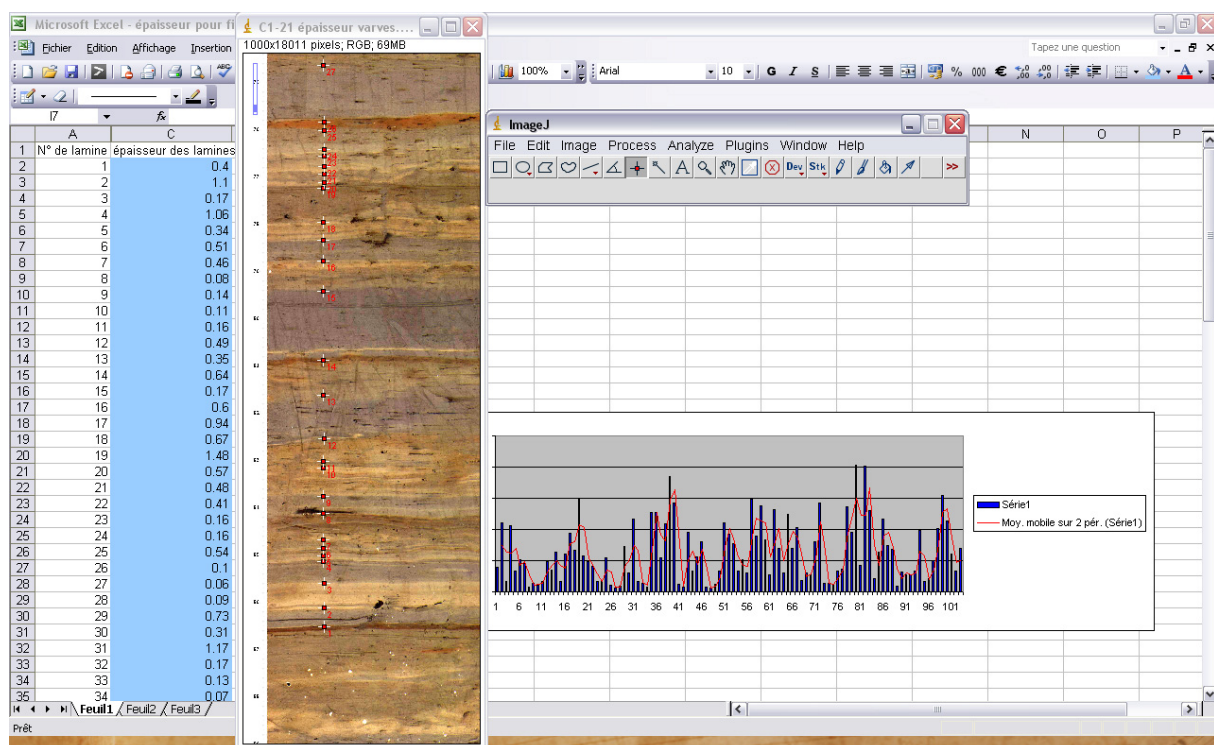


Figure 62 : Méthode de comptage et de mesure de l'épaisseur des lamines sédimentaires. Capture d'écran ImageJ 1.42q (utilisation de l'outil sélection de points) ; capture d'écran Excel 2003 : définition de la distance en cm entre deux points (épaisseur d'une lamine), histogramme de l'épaisseur des lamines.

Néanmoins afin de compter le nombre le plus exact et donc le plus fiable de lamines au sein d'une section, l'opération de repérage des points sous ImageJ est réalisée au moins deux fois.

Afin de comparer le nombre de lamines avec le modèle âge/profondeur, le comptage a été effectué sur les sections les mieux préservées et qui permettent d'observer la rythmicité dépositionnelle des sédiments sur la plus longue durée possible sans lacune ou phénomènes

érosifs apparents. Les sections concernées sont celles du sondage C.1 du bassin versant de la Cagne. Il s'agit des sections C.21, C.22, C.23, C.25 et C.26 situées entre 18.20 et 23.00 mètres de profondeur, dont les dépôts sont âgés d'après le modèle âge / profondeur entre 5500 et 6000 cal. BCE. Cependant, ne pouvant être sûr de la continuité sédimentaire entre les tronçons, l'analyse est réalisée section par section (figure 63 et figure 64).

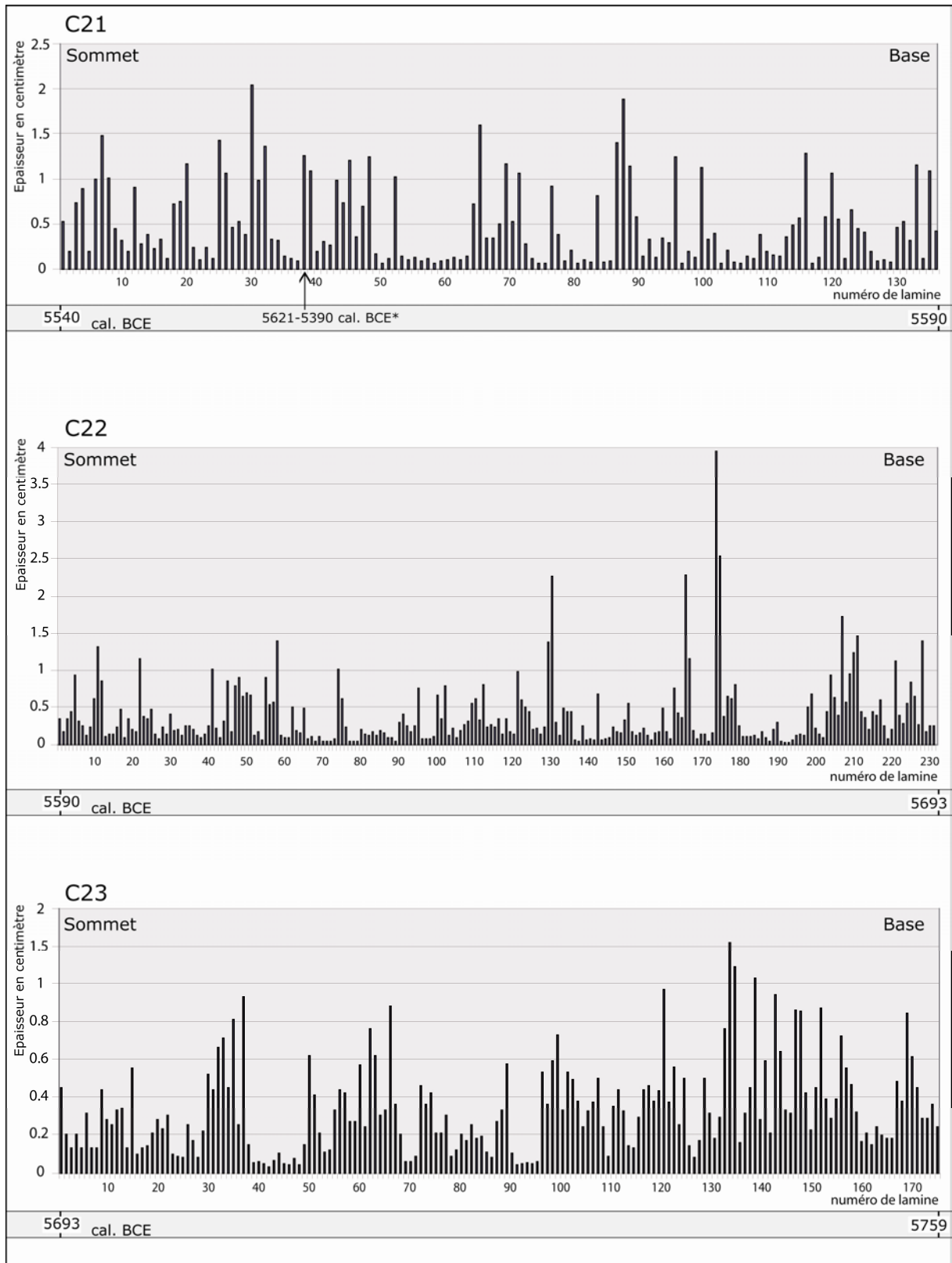


Figure 63 : Nombre et épaisseur des lamines des sections C23 et C22 et C21 de la séquence C1 de la Cagne. Les âges calibrés situés aux extrémités des sections sont issus du modèle âge / profondeur. * âges calibrés à 2 sigmas obtenus sur la lamine n° 38 de la section C21.

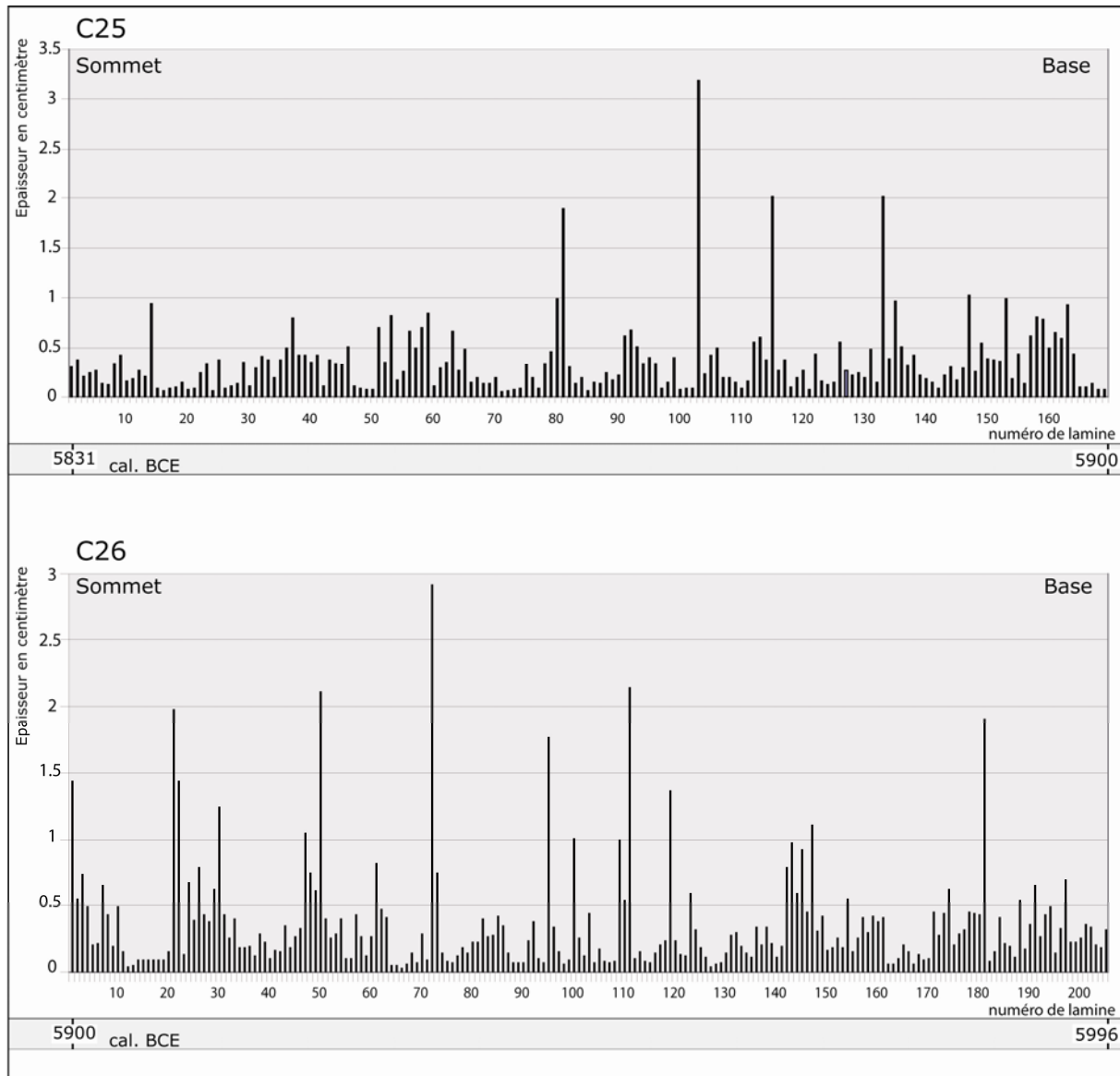


Figure 64 : Nombre et épaisseur des lamines des sections C26 et C25 de la séquence C1 de la Cagne.

Lorsque l'on compare le nombre de lamines avec le modèle âge / profondeur établi à partir du paradigme bayésien, le nombre d'années comptées est en moyenne 2.2 fois moins élevé que le nombre de lamine (tableau 6). Lorsque l'on prend en considération à la fois l'imprécision du modèle relative au nombre limité de datation et le comptage macroscopique des lamines dont l'identification des plus fines peut parfois être complexe, ce résultat paraît très cohérent si l'on considère que deux lamines équivalent à une varve et donc à un enregistrement sédimentaire annuel. Cette proposition est convaincante, sachant que les dépôts laminés de la Cagne, étudiés dans ce chapitre, se caractérisent par la succession de doublets définis par une lamine claire et une lamine sombre. En ce sens l'appellation de « varve » pour ces dépôts laminés est tout à fait justifiée.

Section	épaisseur des dépôts	nombre de lamines	âge sommet de la section*	âge base de la section*	nombre d'années estimées
C.21	71 cm	128	5540 cal. BCE	5590 cal. BCE	70
C.22	101 cm	232	5590 cal. BCE	5693 cal. BCE	103
C.23	64 cm	176	5693 cal. BCE	5759 cal. BCE	66
C.25	67 cm	170	5831 cal. BCE	5900 cal. BCE	69
C.26	83 cm	206	5900 cal. BCE	5996 cal. BCE	96

Tableau 6 : Comparaison du nombre de lamines par section (C.21, C.22, C.23, C.25 et C.26) avec le modèle âge / profondeur.

* les âges calibrés correspondent à la médiane des âges obtenus à 2 sigmas

2.3.2. Formation et dépôt des sédiments varvés du Loup et de la Cagne

Les varves du Loup et de la Cagne sont formées par des doublets de lamines claires et sombres. Cependant en fonction des sections la texture et la structure de ces doublets sont variables. Deux principaux types de varves ont pu être ainsi identifiés. Le premier se caractérise par la succession d'une lamine minérale claire de limons grossiers et ou sables fins et d'une lamine sombre très organique. Le deuxième se caractérise par la succession de deux lamines minérales, l'une claire de limons moyens à fins de couleur blanche à rouille et l'autre plus sombre de limons moyens à fins de couleur gris bleu à brune.

Le premier type est dit organo-détritique non glaciaire ou biogénique (figure 65 B). Les varves sont généralement formées d'une lamine claire relative à l'efflorescence algale des diatomées au printemps et d'une lamine plus sombre silto-argileuse organique correspondant aux dépôts d'automne/hiver relatifs à la saison humide (Dubar et Huault, 2002 ; Zolitschka, 2007). Souvent, au sommet de certaines lamines claires, l'observation macroscopique peut révéler la présence de fentes de dessiccation ainsi que des traces d'oxydation lesquelles mettent en évidence des oscillations verticales du niveau de la nappe.

Le deuxième type est dit biochimique (figure 65 A) et se caractérise par la production de matériaux par bio-précipitation, en l'occurrence le fer (Fe). À partir de la coloration des lamines il est possible de suivre le cycle du fer (Fe) relatif à l'oxygénation de la colonne d'eau et donc à l'alternance des phases d'oxydo-réduction (Gälman *et al.*, 2009). Au cours de l'oxygénation de l'hypolimnion, suite au renouvellement de la colonne d'eau en période humide, les dépôts s'éclaircissent jusqu'à parfois se colorer d'une teinte jaune orangé par oxydation du fer ferreux (Fe 2+) en fer ferrique (Fe 3+) lequel se précipite au fond de l'étendue d'eau. Lorsque la colonne d'eau stagne, des conditions anoxiques se mettent en

place entraînant la coloration gris bleu des vases lagunaires cette fois ci grâce à la présence de fer ferreux (Fe 2+) et par précipitation des sulfures de fer (Fe S).

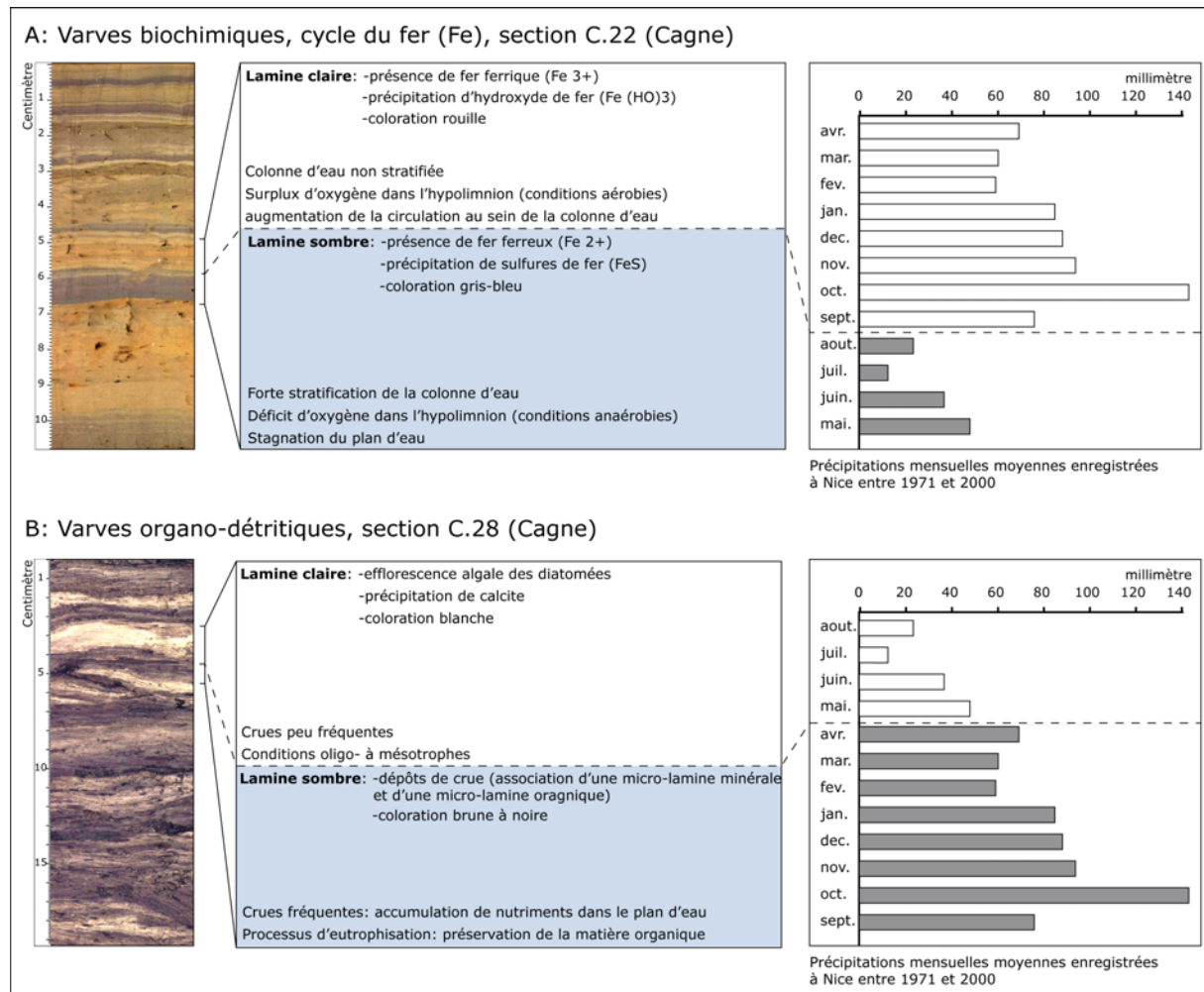


Figure 65 : Description macroscopique et processus dépositionnels des varves biochimiques (cycle du fer) et organo-détritiques des sections de la Cagne (C.22 et C.28). Mise en correspondance de la rythmicité des dépôts varvés avec les précipitations mensuelles moyennes de Nice⁴¹ (entre 1971 et 2000).

La comparaison du nombre de lamine avec le modèle âge/profondeur révèle que les dépôts annuels se forment en deux temps et donc en fonction de deux principales saisons, l'une plus humide et l'autre plus chaude et sèche. Cette bipartition annuelle des conditions climatiques nous rappelle les conditions du climat méditerranéen actuel, c'est pourquoi, dans la figure 65, nous proposons de comparer la structure des doublets avec les conditions de précipitations mensuelles moyennes enregistrées à Nice entre 1971 et 2000.

Au sein des varves biochimiques grâce au cycle du fer, il est alors possible d'identifier au sein des séquences sédimentaires les saisons humides qui permettent à la colonne d'eau de

⁴¹ Données Météo France

se renouveler et donc à l'hypolimnion de s'oxygéner, ainsi que les saisons plus sèches au cours desquelles le plan d'eau stagne et la circulation d'eau diminue. En se référant au régime des pluies actuelles du littoral azuréen, lequel subdivise l'année en deux saisons, la première humide entre août et avril et la deuxième sèche entre mai et juillet, il est possible d'associer la succession d'une lamine sombre (saison sèche) lamine claire (saison humide) à un cycle annuel respectant une rythmicité saisonnière (figure 65).

Au sein des varves organo-détritiques biogéniques qui respectent également une rythmicité dépositionnelle annuelle, nous associons la saison sèche à la lamine claire généralement caractérisée par l'efflorescence printanière et estivale des diatomées et la précipitation de calcite et la saison humide au dépôt de particules détritiques organiques et la formation de lamine sombre (figure 65).

PARTIE III. Analyses polliniques des basses plaines du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes) : méthodologie et résultats

1. La palynologie en contexte fluvial : une nouvelle approche méthodologique

Une des principales problématiques liée à l'analyse pollinique réside dans la détermination de l'échelle spatiale et temporelle des spectres. Cette considération est indispensable pour pouvoir comparer les spectres entre eux et ainsi discuter de l'évolution du couvert végétal sur le long terme. Lorsque l'on travaille sur la représentativité spatiale et temporelle d'un spectre pollinique, la première opération consiste à déterminer la nature du faciès sédimentaire dans lequel le spectre est analysé. Les grains de pollen devant être considérés comme des particules sédimentaires comme les autres, l'origine et le mode de dépôt des sédiments définissent par extension, l'origine et le mode de dépôt des grains de pollen. En contexte alluvial, ce postulat est soumis à deux considérations principales (figure 66) :

- à l'échelle d'un bassin versant, les grains de pollen issus de la pluie pollinique sont transportés à la fois par les eaux de ruissellement et par les courants du lit mineur, ils se déposent ensuite par décantation ou suspension uniforme au cours des crues dans les zones d'accumulation sédimentaire de la plaine alluviale (plaine d'inondation, bras mort, zone de bas fond) et de la plaine deltaïque (lagune) ; on parle d'apports polliniques fluviaux ;
- en fond de vallée, les grains de pollen produits par la végétation locale se dispersent en l'air puis se déposent sur les sols de la plaine alluviale, on parle d'apports polliniques atmosphériques.

Ainsi, au cours des épisodes de crue, la plaine inondable se définit comme une zone d'accumulation pollinique dont la source des apports est à la fois fluviale et atmosphérique (figure 66b).

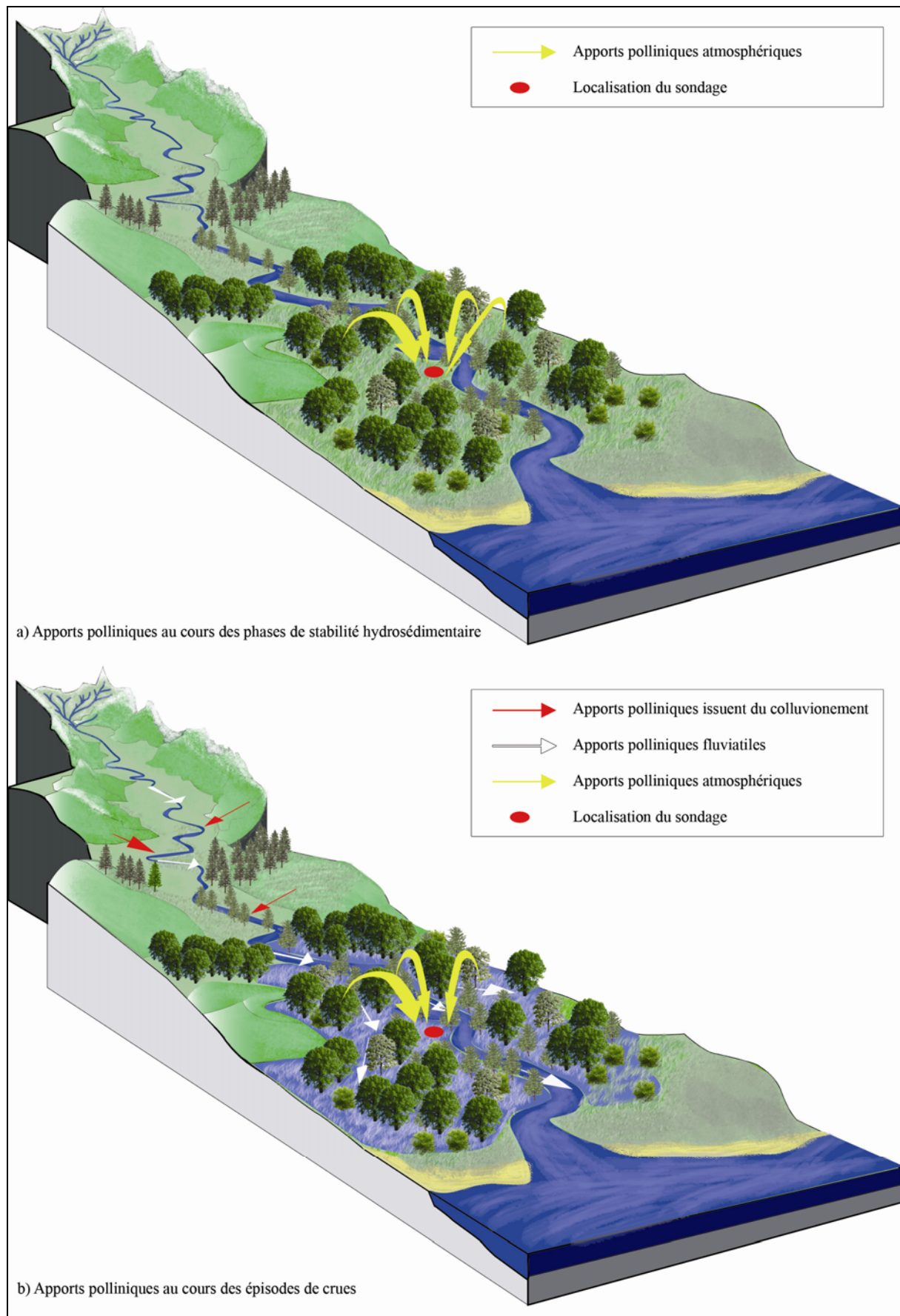


Figure 66 : Origine des apports polliniques en plaine alluviale.

À propos des apports atmosphériques, différents travaux menés sur la relation végétation / pluie pollinique actuelle (Mazier, 2006 ; Mazier *et al.*, 2008 ; Soepboer *et al.*, 2007) montrent que, sur un site de prélèvement donné, il existe une bonne corrélation entre le spectre pollinique et la végétation environnante. En fonction de la nature du site cette végétation environnante peut s'inscrire dans un cercle pouvant atteindre 1 km de rayon, on parle d'apports issus d'une source pollinique dite « adéquate ». Parallèlement, les apports issus du transport fluviale représentent potentiellement la totalité de la végétation du bassin versant et sont par conséquent plus régionaux. Dans cette optique, et afin de préciser spatialement la végétation enregistrée dans les spectres polliniques alluviaux, il convient de distinguer dans l'analyse, les apports polliniques atmosphériques des apports fluviaux.

Au sein des différents milieux de sédimentation alluviale, les modes de dépôts sont très différents, ils peuvent être lents ou rapides, peu ou très détritiques, se faire par décantation ou par suspension, etc. Ainsi, dans les dépôts peu détritiques et qui se réalisent lentement par décantation, les apports polliniques sont majoritairement issus des retombées atmosphériques. C'est le cas par exemple des tourbières, mais également des zones de bas fond alluviales et de certains milieux lagunaires. Lorsque l'apport pollinique est majoritairement atmosphérique, il existe autour de ces sites une aire géographique au sein de laquelle la relation entre les retombées polliniques dans le site et la végétation est optimale. Cette aire est appelée « source pollinique adéquate »⁴² (Sugita, 1994). Au-delà de cette zone, les apports sont considérés comme lointains et définissent le bruit de fond de l'analyse pollinique. Les travaux réalisés sur la pluie pollinique actuelle montrent que plus la superficie du bassin collecteur augmente (lac, tourbière, étang/lagune), plus la source pollinique adéquate s'élargit (Calcote, 1995 ; Hellman *et al.*, 2009b). Pour un lac d'environ 200 mètres de diamètre, le rayon de l'aire de la source pollinique adéquate d'un paysage semi-ouvert est estimé entre 800 à 1000 mètres (Nielsen et Sugita, 2005 ; Sugita *et al.*, 1999). De plus, plusieurs travaux se sont intéressés plus précisément au rôle de la végétation en termes de structure (biodiversité, paysages ouverts, fermés etc..) sur la définition de l'aire de la source pollinique adéquate (Bunting, 2003 ; Hellman *et al.*, 2009a). Ainsi, pour deux bassins de taille identique, l'aire de la source pollinique adéquate varie en fonction de la distribution spatiale des éléments structurant le paysage.

Dans les sédiments plus détritiques, qui se déposent rapidement et par suspension, le contenu pollinique issu des apports atmosphériques locaux se mêle aux apports fluviaux.

⁴² Dans la bibliographie, exclusivement anglophone dans ce domaine, la source pollinique adéquate est appelée « Relevant Source Area of Pollen »

Dans l'optique d'une analyse paléoenvironnementale, plusieurs questions doivent alors être posées. Quelle sont les différentes origines du matériel sporo-pollinique contenu dans ces sédiments ? Qu'en est-il de la source pollinique adéquate ? Et enfin, peut-on établir la part réciproque des apports atmosphériques locaux et fluviaux dans ces sédiments ? Plusieurs auteurs ont déjà tenté de répondre à ces questions, apportant quelques éléments de réponse (Allen et Dark, 2008 ; Cambon *et al.*, 1997 ; Chmura et Eisma, 1995 ; Dark et Allen, 2005 ; Roe et van de Plassche, 2005 ; Woo *et al.*, 1998 ; Xu *et al.*, 1996 ; Zhu *et al.*, 2002). En cela, les analyses polliniques réalisées dans les sédiments de surface du delta du Rhône (Cambon *et al.*, 1997) et dans les marais salants du Menunketesuck dans le Connecticut (USA) (Roe et van de Plassche, 2005) sont concordantes. Alors que les enregistrements sédimentaires de surface, en contexte lagunaire, sont tous dominés par la production pollinique de la strate herbacée halophyte du bord de mer⁴³, les zones lagunaires davantage soumises à la dynamique hydro-sédimentaire des cours d'eau, témoignent d'importants apports polliniques fluviaux. Ces derniers sont essentiellement représentés par des taxons arborés et caractérisent plus précisément les formations riveraines du bassin versant ainsi que, lorsqu'ils sont présents, les peuplements d'altitude à pin dont les grains de pollen sont transportés favorablement par les cours d'eau. Quant aux travaux menés sur la sédimentation laminée, holocène et moderne, du delta du Severn dans le sud-ouest de l'Angleterre (Allen et Dark, 2008 ; Dark et Allen, 2005), les analyses mettent en évidence le caractère saisonnier des spectres polliniques de surface en contexte estuarien. Grâce à une stratégie d'échantillonnage de la sédimentation moderne échelonnée sur plusieurs mois, les auteurs montrent de nombreuses différences de concentration pollinique et de diversité taxonomique. Ainsi les auteurs peuvent mettre en évidence l'importance du transport pollinique fluvial au cours des mois très humides (avec un fort écoulement) hors période de floraison, soulignant l'importance du remaniement sédimentaire et pollinique qui s'exerce sur les dépôts fins des zones à forte énergie hydraulique (zones de connexion fleuve/lagune). Au contraire, les apports atmosphériques coïncident avec les mois de floraison alors que les écoulements du fleuve s'affaiblissent. Enfin, les auteurs insistent sur la relation existante entre le dépôt des grains de pollen dans les sédiments détritiques, en termes de concentration, et la granulométrie des sédiments. Plus la fraction des sédiments est fine, plus la concentration en grains de pollen est importante et variée (Cambon *et al.*, 1997 ; Chmura et Eisma, 1995 ; Dark

⁴³ Dans la lagune de Vaccarès (delta du Rhône), la confrontation des enregistrements sédimentaires de surface avec les relevés de la pluie pollinique locale est très cohérente (Cambon *et al.*, 1997)

et Allen, 2005). De ce fait, la densité des grains de pollen, la vitesse et la rugosité de l'eau représentent des facteurs déterminant pour la sédimentation pollinique en contexte estuarien.

À l'échelle de l'Holocène, la résilience des écosystèmes littoraux face aux changements climatiques et à la remontée marine implique d'importants et de rapides changements environnementaux. Ces transformations sont synonymes de modifications des modes de sédimentation et donc de variations des apports polliniques. La démarche qui consiste à identifier et à caractériser les différents milieux de sédimentation holocènes, pour définir les sources polliniques adéquates associées, est la seule qui assure une approche cohérente et rigoureuse de l'évolution de la végétation en contexte littoral.

1.1. L'analyse du transport pollinique fluvial

Afin de déterminer la « source pollinique adéquate » des enregistrements sédimentaires détritiques qui se déposent en contexte alluvial, nous proposons ici de travailler sur le transport pollinique fluvial. Les deux principales questions posées sont les suivantes : pour un réseau hydrographique donné, quels sont les différents facteurs contrôlant le flux pollinique fluvial ? Et comment les grains de pollen sont-ils transportés de l'amont vers l'aval ? Plusieurs études ont déjà tenté de répondre à ces questions et de résoudre la complexe équation du transport des grains de pollen par les cours d'eau, mais à ce titre, rares sont celles qui se sont penchées directement sur l'analyse du contenu pollinique moderne des colonnes d'eau fluviales (Brown *et al.*, 2007, 2008 ; Brush et Brush, 1994 ; Campbell et Chmura, 1994 ; Chmura et Eisma, 1995 ; Chmura et Liu, 1990 ; Smirnov *et al.*, 1996 ; Traverse, 1990 ; Xu *et al.*, 1996 ; Zhu *et al.*, 2002). Parallèlement, quelques études expérimentales ont été menées sur le comportement physique des grains de pollen, en termes de dégradation et de flottabilité et sont, à ce titre, complémentaires (Campbell, 1999 ; Holmes, 1990, 1994 ; Twiddle et Bunting, 2010).

Ainsi, les auteurs montrent que dans un système fluvial, il existe (i) une source pollinique primaire représentée par les plantes émettrices de la végétation du bassin versant et qui retombe directement dans le cours d'eau et (ii) plusieurs sources polliniques secondaires que l'on appellera réserves polliniques lesquelles correspondent à des zones d'accumulation sédimentaire pouvant être redistribuées dans le système. Dans ce dernier cas, il s'agit des berges et sols alluviaux sujets aux phénomènes de lessivage et d'érosion ainsi que des sédiments du lit mineur soumis aux phénomènes de remise en suspension (figure 67). La somme de la source primaire et secondaire constitue la source pollinique adéquate recherchée

du flux pollinique fluvial. Hors période de crues, les analyses sur les colonnes d'eau montrent que les grains de pollen sont relativement bien mixés en termes de diversité taxonomique et qu'il n'existe pas de tris significatifs fondés sur la taille des grains et le type pollinique. Hormis pour le grain de pollen de pin (*Pinus* sp.) dont la capacité de flottaison a déjà été démontrée (Hopkins, 1950 ; van der Kaars, 2001). En effet, sa concentration à la surface des eaux vives est assurée par la présence de deux ballonnets de part et d'autre du grain qui lui permettent de mieux flotter. Les grains de pollen du même type, tel que celui de l'épicéa (*Picea*) et du sapin (*Abies*) devraient se comporter de la même manière, cependant, ces deux taxons ne jouissent d'aucun tri particulier dans les colonnes d'eau (Beaudouin *et al.*, 2007b). Quoiqu'il en soit, s'il n'existe pas de tris taxonomiques significatifs au sein des colonnes d'eau, la concentration pollinique dans les eaux de surface est entre 20 et 50 % plus élevée qu'en profondeur. Brown *et al.* (2008), Smirnov *et al.* (1996) montrent que cette dissemblance s'explique par la saturation pollinique des eaux de surface engendrée par les retombées atmosphériques issues de la source primaire. Laquelle d'après les spectres analysés, correspond à la végétation riveraine qui alimente le long du cours d'eau pendant les périodes de floraison le contenu pollinique fluvial, pointant de ce fait le caractère saisonnier du flux pollinique hors période de crue.

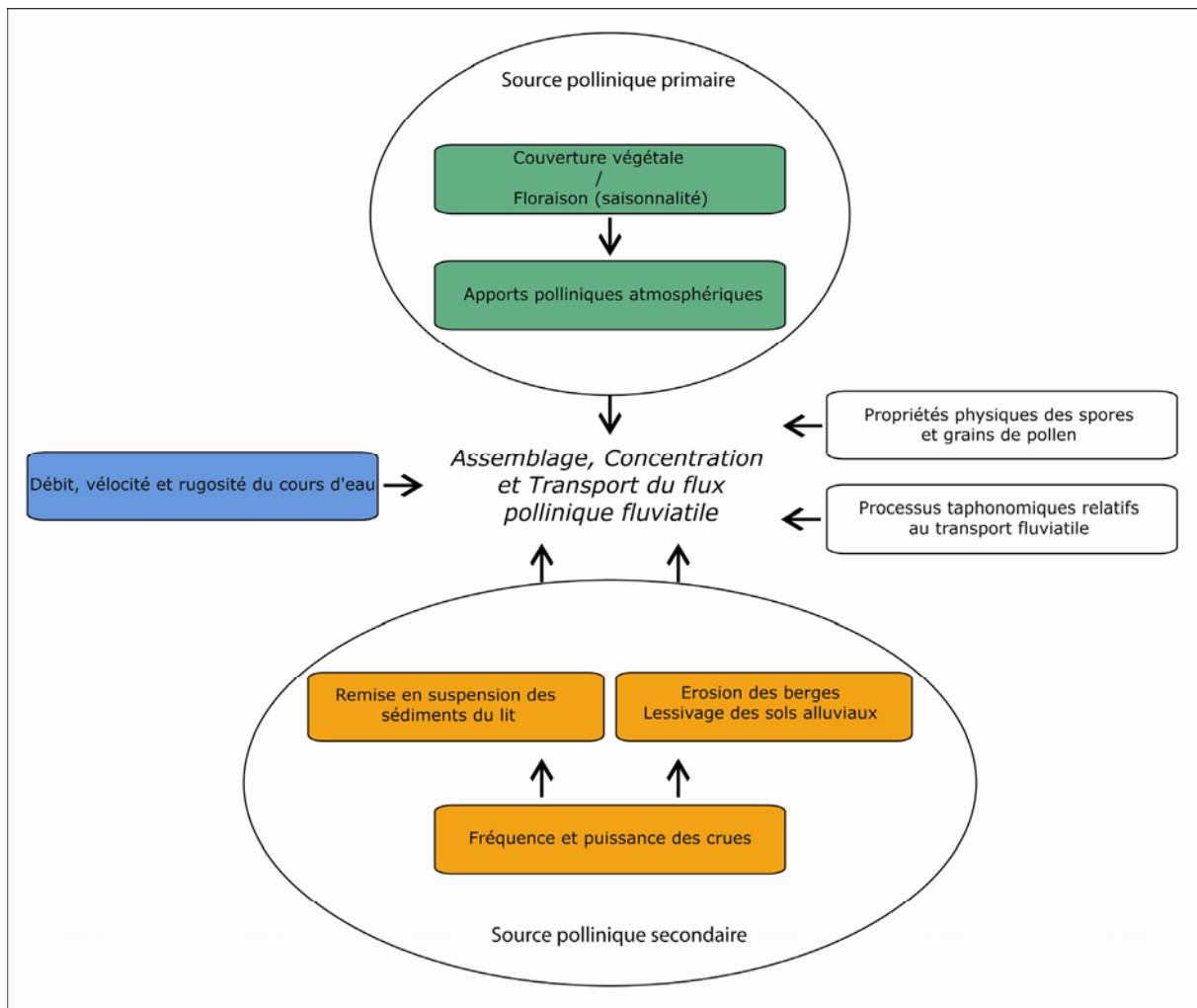


Figure 67 : Les principaux facteurs contrôlant le flux pollinique fluvial.

Par ailleurs, Brown *et al.* (2008) en démontrant la relation de dépendance entre les écoulements sédimentaires et la concentration pollinique, mettent en évidence une augmentation de la concentration du flux pollinique fluvial au cours des périodes de crue (Zhu *et al.*, 2002). Si bien qu'à l'échelle d'une année les auteurs montrent que 91% du flux pollinique fluvial est transporté pendant les périodes des hautes eaux. Ce phénomène s'explique par la présence des sources polliniques secondaires qui redistribuent au cours des épisodes de débordement une quantité très importante de spores et grains de pollen dans les cours d'eau. Ces sources secondaires se définissent par trois processus géomorphologiques :

- la remise en suspension des sédiments du lit ;
- l'érosion des berges ;
- le lessivage de la surface des sols alluviaux (principalement les litières).

Ces trois situations sont commandées par les précipitations et les crues et reflètent le pouvoir érosif et la dynamique hydro-sédimentaire du système fluvial. Plus précisément, la remise en suspension résulte de la vitesse et de la rugosité de l'eau : le lessivage des sols

alluviaux est tributaire des précipitations ainsi que de la végétation et de sa production de litière. L'érosion des berges, qui peut libérer dans certains cas des stocks polliniques anciens en une seule crue, est contrôlée à la fois par l'implantation et la densité de la végétation qui peut limiter ses effets, et par la vitesse (débit) de l'eau. De cette manière, la végétation représentative de cette réserve pollinique se caractérise premièrement par la végétation riveraine et deuxièmement, par la végétation alluviale de la plaine d'inondation et des versants lorsque le ruissellement et le lessivage des sols sont conséquents.

Enfin, le flux pollinique fluvial est contrôlé par les différentes propriétés physiques des grains de pollen : celles-ci leur confèrent, suivant les taxons, une résistance différentielle face aux dommages causés par le transport et l'immersion. En effet, dans les spectres polliniques modernes enregistrés dans les cours d'eau, plusieurs auteurs (Brown *et al.*, 2008 ; Chmura et Eisma, 1995) mettent en exergue la présence de grains dégradés. Habituellement, la dégradation post-dépositionnelle des grains de pollen est contrôlée par deux processus majeurs : l'oxydation et les dommages mécaniques. En contexte fluvial, plusieurs vecteurs peuvent être à l'origine de ces deux modes de dégradation (Campbell et Campbell, 1994 ; Holmes, 1994 ; Twiddle et Bunting, 2010). Les dommages mécaniques peuvent être causés au cours du transport, par la compression engendrée par l'eau, ou par les processus de collision avec les particules sédimentaires plus grossières. Ils peuvent intervenir également après une alternance répétée de conditions humides et sèches, comme par exemple lorsque les grains de pollen se déposent au cours d'une crue sur les levées de berges et qu'ils sont redistribués dans le lit de la rivière au cours d'une nouvelle crue, et *vice versa*. Le cycle d'humidification/dessiccation entraîne des rétractions et gonflements répétés de la membrane qui s'altère progressivement. Pour ce qui concerne les processus d'oxydation, ils interviennent après une émergence prolongée ou, lorsque les grains sont enfouis dans les sédiments, au sein de milieux riches en oxygène : c'est le cas de certaines berges localisées au dessus de la nappe alluviale. Si, face au processus d'oxydation, les grains de pollen semblent tous réagir de la même façon, les dommages mécaniques engendrent des dégradations différentielles en fonction des taxons, ce qui peut entraîner la destruction d'une partie du spectre pollinique et donc une sous-représentation d'une partie de la végétation émettrice ainsi qu'une surreprésentation de l'autre partie. Face à ces dommages mécaniques, parmi l'ensemble des taxons de l'Europe occidentale, le moins résistant est sans nul doute le grain de pollen de peuplier (*Populus* sp.), et cela dans les différents contextes d'analyse. Suite aux différents travaux expérimentaux réalisés en laboratoire pour définir la cause de la mauvaise conservation du pollen de peuplier, plusieurs agents sont suspectés (Campbell, 1999). Parmi

eux, il faut retenir la finesse de la sporopollénine⁴⁴ de son grain qui d'après les travaux de Campbell (1999) participe à la rupture de son exine lorsqu'il subit une pression osmotique en contexte d'immersion. L'expérimentation en laboratoire a également révélé que les grains de pollen inaperturés⁴⁵, dont fait partie le peuplier, sont davantage soumis à ces phénomènes de dégradation par différence de pression, que les grains de pollen aperturés, tels que l'aulne, le chêne ou encore le frêne. Dans le cadre de notre étude, ces conditions de mauvaise conservation sont réunies, rendant l'interprétation des spectres fluviatiles complexe. Par ailleurs, le peuplier est aujourd'hui une espèce ligneuse très fréquente sur les rives des petits cours d'eau méditerranéens : son absence ou son extrême sous-représentation des spectres polliniques fossiles, constitue une perte d'information potentiellement très importante. Pour le moment, aucune méthode mise en œuvre à propos de la taphonomie du grain de pollen de peuplier ne permet de restituer sa réelle représentativité fossile. De plus, les dommages mécaniques inhérents au transport pollinique fluviatile ne touchent pas seulement le peuplier. Twiddle et Bunting (2010) montrent dans leurs travaux réalisés sur les processus taphonomiques relatifs à la conservation des grains de pollen, qu'au cours du transport fluviatile la collision des grains avec les plus larges particules sédimentaires entraîne également une conservation différentielle. Pour le démontrer, les auteurs ont recréé différentes conditions de transport en plaçant des échantillons polliniques dans plusieurs contenants remplis d'eau comprenant des matériaux minéraux de taille variable (sables fins, sables grossiers, petits galets, gros galets). Les auteurs ont ensuite agité la solution pendant plusieurs jours. Les résultats montrent d'une part qu'il existe bel et bien des dommages mécaniques engendrés par les chocs avec les sédiments et d'autre part que ces chocs sont de deux types et qu'ils entraînent des dommages à des degrés de sévérité variable. Le premier type est défini par les processus de collision lorsque les grains de pollen s'entrechoquent avec les galets, alors que le deuxième type se définit par les processus d'abrasion lorsque les grains de sables s'intercalent entre les deux. Les dommages les plus importants sont enregistrés pour les échantillons à galets seuls et à galets associés aux sables fins. Bien entendu leur degré de sévérité dépend du mixage sédimentaire qui dans la nature peut être extrêmement variable. Par ailleurs pour Twiddle et Bunting (2010) et Holmes (1994) les grains de pollen subissent davantage de dommages mécaniques dans le fond d'un lit mineur que lorsqu'ils sont remis en suspension. Les auteurs soulignent alors le possible effet sur la préservation pollinique de la vitesse de décantation des grains de pollen, laquelle varie en fonction de la taille et de la

⁴⁴ La sporopollénine est un polymère naturel, constituant principal de l'exine des grains de pollen

⁴⁵ Inaperturé : dont la paroi ne présente aucune ouverture de type « pore » et/ou « sillon »

densité du grain. Les résultats de Twiddle et Bunting (2010) vont en ce sens puisque parmi les taxons expérimentés (aulne, ambroisie, seigle et dactyle), ce sont les plus petits et les plus légers qui se conservent le mieux, à savoir l'aulne (*Alnus*) et l'ambroisie (*Ambrosia*).

Grâce à ces différentes études, il est maintenant possible de définir les principaux facteurs et processus à l'origine de la composition du flux pollinique fluvial. On a vu que pendant les périodes de stabilité hydrologique les eaux de surface sont saturées par les apports polliniques atmosphériques locaux et issus de la forêt riveraine du bassin versant. On a ensuite vu que pendant les périodes des hautes eaux une quantité très importante de grains de pollen concentre le flux pollinique fluvial grâce aux sources polliniques secondaires. On a montré que la conservation pollinique au cours du transport fluvial n'était pas homogène : celle-ci est commandée par la nature des sédiments transportés, la taille et la vitesse de décantation des grains de pollens et enfin par la résistance des grains face à la pression osmotique qui est à l'origine, par exemple, de la sous-représentation du peuplier dans les spectres fossiles.

L'origine des spectres polliniques emprisonnés dans les limons d'inondation des plaines alluviales est maintenant mieux connue. Reste à définir la distance sur laquelle les grains de pollen peuvent voyager au sein du bassin versant avant de se déposer en plaine d'inondation. La question est encore très ouverte dans la littérature. Une autre manière de poser la question, serait de se demander si au sein des dépôts commandés par les apports fluviaux, on peut discriminer dans les enregistrements polliniques, les différentes formations végétales du bassin versant, des plus lointaines (très en amont) aux plus locales ? Nous avons vu que les taxons les mieux représentés dans les échantillons d'eau sont ceux des formations riveraines : cependant cette information ne nous dit pas si la source pollinique est lointaine ou locale. Pour cela, il faut regarder la représentativité des taxons d'altitudes. Dans les échantillons d'eau prélevés dans le Rhône et dans le Golfe du Lion (embouchure du Rhône) les taxons d'altitude présents dans le bassin versant et situés à plusieurs centaines de kilomètres des points d'échantillonnage, tels que le sapin (*Abies*), l'épicéa (*Picea*) et le hêtre (*Fagus*), sont rares et représentent moins de 5 % de l'apport pollinique total (Beaudouin *et al.*, 2007b ; Cambon *et al.*, 1997), alors qu'environ 20 % des apports polliniques fluviaux sont représentés par les taxons mésophiles tels que le chêne caducifolié (*Quercus pubescens*), le charme (*Carpinus betulus*), le tilleul (*Tilia*) et le buis (*Buxus sempervirens*). Au sein du bassin versant du Rhône, les formations composées par ces taxons sont localisées majoritairement dans les étages méso- et supra-méditerranéens, et sont donc situées à plusieurs dizaines de kilomètres des points d'échantillonnage (Cambon *et al.*, 1997). Par ailleurs, dans les eaux de

la basse vallée du Mississippi, la charge pollinique fluviale est dominée, non pas par les taxons herbacés des marais et des lagunes du delta, mais par les formations forestières de l'intérieur des terres. Dans ce cas, les auteurs (Chmura *et al.*, 1999) montrent que les spectres polliniques fluviaux sont dominés non pas par la végétation locale, mais par les formations forestières régionales. Les analyses réalisées dans les zones arides du nord de la Chine, sur la rivière Shiyang, mettent en évidence les mêmes résultats (Zhu *et al.*, 2002). Les prélèvements d'eau réalisés au cours du mois d'avril et de juillet 2000 montrent qu'entre 30 et 60 % de la composition des flux polliniques est commandés par le transport fluvial à l'image de l'épicéa (*Picea*) qui représente respectivement 16.5 et 7.7 % dans les échantillons prélevés à 130 et 145 kilomètres des sources polliniques primaires. En dépit des dommages mécaniques issus du transport fluvial dont nous avons vu plus haut les causes et les conséquences, les différentes études montrent que les grains de pollen peuvent flotter sur de nombreux kilomètres ce qui peut même conduire à une sous-représentation des apports locaux. Cependant, la notion de distance dans le traitement du transport pollinique fluvial est très relative. Celle-ci semble se définir par la taille du bassin versant, par sa couverture végétale et par la dynamique saisonnière de son hydrosystème. En ce sens, même si les facteurs contrôlant le flux pollinique fluvial sont connus (figure 67), les sources polliniques adéquates relatives aux spectres fluviaux sont propres à chaque bassin versant. Pour ce qui nous concerne, il convient donc de soumettre ces différents facteurs aux caractéristiques des bassins du Loup et de la Cagne, afin de savoir si les formations forestières régionales sont bien ou mal représentées dans les spectres polliniques fluviaux actuels.

1.2. Méthodologie appliquée au bassin versant de la Cagne

Toutes les études sur le transport pollinique fluvial ont été réalisées sur des bassins aux vastes superficies tels que le Mississippi (3 238 000 km²), le Rhône (95 500 km²), la Shiyang (41600 km²) dans le nord de la Chine, ou encore l'Exe (1530 km²) en Angleterre. En travaillant sur le bassin versant de la Cagne (95 km²) nous pouvons pour la première fois appréhender le flux pollinique fluvial d'un petit bassin côtier en termes de transport et de représentativité spectrale.

Afin de documenter la concentration du flux pollinique fluvial, son transport ainsi que la représentativité pollinique des formations végétales associées, nous avons mis en place une stratégie d'échantillonnage des eaux de surface de la Cagne, répartie sur plusieurs sites suivant un transect amont aval et échelonné sur une année entière. Afin de comparer les

concentrations polliniques avec la couverture végétale, nous disposons des relevés botaniques exhaustifs du site natura 2000 des Préalpes de Grasse (Depetris *et al.*, 2004 ; Noble, 2008), comprenant la vallée de la Cagne entre Saint-Jeannet et Coursegouless ainsi que le Massif de Saint-Barnabé et les contreforts sud de la Chaîne du Cheiron. De manière à raisonner sur une végétation source connue, la stratégie d'échantillonnage du flux pollinique fluvial a été réalisée entre Saint-Jeannet et la source du fleuve située en amont de Coursegouless (figure 68). Cette partie du bassin versant, située entre 400 et 1200 mètres d'altitude est caractérisée par les différentes formations végétales méditerranéennes des étages mésoméditerranéen, supraméditerranéen et montagnard.

Les sources de la Cagne situées à environ 1200 mètres d'altitude, sont caractérisées par des formations dites de « bad lands » engendrée par les processus d'érosion caractéristiques des bassins de réception. À l'aplomb de cette zone collectrice, sur les calcaires argileux du Cheiron, la végétation est dominée par une pinède à pin sylvestre et à buis. Sur la commune de Coursegoules, la vallée de la Cagne s'élargit très rapidement. Le fleuve, longé par un corridor de saules et par quelques vieux peupliers blanc, traverse une plaine d'environ 3 km au paysage dessiné par le pâturage, marque d'une activité agropastorale persistante. Les coteaux de la plaine sont peuplés par quelques bosquets de chênaie pubescente à buis ainsi que par des pelouses calcicoles sèches et landes à genêt cendré. Au sortir de cette plaine relativement plane, la Cagne traverse le massif de Saint-Barnabé au sein duquel le cours d'eau, dont la vitesse augmente, subit ses plus importants dénivelés. En se frayant un chemin dans les calcaires jurassiques de Saint-Barnabé, le vallon de la Cagne devient très étroit et le fleuve beaucoup plus torrentiel. La végétation du vallon se caractérise par des formations de hêtraie / hêtraie-sapinière et d'ostryaie sur les ubacs et par une chênaie pubescente à buis et conifère sur les adrets. Lorsque le fleuve prend la direction du sud, la végétation de fond de vallon s'homogénéise avec la présence dominante d'une yeuseraie à laurier. Juste en amont de Saint-Jeannet, la végétation retrouve une distribution adret/ubac, avec l'ostryaie en fond de vallon peu exposé et la chênaie pubescente sur les versants les plus ensoleillés.

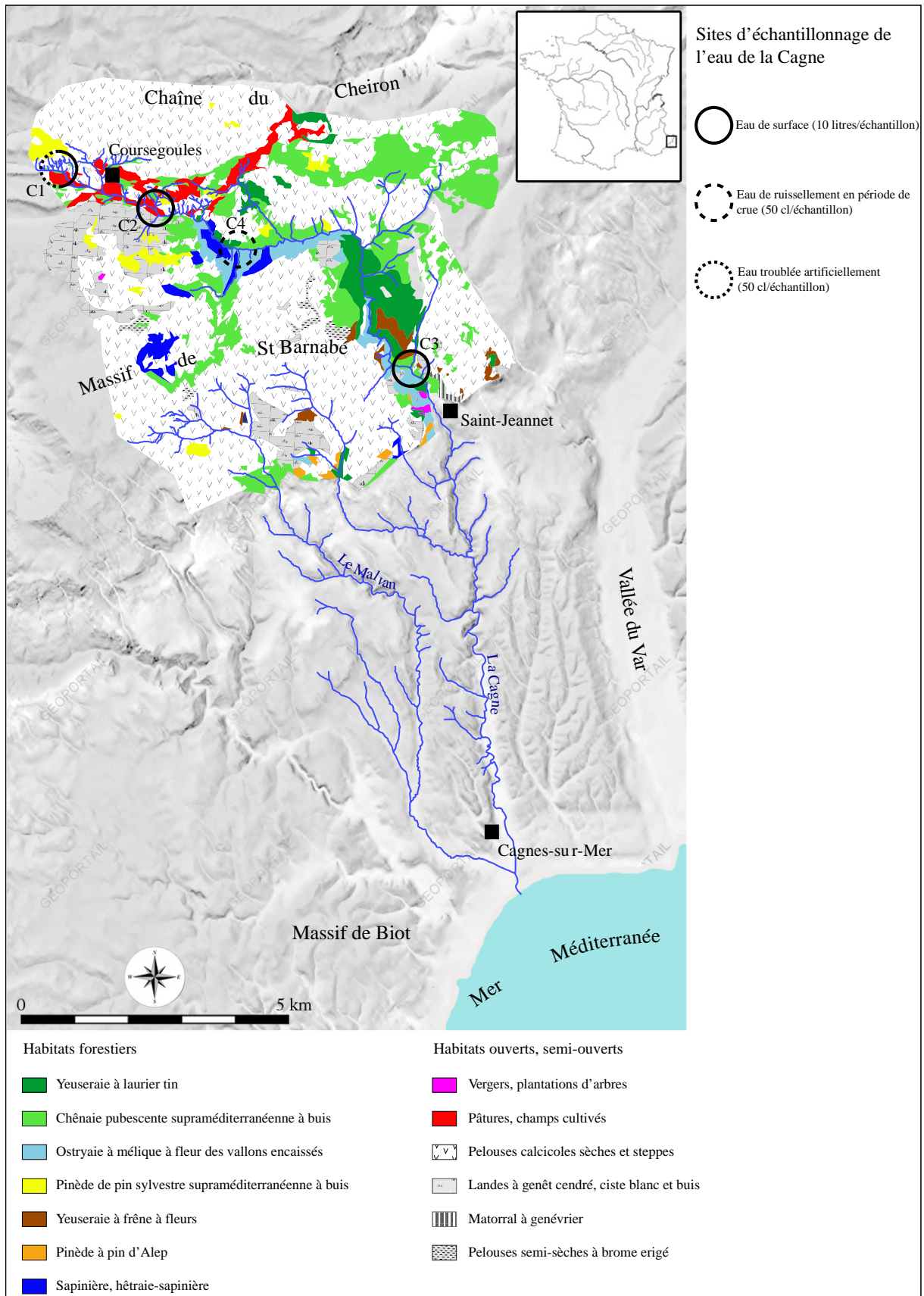


Figure 68 : Le bassin versant de la Cagne, sa couverture végétale (sources Natura 2000 et IFN⁴⁶) et la localisation des sites d'échantillonnage de l'eau.

⁴⁶ D'après le portail cartographique de l'inventaire Forestier National : <http://www.ifn.fr/spip/?rubrique67>

Afin d'identifier et d'analyser les différents facteurs contrôlant le « flux pollinique fluvial » de la Cagne, une stratégie d'échantillonnage de l'eau a été mise en place :

- 23 échantillons d'eau de surface, d'environ 10 l chacun, ont été prélevés sur 3 sites différents (C1, C2 et C3) le long du tracé du cours d'eau dans la partie du bassin versant discuté plus haut, pendant une année entière.
- 8 échantillons d'eau, de 50 cl, remués artificiellement afin de récupérer les sédiments du lit en suspension, ont été prélevés sur un site (C1) sur une année entière.
- 1 échantillon d'eau de ruissellement, de 50 cl, se déversant dans la Cagne a été prélevé au cours d'un fort épisode de crue le 05/06/2008 sur le site C4.
- 1 échantillon de neige d'environ 50 cl a été prélevé le 22/02/2009 sur le site C1 afin de définir la part de la fonte des neiges dans la constitution du flux pollinique fluvial.

Les échantillons d'eau ont ensuite été traités en laboratoire. Afin de récupérer les particules en suspension dans le volume d'eau, une décantation de plusieurs jours a été nécessaire pour chaque échantillon. Le volume d'eau réduit a ensuite été placé en centrifugeuse, les carbonates et les particules siliceuses ont été détruits respectivement par ajout d'acides chlorhydrique et fluorhydrique, enfin les échantillons ont subi une acétolyse afin de vider les grains de leur cytoplasme et ainsi faciliter leur détermination, hormis pour les échantillons prélevés sur le site C4 et C1 (échantillons d'eau remués) pour lesquels nous voulions observer la part des grains fossilisés dans le lit et les litières. La détermination a été effectuée par observation microscopique grâce à différents grossissements (400x et 1000x à immersion pour les déterminations les plus difficiles) grâce aux clés de détermination (Faegri et Iversen, 1989 ; Hesse *et al.*, 2009 ; Moore *et al.*, 1991 ; Reille, 1990) et aux différents atlas polliniques d'Europe occidentale (Beug, 2004 ; Reille, 1992b, 1995, 1998). Pour déterminer la concentration pollinique, nous avons utilisé la méthode de la mesure volumétrique. Au cours du protocole d'extraction, la mesure du ratio entre le volume d'eau prélevé et le volume de la solution observée au microscope nous permet d'associer la concentration pollinique calculée entre lame et lamelle avec la concentration pollinique absolue de l'échantillon d'eau prélevé dans la Cagne.

Afin d'associer les données qualitatives et quantitatives de l'analyse du flux pollinique fluvial avec le paysage végétal du bassin de la Cagne, les différents habitats forestiers, ouverts et semi-ouverts ont été convertis en données polliniques (tableau 7).

Habitats forestières	Taxons polliniques associés
Yeuseraie à laurier tin	<i>Quercus ilex</i> , <i>Rosa</i> sp., <i>Viburnum</i> sp., <i>Phillyrea</i> sp., <i>Cyperaceae</i> , <i>Quercus coccoifera</i> <i>Pistacia</i> sp., <i>Clematis</i> sp., <i>Lonicera</i> -type, <i>Smilax aspera</i> , <i>Hedera helix</i> , <i>Asparagus</i> -type, <i>Rhamnus</i> sp., <i>Euphorbia</i> sp.
Yeuseraie à frêne à fleurs	<i>Quercus ilex</i> , <i>Fraxinus</i> sp., <i>Ostrya carpinifolia</i> , <i>Quercus pubescens</i> , <i>Acer</i> sp., <i>Fabaceae</i> , <i>Pistacia</i> sp., <i>Lonicera</i> -type, <i>Phillyrea</i> sp., <i>Smilax aspera</i> , <i>Asparagus</i> -type, <i>Juniperus oxycedrus</i> , <i>Hedera helix</i> , <i>Rubia</i> -type, <i>Liliaceae</i> , <i>Euphorbia</i> sp., <i>Teucrium</i> sp.
Chênaie pubescente	<i>Quercus pubescens</i> , <i>Acer</i> sp., <i>Rosaceae Sorbus</i> -type, <i>Buxus</i> sp., <i>Fabaceae</i> , <i>Lonicera</i> sp., <i>Rosaceae</i> , <i>Scrophulariaceae</i> , <i>Lonicera</i> -type, <i>Corylus</i> sp., <i>Cornus sanguinea</i> , <i>Clematis</i> -type, <i>Viburnum</i> sp., <i>Ranunculaceae</i> , <i>Boraginaceae</i> , <i>Asteroidae</i>
Ostryaie	<i>Ulmus</i> sp., <i>Alnus</i> sp., <i>Populus</i> sp., <i>Ostrya carpinifolia</i> , <i>Quercus pubescens</i> , <i>Acer</i> sp., <i>Fraxinus</i> sp., <i>Rosaceae</i> , <i>Rubia</i> -type, <i>Cyperaceae</i> , <i>Poaceae</i> , <i>Apiaceae</i> , <i>Salvia</i> -type, <i>Boraginaceae</i> , <i>Coriaria</i> sp., <i>Asplenium monoete</i> -type
Pinède à pin sylvestre et buis	<i>Pinus</i> sp., <i>Buxus</i> sp., <i>Juniperus</i> sp., <i>Quercus pubescens</i>
Pinède à pin d'Alep	<i>Pinus</i> sp., <i>Quercus ilex</i> , <i>Quercus pubescens</i> , <i>Fraxinus</i> sp., <i>Phillyrea</i> sp., <i>Viburnum</i> sp., <i>Pistacia</i> sp., <i>Arbutus unedo</i> , <i>Rhamnus</i> sp., <i>Smilax aspera</i> , <i>Rubia</i> -type, <i>Asplenium monoete</i> -type, <i>Lonicera</i> -type, <i>Juniperus oxycedrus</i>
Sapinière; Hêtraie-sapinière	<i>Fagus sylvatica</i> , <i>Abies alba</i> , <i>Pinus</i> sp., <i>Picea</i> sp., <i>Acer</i> sp., <i>Tilia</i> sp., <i>Corylus</i> sp., <i>Fabaceae</i> , <i>Rosaceae</i> , <i>Viburnum</i> sp., <i>Juniperus</i> sp., <i>Cyperaceae</i> , <i>Polygala</i> sp., <i>Poaceae</i> , <i>Valeriana</i> sp., <i>Orobanchaceae</i> , <i>Cichorieae</i>
Formation riveraine	<i>Alnus</i> sp., <i>Fraxinus</i> sp., <i>Populus</i> sp., <i>Salix</i> sp., <i>Acer</i> sp., <i>Sambucus</i> sp., <i>Cyperaceae</i> , <i>Lamiaceae</i>
Habitats ouverts à semi-ouverts	Taxons polliniques associés
Matorral à genévrier	<i>Juniperus</i> sp., <i>Quercus ilex</i> , <i>Cistus</i> sp., <i>Fumana</i> -type, <i>Malvaceae</i> , <i>Rosaceae</i> , <i>Euphorbia</i> sp., <i>Teucrium</i> -type, <i>Iridaceae</i> , <i>Rhamnus</i> sp., <i>Pinus</i> sp., <i>Leucosium</i> -type, <i>Brassicaceae</i> , <i>Asteroidae</i> , <i>Poaceae</i>
Lande à genêts	<i>Fabaceae</i> , <i>Ephedra</i> -type, <i>Asteroidae</i> , <i>Cichorieae</i> , <i>Brassicaceae</i>
Pelouse calcicole sèche	<i>Valerianaceae</i> , <i>Ranunculus</i> sp., <i>Saxifragaceae</i> , <i>Poaceae</i> , <i>Fabaceae</i> , <i>Asteroidae</i> , <i>Armeria</i> -type, <i>Caryophyllaceae</i>
Pelouse semi-sèche	<i>Poaceae</i> , <i>Fabaceae</i> , <i>Trifolium</i> -type, <i>Orobanchaceae</i> , <i>Asteroidae</i> , <i>Dipsacaceae</i> , <i>Campanulaceae</i>
Pâturage	<i>Ranunculus</i> sp., <i>Caryophyllaceae</i> , <i>Polygonum</i> sp., <i>Rumex acetosa</i> , <i>Rumex acetosella</i> <i>Potentilla</i> -type, <i>Fabaceae</i> , <i>Trifolium</i> -type, <i>Plantago lanceolata</i> , <i>Centaurea nigra</i> , <i>Aster</i> -type, <i>Poaceae</i> , <i>Crassulaceae</i> , <i>Medicago sativa</i> ,
Terre arable	<i>Avena</i> -type, <i>Hordeum</i> -type, <i>Secale cerealia</i> , <i>Cerealia</i> -type

Tableau 7 : Les habitats floristiques de la haute vallée de la Cagne et leurs principaux taxons polliniques associés.

Pour ce faire, les taxons polliniques associés aux formations végétales prennent en compte les limites de la détermination microscopique, à savoir l'impossibilité parfois, d'identifier l'espèce, voire le genre du taxon. Par exemple, la dénomination *Acer* sp. (érable)

signifie que la détermination s'arrête au genre et que par conséquent le taxon englobe toute les espèces du genre présent sur le site. La dénomination « type », que l'on retrouve par exemple dans *Rubia*-type (garance), signifie que le morpho-type du genre *Rubia* est identique à plusieurs autres taxons, lesquels n'appartiennent pas forcément au même genre voire à la même famille. On retrouve, par exemple, dans le morpho-type *Rubia*, l'ensemble des espèces du genre mais également les genres *Gallium* (gaillet) et *Asperula* (aspérule). Par ailleurs, étant donné l'ubiquité de certaines espèces, le cortège floristique des différents habitats présente un certain nombre de similitudes, rendant leur identification pollinique parfois compliquée. L'érable (*Acer*) peut croître à la fois dans les formations riveraines, la yeuseraie à frêne à fleurs, la chênaie pubescente et l'ostryaie.

Il paraît donc difficile, à partir de l'analyse pollinique, de vouloir caractériser l'ensemble des habitats du bassin versant de la Cagne. Par conséquent, la carte de la végétation doit être simplifiée. Néanmoins, dans l'optique de comprendre les mécanismes contrôlant le flux pollinique fluvial et son transport, il est nécessaire de faire le lien entre les spectres polliniques et des habitats floristiques associés et localisés. Ainsi, pour faciliter la comparaison pollen/flore, les habitats forestiers se résument désormais aux formations à chêne vert (yeuseraie à laurier tin, plus yeuseraie à frêne à fleurs), la chênaie pubescente, la forêt riveraine, la hêtraie/sapinière et les pinèdes (à pin sylvestre et à pin d'Alep), alors que les habitats ouverts et semi-ouverts se réunissent autour du matorral à genévrier, du groupe des pelouses et landes, des terres arables et des pâturages.

1.2.1. Sites d'échantillonnage

Le choix des sites d'échantillonnage de l'eau a été réalisé selon la répartition de la végétation. Les sites C1, C2, C3 et C4 sont placés de telle manière que l'on puisse dans un premier temps, observer individuellement la représentation pollinique des formations locales dominantes (la pinède à buis en C1, les pelouses, pâtures et champs cultivés en C2, les formations caducifoliées en C3 et l'ostryaie et hêtraie-sapinière en C4) et dans un second temps, observer de manière comparative l'ensemble de ces formations suivant le transect amont aval jusqu'à Saint-Jeannet. Concernant les échantillons d'eau de surface en C1, C2 et C3 qui ont été prélevés en dehors d'épisode de crue, les apports polliniques sont par définition majoritairement commandés par les retombés atmosphériques. Ainsi, pour contrôler la représentativité des formations végétales le long du transect amont/aval, il est nécessaire de délimiter les sources polliniques adéquates de chaque site (aire géographique au sein de

laquelle la relation entre les retombées polliniques dans le site et la végétation est optimale), ainsi que leur composition floristique. Cette démarche permet d'une part de contrôler la représentativité pollinique de la végétation locale pour chaque site et d'autre part de comparer les spectres polliniques d'amont en aval, pour définir le transport du flux pollinique fluvial en termes de concentration et de diversité taxonomique (figure 69).

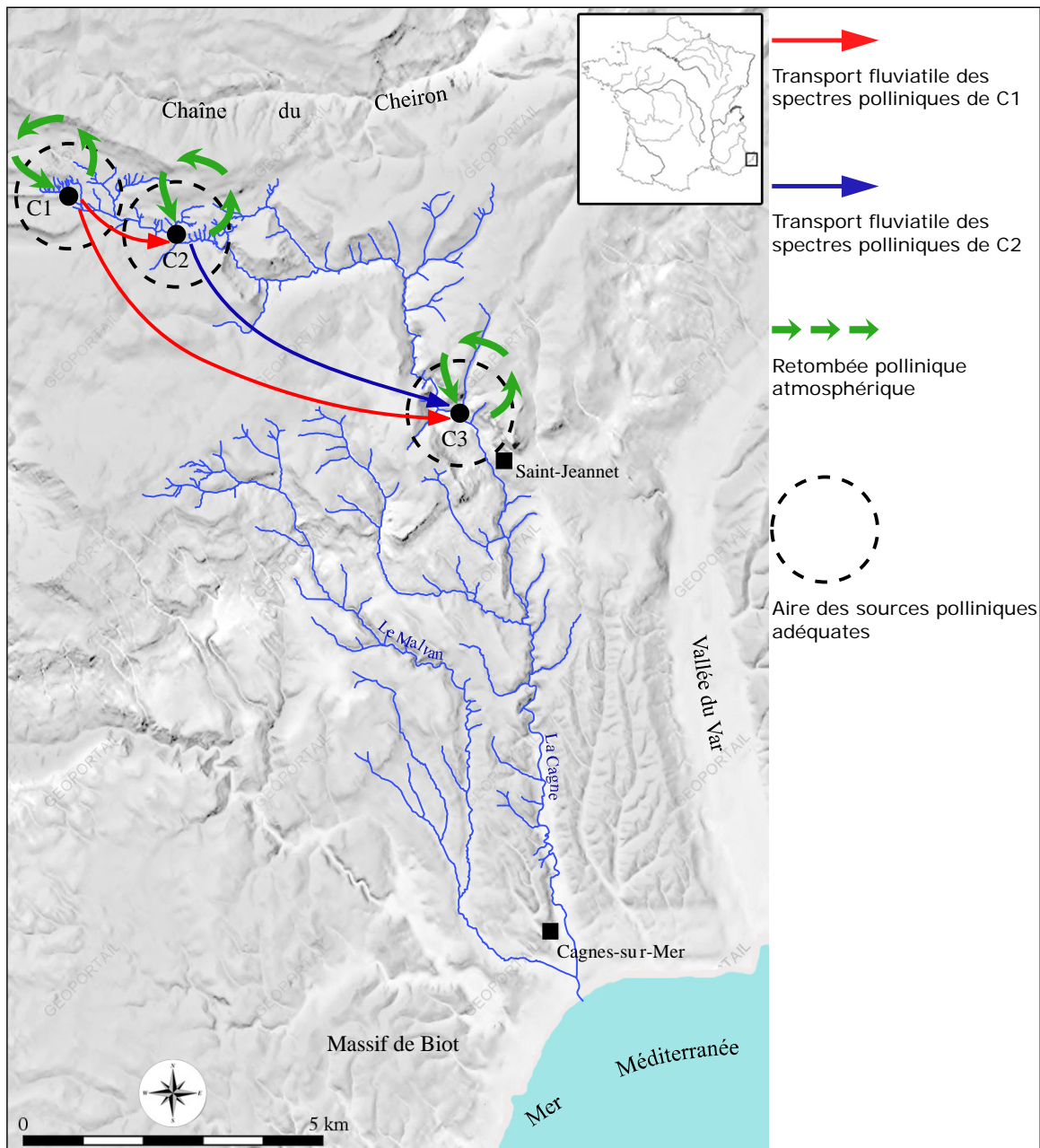


Figure 69 : Analyse du transport pollinique fluvial dans le bassin versant de la Cagne (Alpes-Maritimes)

Or, pour définir cette zone, étant donné qu'aucun piège pollinique atmosphérique n'a été posé, nous allons nous servir des différents travaux existant sur l'étude des retombées polliniques atmosphériques modernes. Elles sont contrôlées par différents facteurs. Parmi eux,

deux sont déterminants, il s'agit premièrement, de la végétation incluant sa structure et sa composition floristique et deuxièmement, de la topographie locale. Ces deux éléments du paysage définissent à la fois la quantité et la diversité du flux pollinique libéré dans l'air ainsi que la variation des courants aériens assurant le voyage et l'arrivée jusqu'à bon port (eau de surface des fleuves et rivières) des grains de pollen. De cette manière, il convient de décrire les différents sites d'échantillonnage en termes de paysage suivant ces deux éléments.

Le site d'échantillonnage C1 se définit par un milieu végétal mixte de landes à genêt et de pâturage sur terrasses, avec de nombreux obstacles arborés : présence d'un mince cordon riverain à saule, pin et buis ponctué par de majestueux peupliers noirs, la présence éparse de grands chênes pubescents et érables champêtres ainsi qu'à l'aplomb du site (à plusieurs centaines de mètres) une épaisse pinède à pin sylvestre. La topographie est accidentée : les nombreuses phases d'érosion relatives aux fortes crues ont déposé de gros blocs calcaires dans le lit mineur et créé de hautes et fragiles berges saillantes retenues par la végétation. A l'aplomb du site, à quelques dizaines de mètres plus en amont, les « bads lands » des sources de la Cagne offrent un paysage rocailleux dénudé de végétation et à forte pente.

Le site d'échantillonnage C2 se caractérise également par un paysage mixte. Alors que les prairies et les cultures céréalières délimitées par de hauts bosquets à chêne et érable, s'étendent dans la plaine alluviale, la ripisylve à aulne, frêne et peuplier dessine un cordon continu le long de la Cagne. La topographie du site met en évidence une plaine élargie cernée au nord par la chaîne du Cheiron et au sud par le massif de Saint-Barnabé.

Aux alentours du site C3, la végétation est luxuriante, le paysage très fermé se caractérise par une forêt riveraine dense aux arbres hauts, encombrés de lianes tombantes venant caresser l'écume de la Cagne devenu torrentielle. Les aulnes et saules se répartissent le sol humide fréquemment inondé des berges, formant une maille extrêmement resserrée que le soleil peine à pénétrer. Sur les versants du vallon très encaissé, le charme houblon, situé en arrière des saules et aulnes, est roi.

Grâce aux travaux de Sugita (1994) et Sugita *et al.* (1999) sur la pluie pollinique moderne en contexte lacustro-palustre, nous savons que l'aire de la source pollinique adéquate varie en fonction de la taille de la zone humide étudiée. Plus un lac est grand, plus l'origine des grains de pollen collectés par ce dernier est lointaine. A partir de différentes études expérimentales, les auteurs montrent que pour un site type « dépression humide forestière » d'environ 2 mètres de rayon, les limites de l'aire de la source pollinique adéquate se situent de 50 à 100 mètres du bord de la dépression. Pour un petit lac d'environ 50 mètres de rayon, les limites de l'aire atteignent 300 voire 400 mètres et, enfin, pour un lac de taille

moyenne d'environ 250 mètres de rayon, l'aire de la source pollinique adéquate s'étend jusqu'à 600 voire 800 mètres du bord du lac.

Dans le cadre de notre étude expérimentale, le cours d'eau peut s'apparenter à une petite dépression humide et ainsi bénéficier d'une source pollinique adéquate d'environ 50 à 100 m de rayon. Cette démonstration est bien entendu théorique, d'autant plus que cette aire variant en fonction de l'ouverture du milieu, elle doit par conséquent être soumise à de nombreuses critiques. Dans sa réflexion sur la répartition des grains de pollen, Barthélemy (1985) montre que, même dans un paysage mixte tel que celui des sites C1 et C2, les bosquets et les haies exercent un effet de filtre sur le flux pollinique atmosphérique par freinage du flux aérien. Ce filtre est exercé sur les sites C1 et C2 par les formations arborées riveraines favorisant ainsi les apports polliniques locaux au sein des retombées dans le cours d'eau. Néanmoins la source pollinique adéquate définie par Sugita (1994) représente seulement 45 % des apports polliniques totaux, cela veut dire que seulement 45 % des apports polliniques sont représentatifs de la végétation locale et que le reste représente un bruit de fond relatif aux apports polliniques plus lointains mais non caractéristique d'une ou plusieurs formations végétales.

Par conséquent, dans l'optique de travailler sur le transport pollinique fluvial, nous choisissons de définir pour chaque site une source pollinique adéquate répartie sur une aire de 100 m de rayon au sein desquelles la végétation est exprimée en pourcentage par rapport à la superficie occupée à l'intérieur de l'aire (figure 70).

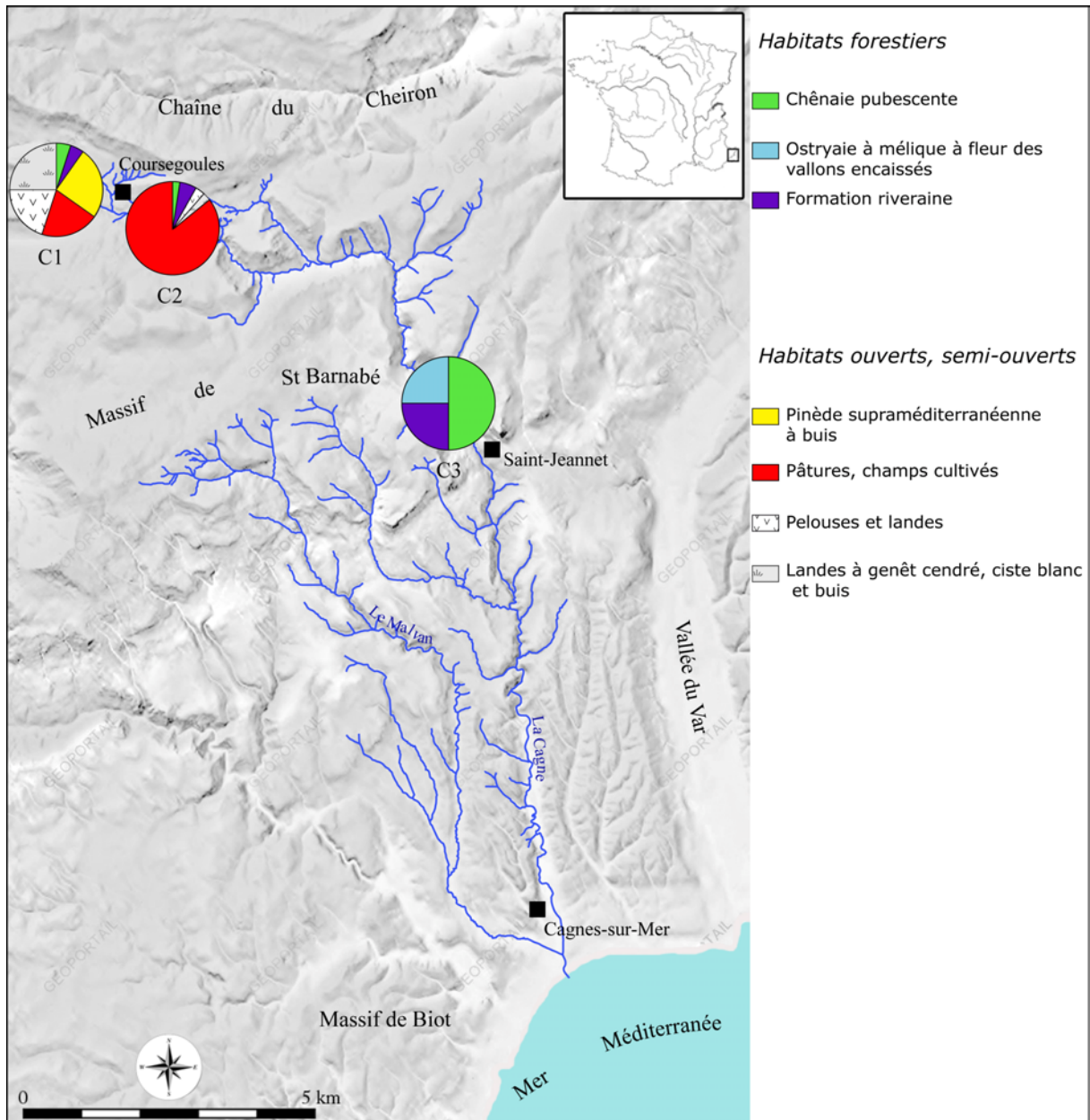


Figure 70 : Distribution des formations végétales locales (source Natura 2000 et IFN) autour des sites d'échantillonnage d'eau de surface de la Cagne. Les habitats sont exprimés en pourcentage par rapport à la superficie occupée dans un rayon de 100 m autour des sites d'échantillonnage)

Ensuite, afin de qualifier en termes de diversité taxonomique et de préservation pollinique, le rôle des crues dans le transport pollinique fluvial, l'eau du site C1 a été troublée artificiellement, en versant une grande quantité d'eau en amont, puis prélevée (figure 71a). Cette action nous a permis de simuler 6 épisodes de crue sur une année et ainsi d'analyser le contenu pollinique des sédiments remis en suspension au cours de chacun d'entre eux. Pour compléter l'impact des fortes pluies sur le transport pollinique fluvial, un

autre échantillon a été prélevé sur le site C4 au cours d'un véritable épisode de crue. 50 cl d'eau ont été échantillonnés à la surface de la Cagne afin de récupérer l'eau de ruissellement ayant lessivé les sols forestiers localisés sur la rive droite du fleuve (figure 71b).

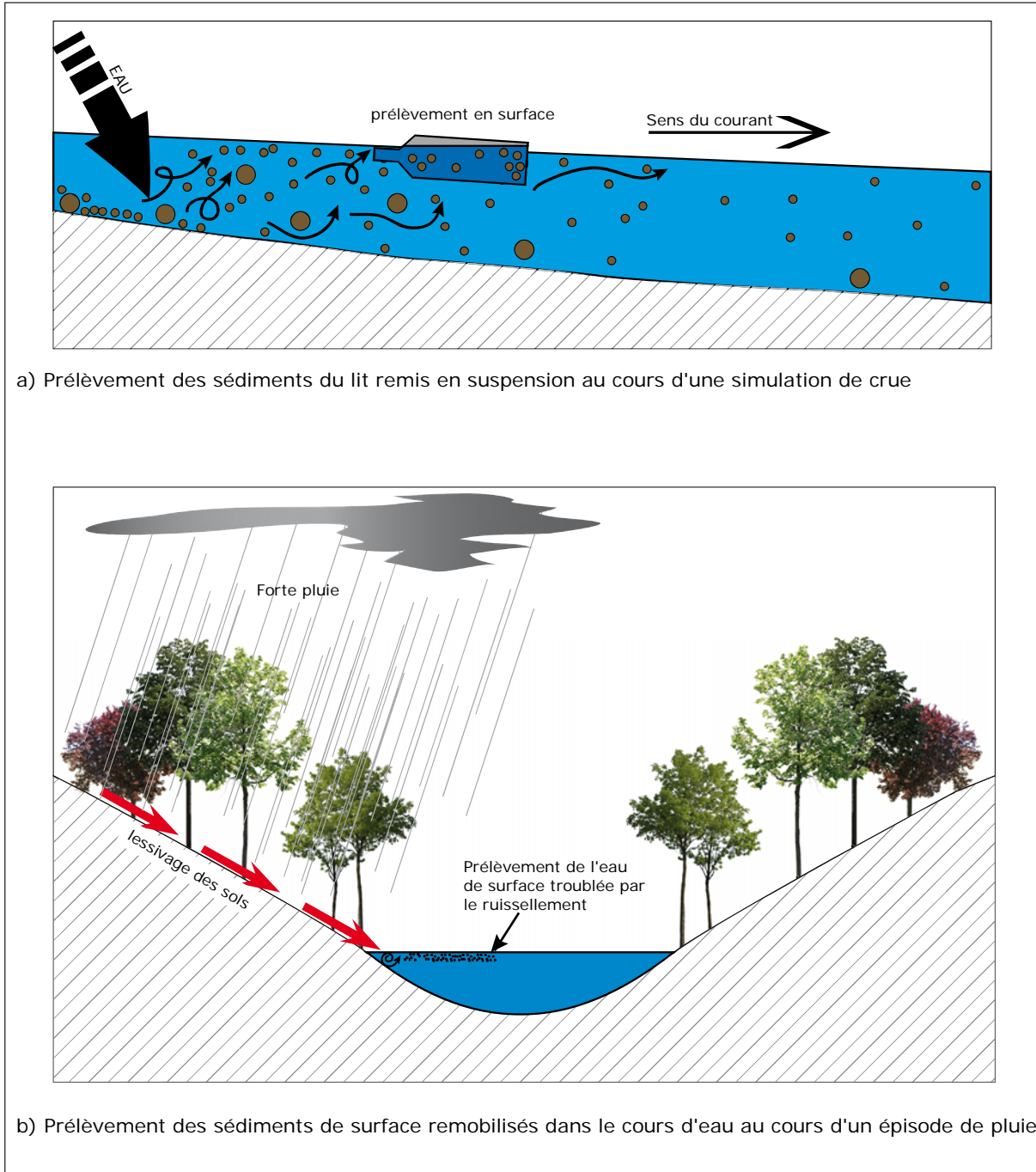


Figure 71 : Stratégie d'échantillonnage des eaux de la Cagne pour la définition du rôle des crues dans le transport pollinique fluvial.

1.2.2. Résultats

1.2.2.1. Les spectres polliniques « de crue » (bassin versant de la Cagne)

Dans le cadre de l'analyse des spectres des sites C1 (simulation de crue) et C4 (vrai épisode de crue), le choix de ne pas réaliser d'acétolyse nous a permis d'identifier les grains fossilisés et donc d'en déduire la part des apports de remise en suspension. Le résultat montre que la totalité des grains de pollen observés sont fossilisés et que par conséquent les spectres de crue sont en majorité alimentés par les sources polliniques secondaires de la Cagne.

Les résultats de l'analyse des échantillons prélevés sur le site C1 montrent que les cortèges polliniques remobilisés au cours de la remise en suspension des sédiments du lit ne sont pas homogènes tout au long de l'année (figure 72). Les spectres mettent en évidence 6 taxons dominants dont *Sanguisorba minor* (primprenelle verruqueuse) dont le signal pollinique a été enregistré au mois de juin au cours de sa période de floraison. Les autres taxons sont le pin (*Pinus*), le peuplier noir (*Populus nigra* type), le chêne pubescent (*Quercus pubescens*), le genêt (*Genista/Cytisus* type) et la famille des *Poaceae*. Cependant, on s'aperçoit que leurs valeurs varient considérablement en fonction de la date de prélèvement. La découverte d'amas de grain de pollen, en l'occurrence de *Pinus* (pin) et de *Sanguisorba minor* (primprenelle verruqueuse) au mois de juin et de *Poaceae* au cours du mois de novembre, montre que cette variation doit être attribuée, entre autres, aux périodes de floraison spécifiques à chaque espèce. Par ailleurs, lorsque les spectres sont constitués d'amas de grains de pollen, les taxons concernés sont surreprésentés par rapport à leur distribution spatiale réelle, c'est le cas du pin (*Pinus*) qui représente près de 95 % des apports polliniques de crue pour le début du mois de juin (figure 72).

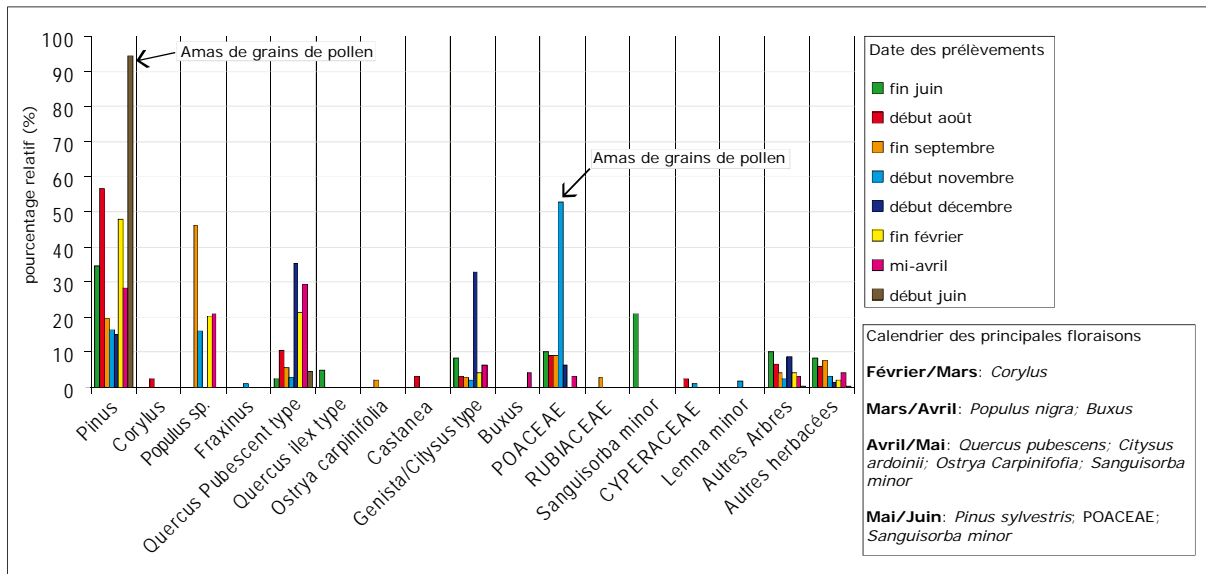


Figure 72 : Les spectres polliniques saisonniers enregistrés dans les sédiments remis en suspension artificiellement sur le site C1 du bassin versant de la Cagne.

De plus, les analyses montrent que, même hors période de floraison les principaux taxons caractéristiques du paysage environnant sont présents dans les spectres polliniques de crue. C'est le cas du chêne pubescent (*Quercus pubescens*) présent entre 20 et 35 % à la fois dans les prélèvements du mois d'avril (période de floraison du chêne) du mois de décembre ainsi que du mois de février. Nous devons donc considérer les sédiments du lit remis en suspension comme une zone de stockage pollinique constituée à la fois par les productions issues des floraisons antérieures (sans doute de la floraison précédente) et des floraisons contemporaines du prélèvement.

Afin d'atténuer les surreprésentations polliniques associées à la diffusion saisonnière et de pouvoir comparer les spectres polliniques de crue avec la couverture végétale environnante, nous avons décidé de travailler à l'échelle de l'année et de mixer l'ensemble des spectres en un seul (figure 73). À l'échelle d'une année, les arbres représentent plus de 75 % des apports polliniques et plus de 50 % d'entre eux sont issus des productions polliniques de la pinède (*Pinus*). En comparant ces résultats avec la couverture végétale qui se développe de la limite supérieure du bassin versant jusqu'au point de prélèvement, on s'aperçoit que l'enregistrement pollinique, hormis le peuplier qui reste surreprésenté par rapport à sa distribution réelle, reflète de manière significative les formations arborées et arbustives dominantes situées localement et plus en amont. Le spectre pollinique annuel met en évidence les pinèdes situées au dessus des sources de la Cagne à environ 400 mètres, les pins ripicoles localisés à une dizaine de mètres du site C1, la lande à genêt (*Genista/Cytisus* type ; *Poaceae*) qui longe le cours d'eau à quelques mètres de l'échantillon, et le corridor riverain ponctué de

grands chênes. Le peuplier (*Populus*) est quant à lui surreprésenté, puisqu'à proximité du site C1 un seul individu (peuplier noir) semble participer à la production pollinique.

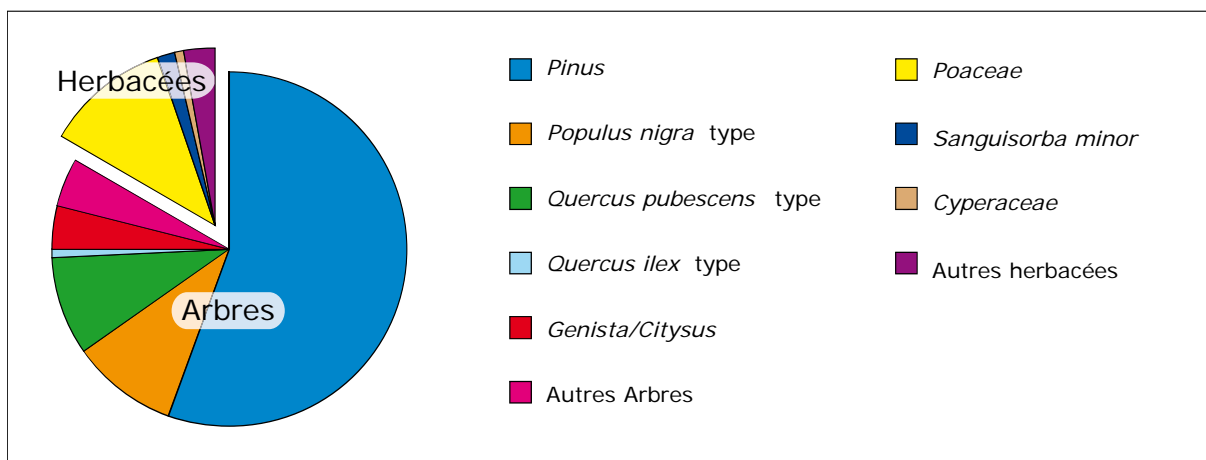


Figure 73 : Le spectre pollinique annuel enregistré dans les sédiments remis en suspension artificiellement sur le site C1 du bassin versant de la Cagne. Les résultats sont exprimés en pourcentage relatif.

Afin de savoir s'il existe un tri pollinique au moment de la remise en suspension, qui pourrait être associé au protocole utilisé ici visant à simuler une crue, nous avons décidé de prélever sur le même site des limons récents de crue qui se sont déposés dans le lit du cours d'eau. Afin d'éviter les apports polliniques atmosphériques contemporains de l'échantillonnage (22 février 2009), le prélèvement a été réalisé quelques centimètres en profondeur. Le spectre est à nouveau dominé par le pin, le chêne est présent à hauteur de 20 %, les landes à genêt sont représentées par le type *Genista/Cytisus* et les *Poaceae*, enfin les quelques peupliers sont caractérisés par environ 5 % de l'apport pollinique total (figure 74).

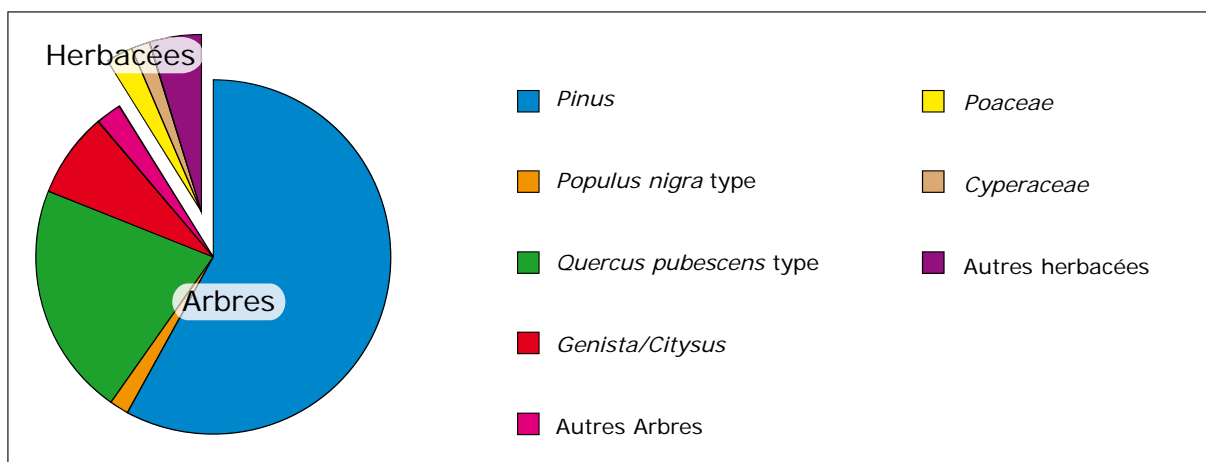


Figure 74 : Le spectre pollinique enregistré dans des limons de crues prélevés sur le site C1 du bassin versant de la Cagne le 22/02/2009. Les résultats sont exprimés en pourcentage relatif.

Les résultats montrent qu'il n'existe pas de tris polliniques significatifs au cours de la remise en suspension et que les spectres polliniques transportés par le cours d'eau en période de crue représentent fidèlement le cortège pollinique stocké dans les sédiments du lit. A ce stade de l'expertise et d'après la localisation du site d'échantillonnage C1 par rapport à la limite supérieure du bassin drainant, nous pouvons dire que les grains de pollen remis en suspension représentent fidèlement la végétation locale et en amont du site d'échantillonnage. Si l'on considère le rayon de l'aire de la source pollinique adéquate d'un échantillon de surface sur le site C1 égal à 100 mètres, celui relatif à un échantillon d'eau chargé en particules remises en suspension est supérieur.

Sur le site C4, les spectres polliniques de crue sont abordés à partir de l'analyse des sédiments de surface (des versants et des berges) remobilisés au cours d'un épisode de pluie dans le cours d'eau (figure 71b). L'analyse révèle un spectre largement dominé par les arbres, notamment le charme houblon (*Ostrya carpinifolia*) qui représente près de 40 % de l'apport total, la filaire (*Phillyrea*) 16%, le pin (*Pinus*) 12 %, le chêne pubescent (*Quercus pubescens*) et le peuplier (*Populus nigra* type) 8 % (figure 75).

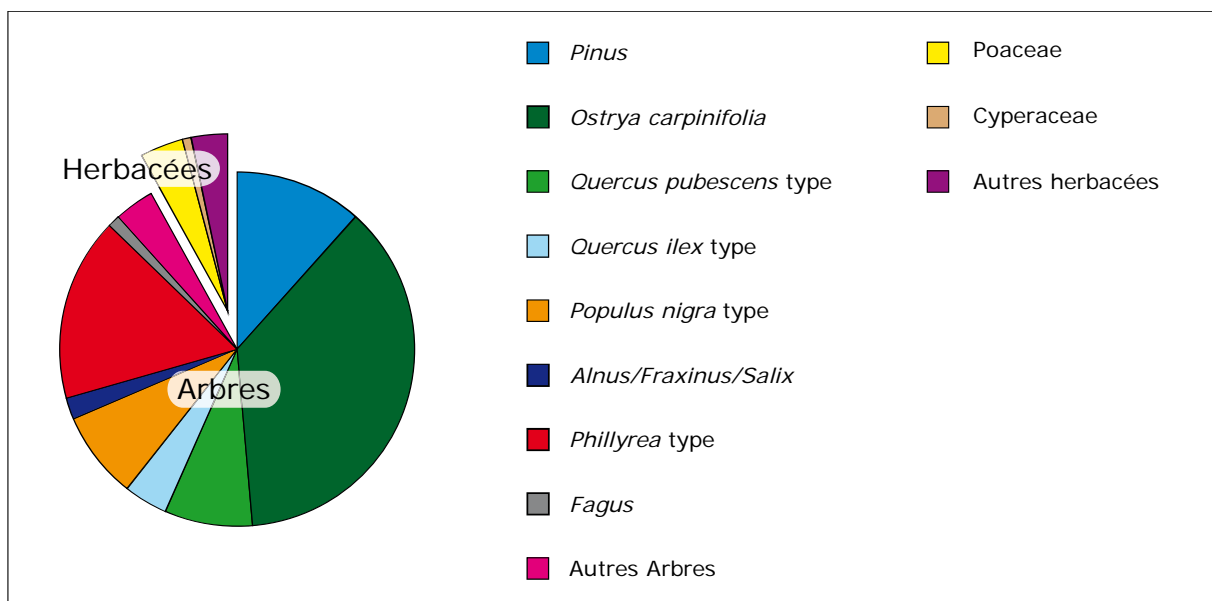


Figure 75 : Le spectre pollinique enregistré dans les sédiments de versant et de berge remobilisés dans les eaux de surface de la Cagne au cours d'un épisode de pluie. Echantillon prélevé le 05/06/2008 sur le site C4 du bassin versant de la Cagne.

L'ubac concerné (rive droite de la Cagne) met en évidence un paysage très fermé. Celui-ci se caractérise par une importante ostryaie à mélisse à fleurs accompagnée du chêne pubescent mais également sur les sols plus fréquemment inondés, par le peuplier blanc (*Populus alba*), le frêne à feuilles étroites (*Fraxinus angustifolia*), l'aulne glutineux (*alnus*

glutinosa) et le tilleul à grandes feuilles (*Tilia platyphyllos*). Par rapport au point d'échantillonnage C1, les formations à hêtre (*Fagus*) sont plus lointaines tout comme le pin (*Pinus*) qui se positionne sur les plateaux au-dessus des versants. En comparant le paysage de l'ubac avec le spectre enregistré on s'aperçoit que la formation arborée dominante du versant, en l'occurrence la forêt caducifoliée à charme houblon, chêne pubescent, frêne, peuplier, tilleul et aulne est représentée par les plus hauts pourcentages du spectre. La remobilisation des sédiments de surface des versants et berges au cours d'un épisode de pluie entraîne une concentration du flux pollinique de crue, par des apports issus majoritairement de la végétation locale. Cependant, le spectre met en évidence la présence de deux taxons qui semblent d'après les relevés de végétation, provenir de plus loin, il s'agit du pin et de la filaire. Le prélèvement de 50 cl d'eau a été réalisé en surface, à l'extrême bordure du cours d'eau de manière à capter en priorité les particules issues du ruissellement. Il y a, de fait, très peu de chances que des apports plus lointains issus de l'écoulement de surface de la Cagne aient été captés par le piège. Cependant, compte tenu des valeurs du pin et de la filaire (*Phillyrea* type) qui n'existent pas en formation dense autour du site C4, nous ne pouvons en être sûrs à 100 %. Concernant le pin, il existe cependant dans le fond du vallon, à quelques dizaines de mètres du point de prélèvement, quelques individus épars peinant à capter les rayons du soleil. Le prélèvement eut été réalisé en pleine floraison du pin (05/06/2008), les 12 % de grains de pollen pourraient être issus de ces individus de fond de vallon. Le cas de la filaire est un peu plus problématique, puisqu'aucun individu n'a été recensé sur cet ubac du vallon de la Cagne. Par rapport au site d'échantillonnage C4, les premiers arbustes du genre *Phillyrea*, se situent sur l'adret dans les formations de la yeuseraie à laurier tin ainsi que dans la chênaie pubescente supraméditerranéenne (figure 68) à plusieurs dizaines de mètres. Pour comprendre comment ces taxons ont pu se retrouver au sein de ce spectre à hauteur d'environ 15 %, la date de prélèvement est primordiale. En effet, le 5 juin le pin est en pleine floraison alors que le charme houblon et la filaire viennent d'achever la leur qui perdure jusqu'en mai. Les premières pluies de juin lessivent alors les sols concentrés en grains de pollen issus de la floraison des espèces susnommées et les transportent jusque dans le cours d'eau.

1.2.2.1.1. Conclusion de l'analyse pollinique des sources polliniques secondaires

Les analyses polliniques réalisées dans les sédiments du lit de la Cagne (déposés et remis en suspension) ainsi que les sédiments des sols alluviaux lessivés au cours d'une pluie

ont révélé plusieurs informations fondamentales pour la compréhension du flux pollinique fluvial.

Les résultats montrent que les pluies et les crues participent à concentrer le flux pollinique fluvial. Les spectres libérés par les sources polliniques secondaires sont très riches, reflètent la végétation locale dominante, présentent un fort caractère saisonnier et favorisent pour certains taxons le transport pollinique fluvial (e.g. le pin sur le site C1). Par ailleurs, même si les pluies et crues d'hiver remobilisent la production pollinique des saisons passées, la résolution du spectre annuel des sédiments remis en suspension sur le site C1 est cohérente avec la production de la végétation actuelle.

Grâce aux différents prélèvements, nous savons maintenant que les sédiments remobilisés au cours d'un épisode de crue concentrent le flux pollinique fluvial grâce aux apports de la végétation locale, tout au long du cours d'eau. La prochaine étape, consiste à déterminer le rôle du transport fluvial dans la composition du flux pollinique, afin de savoir si, au sein des dépôts d'inondation, les spectres polliniques reflètent davantage la végétation locale ou régionale (échelle du bassin versant). Pour cela nous avons besoin de contrôler ce flux en termes de concentration et de diversité taxonomique suivant un transect amont aval, défini ici par les sites de prélèvement C1, C2 et C3.

1.2.2.2. L'influence du transport fluvial sur la composition des spectres polliniques

Lorsqu'un palynologue travaille en contexte alluvial, et que les faciès sédimentaires dans lesquels les spectres polliniques ont été traités reflètent des épisodes de crues, la question de l'origine de ces spectres polliniques se pose. Le transport pollinique fluvial est une réalité : il dépend avant tout du flux pollinique fluvial dont la composition est contrôlée par les floraisons de la végétation du bassin versant et par les remobilisations en périodes de crues issues des mises en suspension, des phénomènes d'érosion et des lessivages des sols alluviaux. Enfin, le transport pollinique dépend du débit et de la rugosité du flux hydrique mais également des propriétés taphonomiques des différents taxons polliniques. Cette équation est complexe. Dans cette deuxième partie de l'approche expérimentale du flux pollinique fluvial actuel, nous observerons les spectres polliniques des eaux de surface suivant un transect amont aval, obtenus à partir de plusieurs échantillons dont le prélèvement a été échelonné sur une année entière.

Les échantillons d'une moyenne de 10 litres ont été prélevés dans les eaux de surface sur trois sites différents du bassin versant de la Cagne et à huit reprises entre le mois de mai 2008 et le mois de juin 2009. Les trois sites d'échantillonnages C1, C2 et C3 ont été choisis au préalable en fonction de la structure du paysage. Le transect débute dans les sources de la Cagne au pied de la chaîne du Cheiron, traverse le plateau de Coursegouless, avant de s'engouffrer dans les gorges du massif de Saint-Barnabé jusqu'à hauteur de Saint-Jeannet. Entre l'échantillon situé le plus en amont (C1) et celui situé le plus en aval (C3), le chenal actif de la Cagne parcourt environ 12 km de long. Étant donné la position du site C1, à quelques dizaines de mètres des sources de la Cagne, les grains de pollen transportés par les courants du fleuve sont par définition d'origine locale. La composition des spectres du site C1, et donc la végétation amont peut ensuite être contrôlée sur les sites placés plus en aval C2 et C3. Tous les échantillons ont été prélevés grâce à plusieurs bidons de 2 litres jusqu'à obtenir environ 10 litres d'eau de surface. À chaque prélèvement, l'échantillonnage se déroulait la même journée en commençant par le site C1 (le plus en amont), puis par le site C2 et enfin le site C3 (le plus en aval). De retour au laboratoire, les bidons ont été placés dans l'obscurité (afin d'éviter la prolifération d'algues) puis laissés à décanter pendant 1 à 2 semaines. Une fois décantés les échantillons ont été traités à l'acide chlorhydrique, à l'acide fluorhydrique puis à l'hydroxyde de potassium à chaud. Une fois l'extraction réalisée, une acétolyse (Erdtman, 1960) permet de vider les grains de pollen de leur contenu cytoplasmique facilitant ainsi leur détermination taxonomique. Sur les 24 échantillons traités, 7 se sont révélés stériles en matériel sporo-pollinique, pour les autres une moyenne de 190 grains de pollen a été décomptée et déterminée par échantillon.

Les résultats sont exprimés en pourcentages relatifs et présentés sous la forme d'histogrammes réunis par date de prélèvement (figure 77 et figure 81).

1.2.2.2.1. Le cas du pin (*Pinus* sp.)

Le cas du pin est très particulier. Au sein de la végétation du site C1, le pin (en l'occurrence le pin sylvestre) occupe une place très importante. Dans les espaces pâturés du plateau de Coursegoules, les individus sont épars et peuvent atteindre les rives de la Cagne lorsque ces dernières sont protégées de la montée des eaux. À environ 300 m en amont du site C1, sur les adrets de la chaîne du Cheiron, les pins sylvestres forment d'épaisses pinèdes (figure 76).

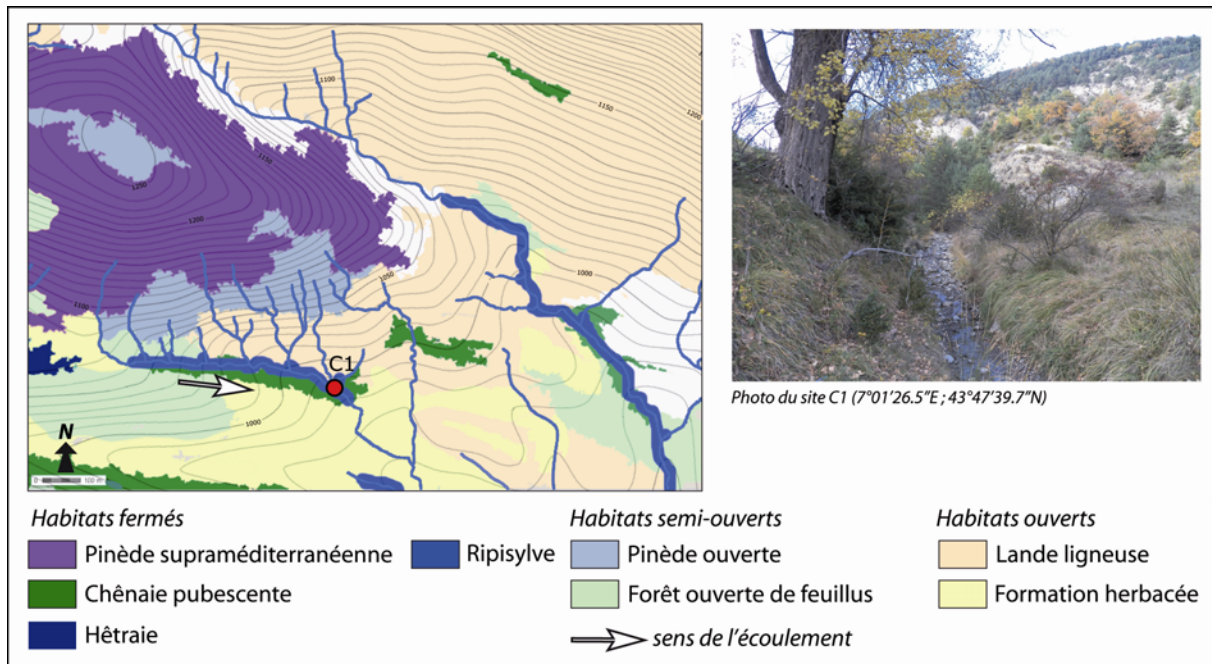


Figure 76 : Couverture végétale locale de la station C1 (bassin versant de la Cagne). Carte d'après l'inventaire forestier de l'institut national de l'information géographique et forestière (<http://inventaire-forestier.ign.fr/spip/>).

Sur le site C1, que ce soit en période de floraison (mai/juin) et au cours des mois d'avril, août et septembre, le pin domine très largement les spectres fluviaux (figure 77 et figure 81). Hormis le prélèvement du 05/11/2008 qui a eu lieu au cours d'un épisode de pluie, tous les autres ont été réalisés dans des eaux claires sans remises en suspension apparente. La présence du pin tout au long de l'année montre que les sources polliniques secondaires du pin alimentent sans discontinuité le flux pollinique fluvial. Ces apports hors période de floraison et hors période de pluie, montrent que la rugosité du cours d'eau suffit à assurer une remobilisation continue du matériel pollinique, en l'occurrence celui du pin, des vases du lit mineur. En résumé au cours des périodes de floraison du pin, d'importantes quantités de pollen sont stockées sur les rives et sur le fond du chenal actif, lequel devient une source pollinique secondaire même hors période de floraison. Alors que dans le paysage, les formations à pin deviennent de plus en plus discrètes au fur et à mesure que l'on descend avec le cours d'eau, les spectres polliniques des sites C2 et C3 continuent d'être dominés par le pin, tout au long de l'année. Alors que sur le site C1, le pin correspond entre 63 et 95 % des spectres polliniques, celui-ci occupe une place importante dans les spectres des sites C2 et C3 à hauteur de 30 % en moyenne.

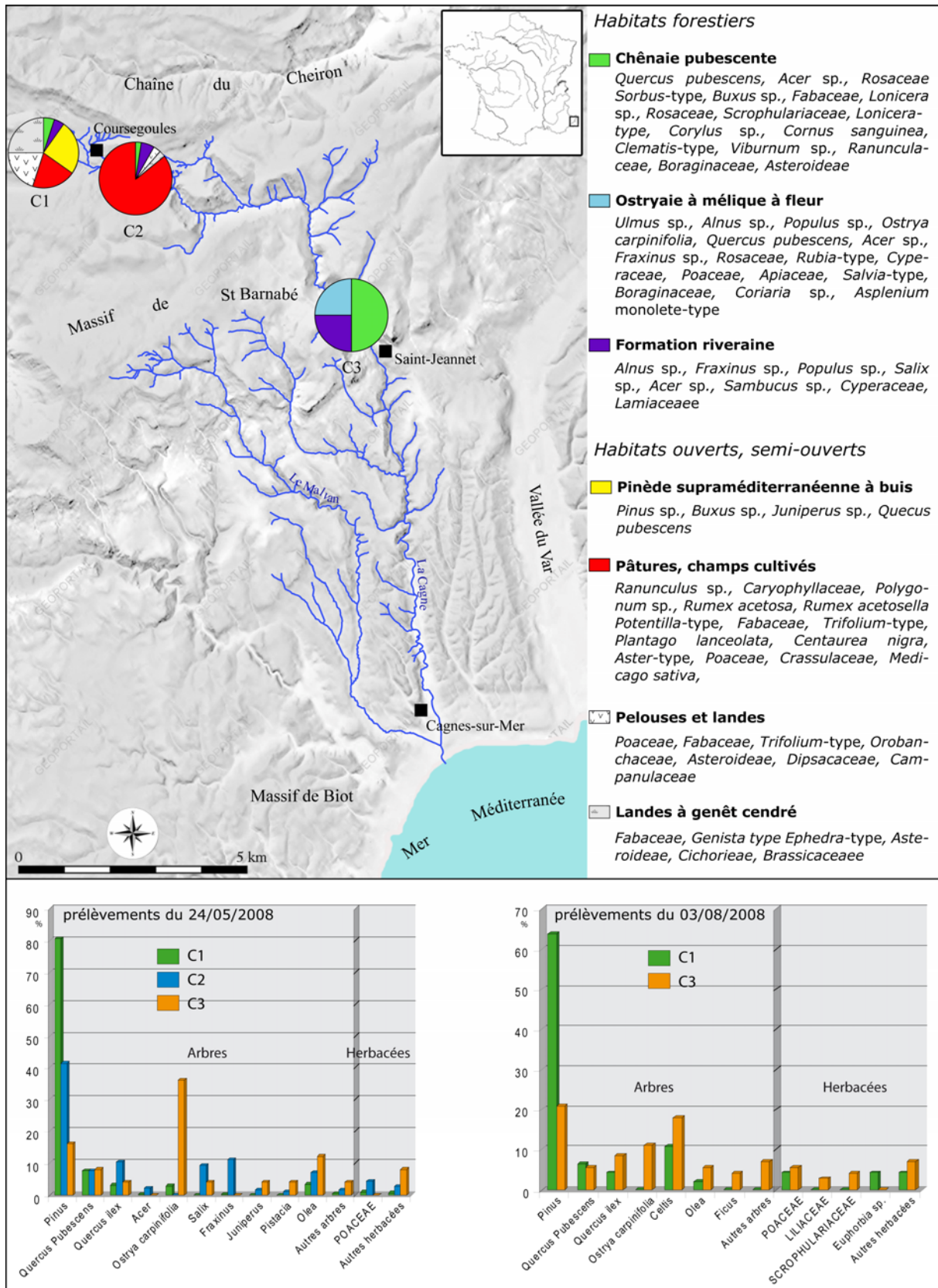


Figure 77 : Comparaison des spectres polliniques fluviaux de la Cagne (prélèvements des mois de mai et août 2008) avec les principales formations végétales locales et leurs taxons polliniques associés.

Tous les prélèvements réalisés hors journées de pluie (en eau claire) montrent une diminution des valeurs du pin d'amont en aval. Etant donné la discrétion, entre C1 et C3 des sources polliniques primaires du pin, l'alimentation du flux pollinique fluvial par les autres formations végétales entraîne une diminution des valeurs du pin d'amont en aval. Cependant au sein des spectres des prélèvements du 5 novembre 2008 réalisés au cours d'une journée de pluie (figure 78), on observe une nette augmentation des valeurs du pin entre C2 et C3 (de 30 à 50 %) alors que sa floraison est terminée depuis plusieurs mois. Ces résultats montrent que la pluie, via le ruissellement exercé sur les litières et la remise en suspension par l'augmentation du débit, a participé à libérer les stocks des sources polliniques secondaires et par conséquent a entraîné une augmentation de la concentration pollinique, en l'occurrence celle du pin. L'ensemble de ces données montre que le transport fluvial des grains de pollen de pin est significatif, celui-ci s'explique premièrement par la haute production pollinique des individus et deuxièmement par les caractéristiques physiques assurant aux grains de pollen de pin une meilleure flottabilité (Hopkins, 1950 ; van der Kaars, 2001).

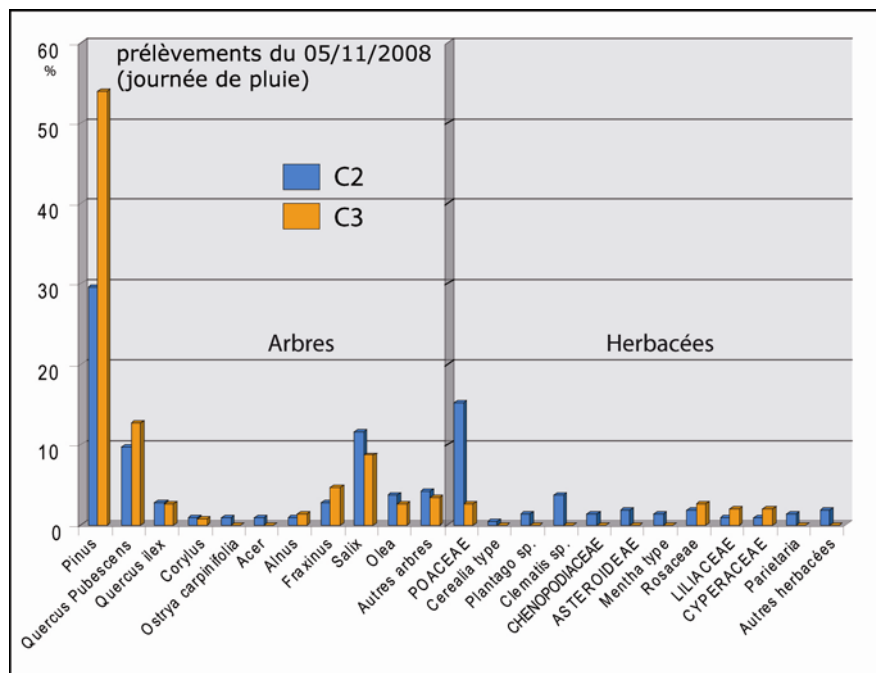


Figure 78 : Les spectres polliniques fluviaux actuels de la Cagne. Enregistrements des sites C2 et C3 au cours d'une journée de pluie (05/11/2008).

1.2.2.2.2. La strate arborée de la ripisylve

Au-delà du pin surreprésenté dans les spectres polliniques fluviaux, les taxons des formations riveraines à saule et peuplier sont présents de manière significative. C'est sur le site C2 que les taxons tels que le saule (*Salix*) et le frêne (*Fraxinus*) sont les plus fréquents.

Pour les mois de mai 2008, avril et juin 2009 (figure 77 et Figure 81), ces derniers sont présents entre 5 et 10 %, alors que sur le site C3 plus en aval, ils sont quasiment absents des spectres. Cependant le saule et le frêne sont bel et bien présents au sein de la source pollinique adéquate du site C3. Cette sous-représentation peut s'expliquer par la topographie et la structure des paysages respectifs des sites C2 et C3, puisque au niveau du site C2, la Cagne traverse le plateau de Coursegoules lequel est couvert par des landes, des espaces pâturés et des champs cultivés, avec néanmoins un cordon riverain composé de saule et de frêne qui longe le cours d'eau (figure 79).

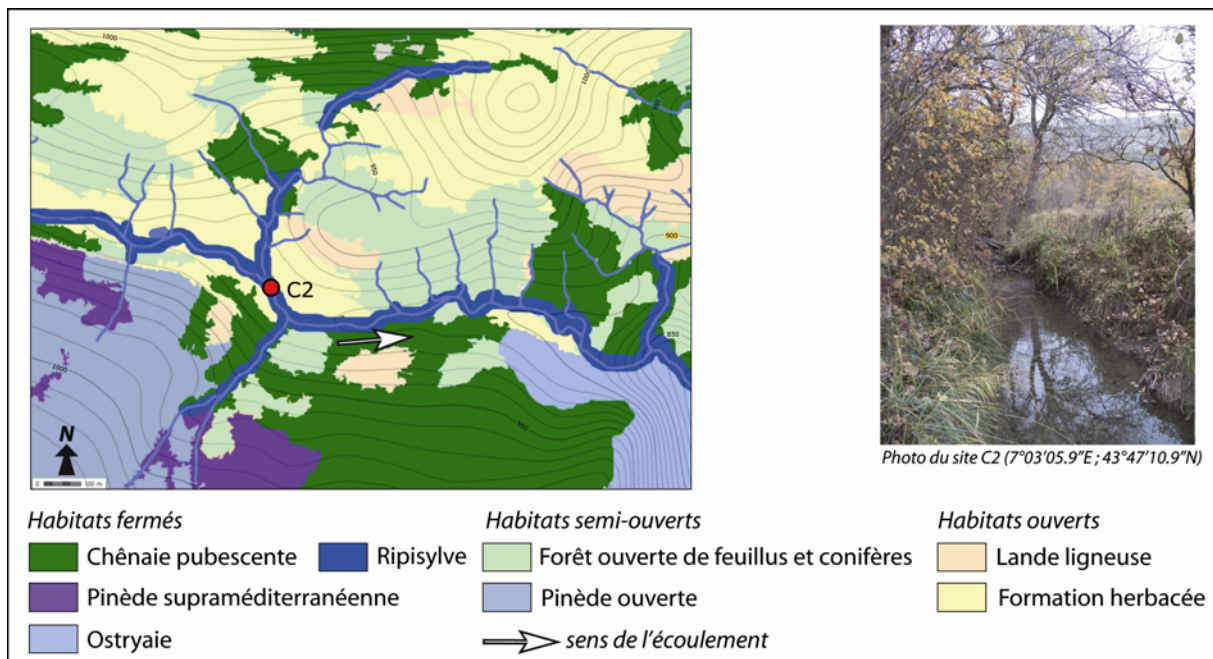


Figure 79 : La couverture végétale locale de la station C2 (bassin versant de la Cagne). Carte d'après l'inventaire forestier de l'institut national de l'information géographique et forestière (<http://inventaire-forestier.ign.fr/spip/>).

Le site C3 quant à lui, se localise au fond d'un vallon très encaissé au sein d'un milieu arboré très fermé. Contrairement au site C2 pour lequel le saule et le frêne sont bien représentés dans les spectres polliniques fluviaux, les spectres du site C3 mettent davantage en évidence les formations arborées plus en retrait par rapport au premier cordon riverain, telle que l'ostryaie caractérisée par le charme houblon (*Ostrya carpinifolia*) et la chênaie caducifoliée composée en majorité par le chêne pubescent (*Quercus pubescens*) (figure 80).

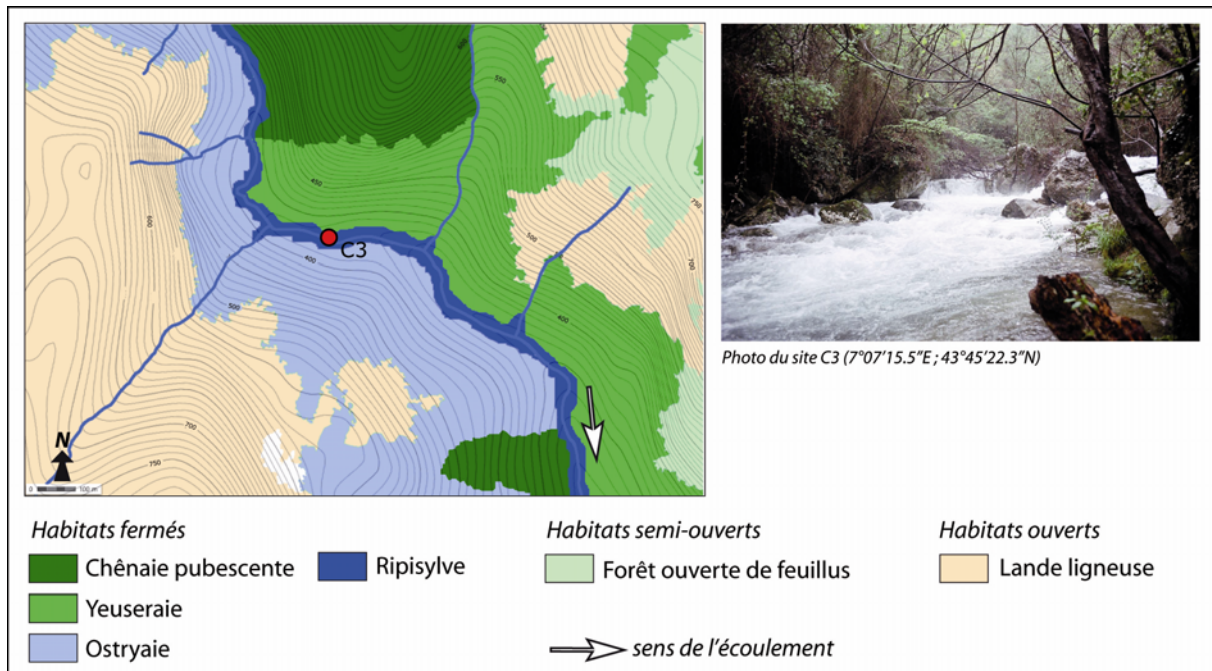


Figure 80 : La couverture végétale locale de la station C3 (bassin versant de la Cagne). Carte d'après l'inventaire forestier de l'institut national de l'information géographique et forestière (<http://inventaire-forestier.ign.fr/spip/>).

Sur le site C3, le seul représentant de la ripisylve est la clématite sauvage (*Clematis* sp.) enregistrée à hauteur de 12 % dans le spectre du prélèvement du 7 juin 2009 (figure 81). Les formations arborées au sein de la source pollinique adéquate du site C3 ainsi que celles qui sont situées un peu plus en amont (je fais référence à la yeuseraie à laurier tin) sont des formations très denses. Ainsi en période de floraison, les masses d'air froides bloquées dans le vallon encaissé favorisent la concentration de la pluie pollinique atmosphérique ainsi que son dépôt au centre de la vallée. Cet apport se fait en dépit de celui des individus de la ripisylve, certes attenants au cours d'eau, mais moins nombreux. En période de beau temps, la topographie ainsi que la structure du couvert forestier riverain, jouent un rôle majeur dans la composition du flux pollinique fluvial.

Par ailleurs, en dehors des principales périodes de floraison (novembre) les pluies et la montée des eaux de la Cagne permettent aux stocks polliniques des sources secondaires (sols alluviaux, berges, limons du lit mineur) d'être redistribués dans le chenal. Ces processus entraînent un mélange des productions polliniques des saisons passées et ont pour conséquence de favoriser le transport fluvial et de mettre en évidence certaines formations sous-représentées dans les spectres des saisons moins pluvieuses. Comme le montre la figure 78, en écartant le pin surreprésenté, et les *Poaceae* dont certaines espèces peuvent fleurir jusqu'en novembre, les spectres des sites C2 et C3 se caractérisent d'abord par le chêne

pubescent, dans une moindre mesure par le chêne vert et enfin par la ripisylve (saule, frêne et clématite) très bien représentée.

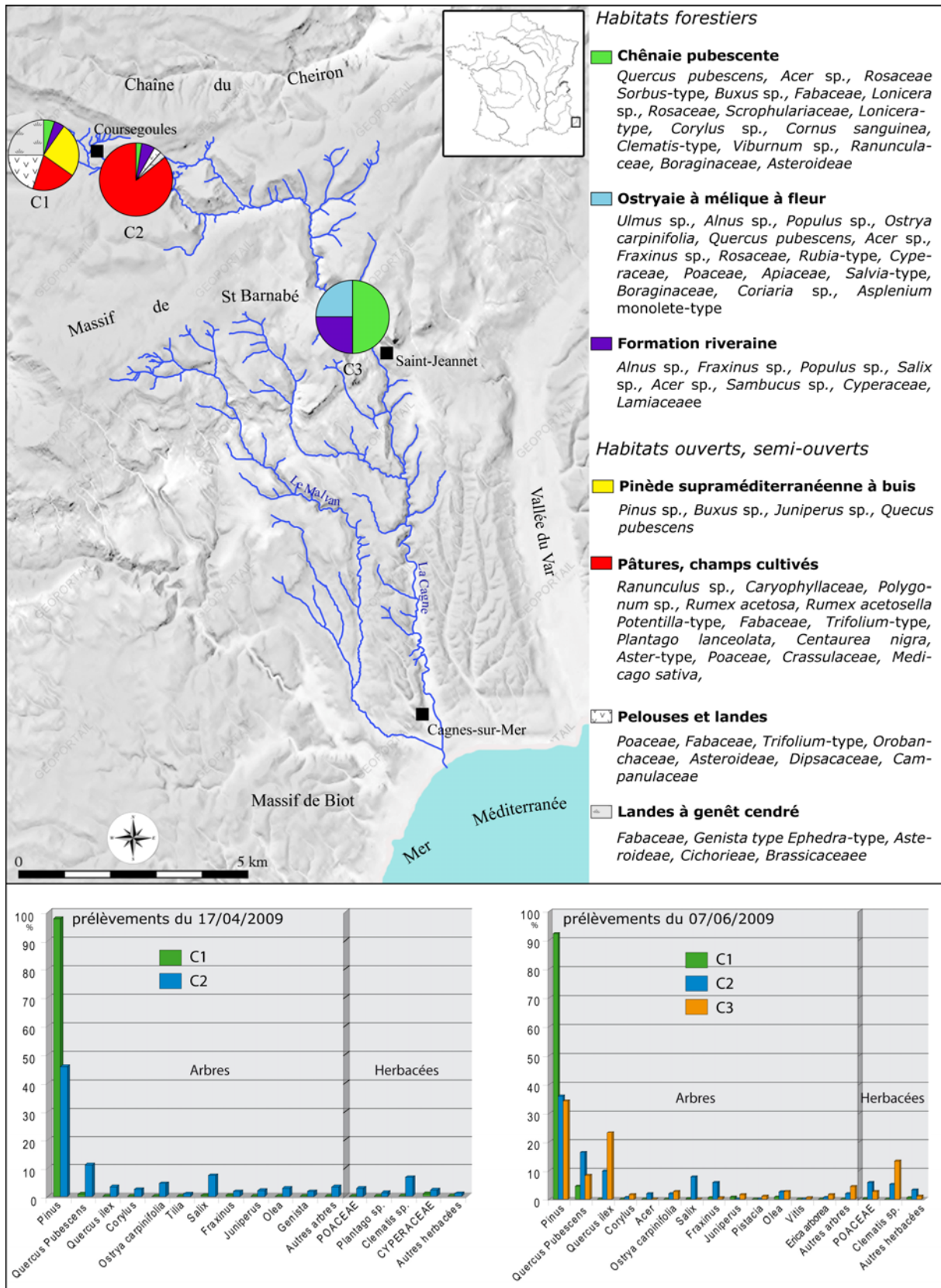


Figure 81 : Comparaison des spectres polliniques fluviaux actuels de la Cagne (prélèvements des mois d’avril et juin 2009) avec les principales formations végétales locales et leurs taxons polliniques associés.

1.2.2.2.3. Les taxons et les formations végétales sous-représentés dans les spectres fluviatiles de surface

Concernant le transport des autres taxons et de manière plus globale celui des autres formations végétales, le diagnostic n'est pas le même. Tout d'abord, l'ensemble des spectres polliniques obtenus sur les sites C1, C2 et C3 sont dominés par les taxons arborés. Si pour le site C3 (vallon encaissé très fermé) ceci n'est pas une surprise, nous nous attendions à des spectres polliniques herbacés mieux représentés pour les sites C1 et C2 étant donné les paysages ouverts et semi ouverts qui structurent le plateau de Coursegoules. Même la strate arbustive des paysages semi-ouverts de lande, caractérisée notamment par le genêt cendré (*Genista* type) est très mal représentée dans les spectres. De ce fait, à aucun moment dans l'année de prélèvement, les paysages anthropisés locaux, que ce soient les landes pâturées ou les espaces cultivés, ne sont perceptibles dans les spectres polliniques fluviatiles. Sur un plateau avec un colluvionnement restreint, le flux pollinique fluviatile est majoritairement contrôlé par la strate arborée de la ripisylve qui bloque littéralement les apports polliniques herbacés.

Au-delà des formations herbacées du plateau de Coursegoules, un autre absent des spectres doit être pointé : le peuplier (*Populus* sp.). Son absence est d'autant plus marquante sur le site C1, puisque d'imposants peupliers noirs dominent les berges, avec un individu de plus de 30 mètres de haut se dressant juste à l'aplomb du site de prélèvement C1 (figure 76). Son absence des spectres de surface est d'autant plus curieuse, puisque dans les sédiments remis en suspension sur le site C1, il est présent à hauteur de 20 % (figure 72). Cet écart met en évidence la différence de concentration pollinique entre le flux de surface en période de stabilité et le flux de surface chargé en particules remises en suspension. Cependant, les grains de pollen de peuplier ne se transportent pas, puisque même au cours de la journée de crue du 05/11/2008 (figure 78), le peuplier est absent des spectres des sites C2 et C3.

Les autres absents des spectres polliniques fluviatiles sont le hêtre (*Fagus* sp.) et le sapin (*Abies* sp.). En effet, même si aucune station de hêtraie-sapinière n'est présente au sein des sources polliniques adéquates des sites de prélèvement, il existe entre les sites C2 et C3, sur les pentes d'ubac du vallon qui délimite la partie nord du massif de Saint-Barnabé des populations de hêtraie-sapinières occupant 500 m² au total (figure 68) parmi lesquelles, quelques vieux individus de hêtre ont été relevés (Depetris *et al.*, 2004). La maturité sexuelle du hêtre et donc sa capacité à produire et à disperser des grains de pollen n'est atteinte que très tardivement, après 40 ans pour les individus isolés et entre 60 et 80 ans pour les individus des formations denses. En ce sens la rareté des peuplements mûres ou comprenant des

arbres âgés, dans le bassin versant de la Cagne, pourrait expliquer son absence dans les spectres polliniques fluviaux. Au sein de ces hêtraies et hêtraies-sapinières situées entre les sites C2 et C3, le sapin est présent mais rare. À l'image du hêtre, le sapin souffre d'une infériorité numérique par rapport aux individus de la chênaie pubescente de la yeuseraie et de l'ostryaie qui se situent par ailleurs à l'aval des hêtres et des sapins. De ce fait, la structure de la végétation et la topographie seraient à l'origine d'une dilution trop importante de la production pollinique du hêtre et du sapin absents des spectres du site C3.

1.2.2.2.4. Le transport pollinique fluvial des grains de pollen de sapin (*Abies alba*)

La morphologie du grain de pollen de pin (*Pinus* sp.) qui semble favoriser son transport fluvial, nous incite à discuter du transport des grains de pollen de sapin (*Abies alba*) dont la morphologie est comparable à ceux du pin. Cependant, dans le cadre de notre analyse sur le bassin versant de la Cagne, le sapin occupe une place tellement minoritaire au sein des paysages, qu'il nous est impossible de discuter de son transport pollinique fluvial. C'est pourquoi nous nous servons, ici, des travaux expérimentaux réalisés sur la relation pluie pollinique actuelle / végétation.

Bien que la morphologie des grains de pollen de conifères (grain muni de deux ballonnets externes alvéolés) leur confère une meilleure flottabilité, il existe de nombreuses différences entre le sapin et le pin qui nous empêchent de les considérer de la même manière. Ces différences s'intéressent à la productivité pollinique, la dispersion et la flottabilité de ces deux taxons. Les travaux de Sugita (1994) et Prentice (1985) dans un premier temps et ceux de Broström *et al.* (2004) dans un second temps ont permis d'établir plusieurs modèles ayant pour but de quantifier la production, la dispersion et le dépôt des grains de pollen relatifs à une végétation donnée, afin de reconstruire les paléo-paysages à partir des spectres polliniques fossiles. Ces modèles mettent en évidence plusieurs points nous intéressant concernant le sapin. De manière générale, plus la plante est éloignée du point de prélèvement, moins elle a tendance à alimenter le spectre pollinique de surface. La composition d'un spectre pollinique de surface dépend donc de la distance des différentes plantes émettrices mais également des capacités propres à chaque taxon de production et dispersion définies par la taille, la forme et la densité des grains de pollen des taxons. Dans le cadre de l'analyse du bassin versant de la Cagne, nous avons montré que les sources polliniques primaires (plantes dont les grains tombent directement dans le cours d'eau) et secondaire du pin ainsi que les caractéristiques morphologiques de ses grains de pollen lui assuraient un transport fluvial

significatif. En comparant la contribution du pin et celle du sapin au sein de ces modèles il sera alors possible d'établir l'apport potentiel du sapin dans le flux pollinique fluviatile par rapport à celle du pin.

Dans les modèles cités plus haut, il est question de la PPE (Estimation de la Production Pollinique). Il s'agit pour simplifier, d'un indice qui permet d'estimer la production pollinique des taxons concernés et ainsi d'établir le lien entre la végétation et les spectres polliniques de surface à partir de la place qu'ils occupent dans la végétation, et des vitesses de chute de leurs grains de pollen. Plus la PPE d'un taxon est élevée plus la représentativité du taxon au sein des spectres polliniques de surface est élevée. Pour comparer les PPE du sapin et du pin, nous allons nous servir des données obtenues sur des échantillons lacustres du plateau suisse analysés par Soepboer *et al.* (2007), puisqu'il s'agit actuellement de la seule analyse qui compare sur le même site les PPE de ces deux espèces. La PPE des deux taxons obtenue à partir du modèle qui intègre les capacités de dispersion propre à chaque taxon (ERV-mode 1, 2 et 3 dans le texte) montre une différence importante. La PPE du sapin est jusqu'à neuf fois supérieure à celle du pin (tableau 8). Les trois modèles présentés dans le tableau 8 font référence à des paramétrages différentiels développés dans les travaux suivants : (Broström *et al.*, 2004 ; Mazier, 2006 ; Soepboer *et al.*, 2007 ; Sugita, 1994 ; Sugita, 2007).

Taxon pollinique	Vitesse du vent	ERV-Modèle 1	ERV-Modèle 2	ERV-Modèle 3
<i>Abies alba</i>	3 m/s	7.05	6.53	9.92
	4 m/s	3.30	3.28	4.10
<i>Pinus sylvestris</i>	3 m/s	0.72	1.76	1.35
	4 m/s	0.81	1.91	1.29

Tableau 8 : Comparaison des PPE (estimation de la production pollinique) du sapin (*Abies alba*) et du pin sylvestre (*Pinus sylvestris*). Les PPE ont été calculées à partir d'échantillons lacustres du plateau suisse (Soepboer *et al.*, 2007).

Lorsque l'on intègre au modèle une augmentation de la vitesse du vent, la PPE du sapin diminue de plus de deux fois alors que celle du pin a tendance à augmenter. Cette différence s'explique par la vitesse de chute du grain de pollen du sapin qui est trois fois supérieure à celle du pin (tableau 9). La vitesse de chute met en évidence la capacité de dispersion pollinique de chaque espèce en prenant en compte la morphologie, la taille et la densité de chaque taxon.

Taxon pollinique	Plante associée	vitesse de chute (m/s)	Réf. bibliographique
<i>Abies alba</i>	sapin pectiné	0.120	Eisenhut (1961)
<i>Cerealia type</i>	céréales	0.078	Soepboer <i>et al.</i> (2007)
<i>Picea abies</i>	épicéa	0.056	Eisenhut (1961)
<i>Acer</i>	érable	0.056	Sugita (1994)
<i>Fagus sylvatica</i>	hêtre	0.055	Gregory (1973)
<i>Cichorioideae</i>	Composées	0.051	Broström (2002)
<i>Carpinus betulus</i>	chame	0.042	Eisenhut (1961)
<i>Pinus sylvestris</i>	pin sylvestre	0.041	Dyakowska (1936)
<i>Quercus robur</i>	chêne pédonculé	0.035	Eisenhut (1961)
<i>Cyperaceae</i>	Cypéracées	0.035	Sugita <i>et al.</i> (1999)
<i>Poaceae</i>	Poacées	0.035	Sugita <i>et al.</i> (1999)
<i>Tilia</i>	tilleul	0.032	Mazier <i>et al.</i> (2012)
<i>Ulmus</i>	Orme	0.032	Mazier <i>et al.</i> (2012)
<i>Plantago lanceolata</i>	plantain lancéolé	0.029	Broström (2002)
<i>Betula pendula</i>	bouleau verruqueux	0.026	Eisenhut (1961)
<i>Corylus avellana</i>	noisetier	0.025	Gregory (1973)
<i>Fraxinus excelsior</i>	frêne	0.022	Eisenhut (1961)
<i>Salix</i>	Saule	0.022	Mazier <i>et al.</i> (2012)
<i>Rubiaceae</i>	Rubiacées	0.019	Broström <i>et al.</i> (2004)

Tableau 9 : Vitesses de chute des grains de pollen de 16 taxa polliniques (vitesse exprimée en mètre par seconde).

Ces résultats doivent cependant être utilisés avec prudence, puisque la PPE des taxons varie énormément en fonction de la nature du site analysé (mousses ou sédiments lacustres). En effet le rapport de la PPE entre deux taxons peut être inversé suivant la nature du site. Par exemple dans le cadre d'une analyse de mousse en Suède, le rapport des PPE du noisetier et du hêtre est égal à 0.21, alors que le rapport des PPE des mêmes taxons dans le cadre d'une analyse de sédiments lacustres sur le plateau suisse est égal à 3.39 (Mazier *et al.*, 2012). Nous décidons ainsi de comparer des moyennes calculées (Mazier *et al.*, 2012) sur les PPE du pin et

$$\hat{C}_j = \frac{H_j}{H} \hat{C} =$$
 jusqu'alors (Broström *et al.*, 2008) (tableau 10).

Taxon pollinique	Vitesse de chute (mètre/seconde)	moyenne PPE-1	moyenne PPE-2	moyenne PPE-3
<i>Abies alba</i>	0.120	6.88 (1.44)	6.88 (1.44)	6.88 (1.44)
<i>Pinus sylvestris</i>	0.041	5.12 (0.35)	6.38 (0.45)	6.38 (0.45)

Tableau 10 : Moyennes des PPE (Estimation de la Production Pollinique) du pin et du sapin obtenues sur l'ensemble des sites européens traités dans la bibliographie. D'après (Mazier *et al.*, 2012). Les moyennes 1, 2 et 3 ont été réalisées en préférant telle ou telle PPE en fonction de leur signification.

Contrairement à l'étude de Soepboer *et al.* (2007), les moyennes calculées par Mazier *et al.* (2012) des PPE du pin et du sapin à l'échelle des analyses européennes sont relativement identiques. Cette similarité entre le pin et le sapin montre qu'il s'agit de deux taxons comparables en termes de collaboration aux spectres polliniques de surface. Cependant, comme le montre les travaux de Soepboer *et al.* (2007), cet indice doit être pondéré par la vitesse de chute des grains de pollen qui lorsqu'on intègre au modèle une augmentation de la vitesse du vent, diminue la PPE du sapin contrairement au pin dont la PPE a tendance à légèrement augmenter.

Dans le cadre de notre analyse du transport pollinique fluvial, ces données nous renseignent sur plusieurs points. Les PPE du sapin et du pin leur confèrent une très bonne lisibilité pollinique sur les sites de surface à proximité des individus. Cependant le poids du grain de pollen de sapin le rend très sensible aux distances contrairement au pin. Ainsi, plus le site de prélèvement s'éloigne des individus moins sa représentativité pollinique est bonne contrairement au pin. De manière à comparer le pin et le sapin, on peut alors considérer que pour une végétation identique en termes de nombres d'individus et de surface occupée, une pinède éloignée du cours d'eau sera mieux représentée dans le flux pollinique fluvial qu'une sapinière localisée à égale distance du même cours d'eau. Si à cela on rajoute dans l'équation du transport fluvial la différence de densité du grain de pollen de sapin par rapport au pin⁴⁷, une pinède située en amont d'un bassin versant à plusieurs dizaines de mètres du cours d'eau pourra bénéficier du transport pollinique fluvial et être représentée dans les spectres en aval, alors qu'une sapinière localisée au même endroit sera sans doute sous-représentée.

1.3. Conclusions sur l'analyse du transport pollinique fluvial

Dans le cadre d'une analyse pollinique en contexte alluvial côtier, est-il possible d'identifier les grains de pollen transportés par les cours d'eau et donc par extension les formations végétales des parties amonts du bassin versant ? Voici la question à laquelle tous les palynologues travaillant dans ce type de contexte, doivent se confronter et à laquelle nous avons, ici, tenté de répondre.

Il s'agit pour la palynologie actuelle d'une question fondamentale qui est trop souvent survolée, voire négligée. D'autant plus qu'en règle générale - certes en caricaturant, mais cela est nécessaire pour pointer du doigt un problème important - les analyses polliniques en

⁴⁷ La densité du grain de pollen de sapin le rend plus sensible aux dommages mécaniques et processus de collision avec les particules plus grossières exercés au cours du transport fluvial (Twiddle et Bunting, 2010)

contexte alluvial souffrent de la comparaison avec les analyses en contexte lacustre lorsqu'il s'agit de traiter de la résolution spatiale des spectres fossiles. En effet, si l'on part du postulat que le matériel sporopollinique flotte et que celui-ci est capable d'être transporté par les flux hydriques du réseau hydrographique, alors oui la résolution spatiale des spectres polliniques en contexte alluvial sera moins précise que celle des spectres enregistrés dans une tourbière ou au fond d'un lac. Il s'agit donc de rediscuter ce postulat afin dans un premier temps de répondre aux questions relatives au transport fluvial pour, dans un second temps, travailler sur la modélisation des données polliniques fossiles en contexte alluvial. L'entreprise est vaste et ambitieuse. Il existe pour cela un certain nombre de travaux qui se sont intéressés à ces problématiques. Il s'agit essentiellement d'études menées sur le développement d'approches empiriques, lesquelles ont permis de mieux comprendre le comportement physique du matériel sporo-pollinique au sein d'un hydro-système (Brown *et al.*, 2007 ; Campbell, 1999 ; Chmura et Liu, 1990 ; Chmura *et al.*, 1999 ; Hopkins, 1950 ; Twiddle et Bunting, 2010).

Grâce à ces travaux et à notre approche expérimentale sur le flux pollinique fluvial, plusieurs points nécessaires à l'utilisation et à l'interprétation des enregistrements polliniques fossiles des plaines alluviales du Loup et de la Cagne sont présentés ci-après :

- La composition des spectres polliniques fluviaux de surface hors période de crue, est fortement influencée par la végétation locale et ses différentes périodes de floraison. Cette observation permet d'attribuer aux spectres de surface en période de stabilité hydrologique, un caractère saisonnier et local. Hormis pour le pin, le transport pollinique n'est pas significatif.

- Dans le cadre du bassin versant de la Cagne, le pin (*Pinus*) s'est avéré être le taxon le mieux représenté dans les spectres fluviaux. La comparaison des différents spectres saisonniers avec les paysages du bassin versant, composés entre autres de ce conifère, montre que les grains de pollen de pin sont de très bons « nageurs » à la fois en période de crue et en période de stabilité hydrologique. Dans le cadre d'une analyse fossile en plaine alluviale côtière, la présence du pin dans les alluvions de débordement peut, de ce fait, faire référence à des apports régionaux et donc aux formations végétales du bassin amont. Attention, le pin est une exception et les taxons ne sont pas tous égaux face au transport fluvial. En effet la production pollinique du pin associée à la morphologie de ses grains de pollen, lui confèrent un avantage certain. De ce fait, par rapport aux autres taxons, il est surreprésenté et doit donc, dans le cadre d'une analyse fossile, être exclu du calcul des pourcentages relatifs.

- S'il est possible de suivre, dans la Cagne, les grains de pollen de pin d'amont en aval, la multiplicité des sources polliniques primaires et secondaires tout au long du cours d'eau est à l'origine des processus de dilution exercés sur les signaux polliniques des autres formations. Ces phénomènes, auxquels il faut rajouter les processus de mixage qui ont lieu au cours des épisodes de crue (figure 78), entraînent cependant une bonne représentativité et un transport significatif des formations arborées de la ripisylve. Les résultats montrent également que sur le site localisé le plus en aval, à l'exception du pin et de la ripisylve, d'autres formations ont bénéficié, en termes de représentativité taxonomique, du transport pollinique fluvial : il s'agit des yeuseraies (formations à chêne vert –*Quercus Ilex*). Cependant par rapport à la superficie des formations sclérophylles, les grains de pollen transportés ne reflètent pas correctement ces paysages. Que ce soit au cours des périodes de crue et pendant les phases de stabilité des écoulements, les spectres polliniques du site C3 sont dominés, à l'exception du spectre du mois de juin 2009 (fin de période de floraison du chêne vert) par les apports polliniques de la source adéquate. L'importance des sources polliniques secondaires alimentées par la végétation locale atténue les processus de transport fluvial et permet aux palynologues de travailler non pas à l'échelle du bassin versant, mais à l'échelle de la végétation dominante locale.

- Dans l'ensemble des spectres polliniques fluviaux traités, les taxons herbacés sont très discrets. Contrairement aux pinèdes, les paysages ouverts de landes, les pelouses, les espaces pâturés et cultivés sont sous-représentés dans les spectres et sont par conséquent défavorisés par le transport pollinique fluvial. Sur le plateau de Coursegoules, les paysages sont majoritairement ouverts ou semi-ouverts, cependant ce sont les arbres qui dominent les spectres. Le cordon arboré ripicole bien qu'il ne soit pas très dense bloque les apports atmosphériques des différentes strates herbacées des paysages du plateau. En outre, les sources polliniques secondaires alimentées par cette même ripisylve en période de floraison sur tout le tronçon de la Cagne participent à la sous-représentation des taxons herbacés qui arrivent jusque dans le cours d'eau. Cette observation est extrêmement importante pour l'analyse des spectres fossiles des plaines alluviales côtières. En effet, si l'on transpose le paysage actuel du bassin versant de la Cagne, à savoir un paysage ouvert et anthropisé en amont et une forêt dense en aval, aux périodes préhistoriques, il serait impossible de mettre en évidence, à partir d'une analyse pollinique, ces paysages ouverts et semi-ouverts localisés en amont du bassin versant. Néanmoins, cette observation présente un avantage pour les analyses fossiles, puisque cela signifie que lorsque les valeurs des taxons herbacés croissent, les paysages associés sont par conséquent locaux.

- Le peuplier (*Populus* sp.) qui est un élément structurant des ripisylves méditerranéennes actuelles est absent des spectres polliniques fluviatiles de surface. La fragilité du grain de pollen mise en évidence par Campbell (1999 ; 1994) par rapport aux autres taxons est à l'origine de cette sous-représentation. Par conséquent, son absence dans les spectres polliniques fossiles est un réel problème et d'autant plus lorsque l'on travaille en contexte alluvial. En contexte méditerranéen, les peupleraies riveraines composées entre autre d'orme (*Ulmus campestris*), de noisetier (*Corylus avellana*) de frêne (*Fraxinus excelsior*) et de troène (*Ligustrum vulgare*) correspondent à un stade de stabilisation de la ripisylve. Ainsi sans le peuplier au sein des spectres fossiles il nous est impossible d'identifier cette phase de la dynamique de succession des forêts riveraines à peuplier (*Populion albae*).

En résumé, le rôle du transport pollinique fluvatile est très difficile à mesurer. Les processus taphonomiques différentiels exercés sur les taxons, la grande diversité des paysages, la topographie du bassin, la multiplicité des sources polliniques primaires et secondaires, la discontinuité saisonnière du débit, nous empêchent de quantifier l'apport relatif de chaque formation végétale. Dans le cas de la Cagne, l'ensemble de ces facteurs rend le transport pollinique fluvatile non significatif en termes de représentativité taxonomique. Les spectres polliniques issus des sources polliniques secondaires ainsi que les spectres issus des eaux de surface en période de crue et en période de stabilité hydro-sédimentaire montrent qu'en dépit du transport, le flux pollinique fluvatile à un point donné du bassin versant est contrôlé en majorité par les apports de la végétation locale dominante, avec cependant une exception pour le pin et les formations arborées riveraines

2. L'analyse pollinique des sondages du Loup (L.1) et de la Cagne (C.1), Alpes-Maritimes

2.1. Protocole d'échantillonnage et d'extraction physico-chimique, détermination et comptage du matériel sporo-pollinique

Dans le cadre de l'analyse pollinique à haute résolution des sondages L.1 et C.1, un total de 403 échantillons palynologiques ont été traités : 230 sur la séquence de la Cagne (C.1) et 173 sur la séquence du Loup (L.1). L'échantillonnage, en respectant les changements sédimentaires observés sur les carottes, permet de documenter les différents milieux naturels qui se sont succédé entre le 7^{ème} et le 5^{ème} millénaire BCE, ainsi que de documenter, en prélevant dans les dépôts laminés dont l'épaisseur ne descendait pas en dessous de 0.5

centimètre, la pluie pollinique fossile à très haute résolution chronologique. En moyenne, la quantité de sédiment traitée par échantillon est de 4 grammes. Le protocole d'extraction physico-chimique est issu de la méthodologie élaborée par Michel Girard et Bui-Thi Mai du laboratoire de palynologie du CEPAM (Girard et Renault-Miskovsky, 1969). Celle-ci se caractérise au-delà du traitement à l'acide chlorhydrique (HCl dilué à 35 %), à l'hydroxyde de potassium (KOH) et à l'acide fluorhydrique (HF 40 et 70 %), premièrement par une dilution du culot dans une liqueur lourde dite de Thoulet (iodure de potassium-IK + iodure de cadmium-I₂Cd ; densité d=2), deuxièmement par l'absence d'acétolyse qui permet de différencier les grains de pollen frais issus de potentielles pollutions modernes du matériel fossile, et enfin par la possibilité, lorsque les résidus organiques persistent en fin de préparation et empêchent une bonne lecture de la lame, de réaliser un « perborate ». Le perborate de sodium (NaBO₃) est mélangé au culot lequel est ensuite dilué dans une solution d'hydroxyde de sodium (NaOH) à 20% puis chauffé jusqu'à ébullition. L'intérêt de cette méthode réside dans l'augmentation de la concentration pollinique comparativement à la méthode dite classique développée pour les sédiments quaternaires par Sittler (1955) et Delcourt *et al.* (1959).

La détermination du matériel sporopollinique aidée par les atlas d'Europe occidentale (Beug, 2004 ; Reille, 1992b, 1995, 1998) et la collection de référence du laboratoire de palynologie du CEPAM a permis l'identification d'un minimum de 20 taxons différents par échantillon. Par ailleurs, dans l'optique de bénéficier de spectres polliniques statistiquement représentatifs, une moyenne de 400 grains de pollen a été décomptée par échantillon.

2.2. La résolution chronologique des spectres polliniques holocènes du Loup et de la Cagne

Même si en l'état actuel des recherches il reste très difficile d'identifier avec précision l'origine des grains de pollen en contexte fluviatile, l'approche méthodologique proposée dans ce travail, permet de signaler et de quantifier la surreprésentation du pin dans les spectres fluviatiles modernes de la Cagne ainsi que celle des formations riveraines à saule et aulne par rapport à la végétation locale. Par conséquent afin de limiter cette surreprésentation au sein des spectres fossiles et de manière à pouvoir travailler à l'échelle d'une végétation locale, les grains de pollen de pin (*Pinus*), d'aulne (*Alnus*) et de saule (*Salix*) ont été exclus du calcul des pourcentages relatifs. Par extension, la vigne sauvage (*Vitis vinifera* ssp. *silvestris*), dont le grain de pollen ne se différencie pas de la vigne cultivée (*Vitis vinifera*) et dont la répartition

en Europe occidentale se concentre dans les formations riveraines (Arnold, 2002), a également été exclue des calculs totaux.

En dehors de ces taxons dont la surreprésentation a été quantifiée dans le cadre de l'analyse pollinique fluviatile, la composition des spectres fossiles reste par ailleurs fortement régie par les modalités de transport et de dépôt propres à la morphostructure des bassins versants traités. C'est pourquoi, même si les spectres fossiles en contexte alluvial peuvent être considérés comme d'origine locale, l'hétérogénéité sédimentaire des carottes nous empêche de traiter les séquences polliniques de manière diachronique et continue. Les spectres sont replacés systématiquement dans leur contexte sédimentaire puis comparés entre eux.

Par ailleurs, les analyses sur le flux pollinique fluviatile moderne de la Cagne ont montré que la composition des spectres est en partie commandée par les périodes de floraison. Par conséquent, lorsque les analyses concernent des séquences sédimentaires très dilatées ainsi que des sédiments varvés, le palynologue s'expose à la possibilité d'une ou plusieurs surreprésentations taxonomiques d'origine saisonnière. Dans cette optique, et afin de qualifier l'impact des productions polliniques saisonnières sur la représentativité des spectres fossiles, nous proposons une analyse fine des spectres issus des lamines noires et claires des varves biochimiques de la Cagne ainsi que des spectres issus des lamines des varves organo-détritiques du Loup.

Les spectres enregistrés successivement dans les lamines claires limono-sableuses et lamines sombres limoneuses et organiques de la section L.10 du Loup entre 15.20 et 15.24 mètres (figure 82) mettent en évidence une relative homogénéité taxonomique.

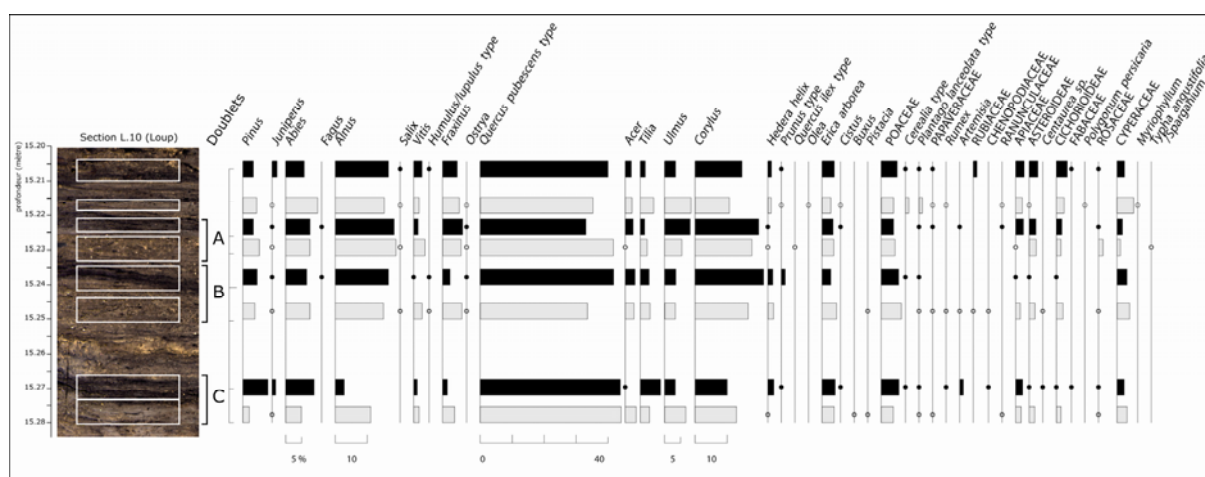


Figure 82 : Les spectres polliniques des lamines organo-détritiques du Loup (section L.10). Les échantillons représentés en noir dans l'histogramme font référence aux lamines organiques et les échantillons représentés en gris font référence aux lamines claires limoneuses et limono-sableuses.

Cependant, afin d'observer et de quantifier les possibles apports saisonniers au sein des spectres polliniques enregistrés dans les différentes lamines, il est nécessaire d'exprimer les résultats en concentration absolue et de comparer les lamines claires avec les lamines sombres (Figure 83).

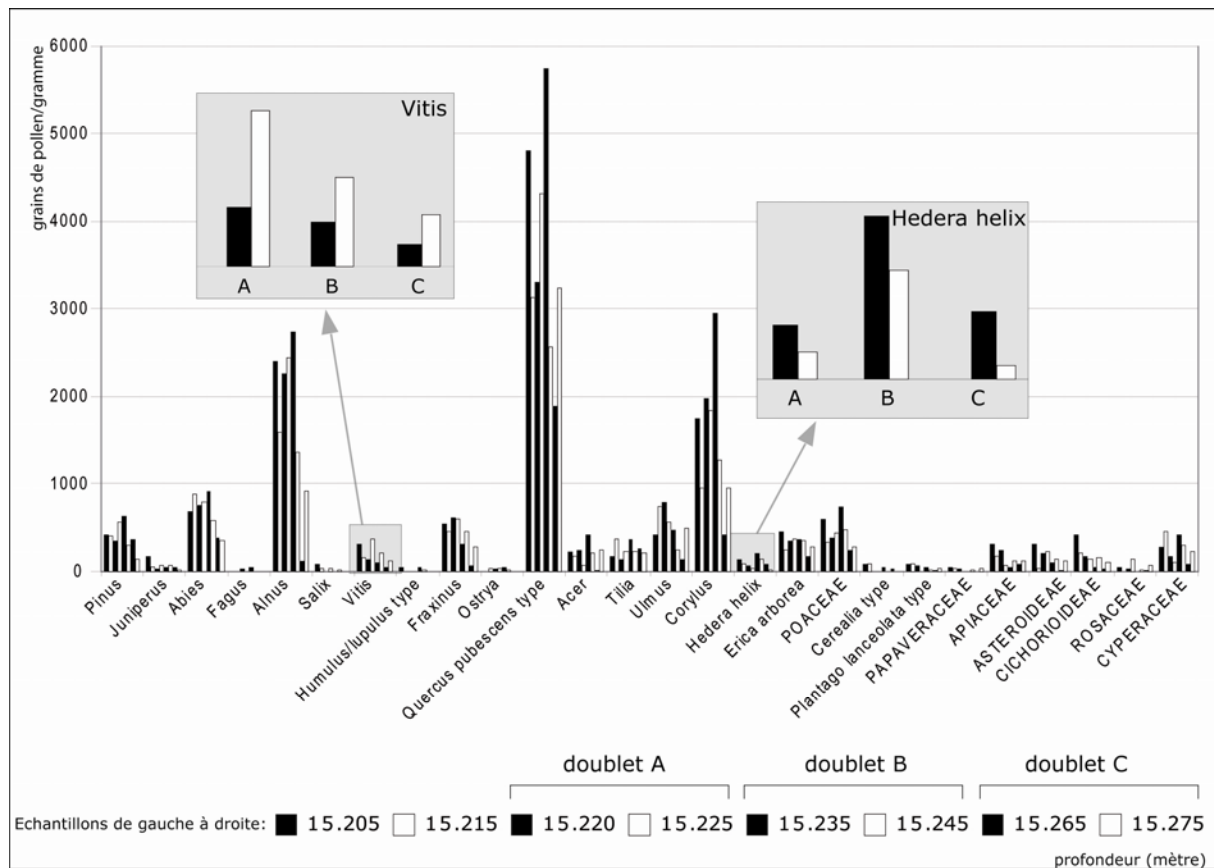


Figure 83 : Comparaison des concentrations polliniques absolues (grains de pollen par gramme de sédiment) au sein des lamines de la section L.10 du Loup. Les lamines claires limoneuses et limono-sableuses sont représentées en blanc et les lamines sombres limoneuses et organiques sont représentées en noir.

En convertissant les pourcentages en concentrations absolues le premier constat est le même, à savoir une apparente homogénéité de distribution entre les taxons et la couleur de la lamine. Le nombre d'individus trop restreint par rapport au nombre de variables nous empêche de réaliser une analyse en composante principale qui serait non significative. Pour pouvoir établir le lien entre la couleur de la lamine et les concentrations polliniques, il est par ailleurs indispensable de comparer chaque doublet de lamine (sombre et claire) séparément. Etant donné qu'un doublet n'a pu être échantillonné entre les échantillons 15.205 et 15.215 en raison de son épaisseur trop réduite, seuls les doublets A, B et C (figure 82) sont discutés dans le paragraphe suivant.

Pour savoir s'il existe un enregistrement pollinique saisonnier au sein des dépôts laminés du Loup et de la Cagne, nous allons observer préférentiellement les taxons dont la détermination est spécifique et dont les périodes actuelles de floraison sont courtes et ne se recoupent pas. Pour cela, il est intéressant de retenir le lierre (*Hedera helix*) dont la période de floraison dure de septembre à octobre et la vigne sauvage (*Vitis vinifera* subsp. *sylvestris*) dont la floraison est centrée sur le mois de juin. Les concentrations absolues montrent que la vigne sauvage est mieux représentée dans les lamines claires que dans les lamines sombres et que inversement, les grains de pollen de lierre sont davantage présents au sein des lamines sombres comparativement aux lamines claires (figure 83). Au-delà de ces deux taxons, les différences de concentration taxonomique, notamment pour le noisetier (*Corylus avellana*), le chêne pubescent (*Quercus pubescens*) et l'aulne (*Alnus* sp.) ne sont pas relatives à la couleur de la lamine.

Le caractère saisonnier des dépôts laminés organo-détritiques est démontré grâce au lierre (*Hedera helix*) qui permet d'associer les lamines sombres à des dépôts automnaux et la vigne sauvage (*Vitis*) qui permet d'associer les lamines claires à des dépôts estivaux. L'absence de lien entre les autres taxons et la couleur des lamines, montre que les sources polliniques secondaires (sans doute des formations dominantes) via les processus de remise en suspension jouent un rôle significatif dans la composition des spectres alluviaux. Il faut noter que la majorité des espèces fleurissent au cours de la même saison (de mars à mai) et qu'elles participent toutes à l'enrichissement de ces sources polliniques secondaires qui elles-mêmes enrichissent le flux pollinique fluvial transporté puis déposé à chaque montée des eaux.

Dans la carotte de la Cagne, deux varves biochimiques de la section C.22 et une varve organo-détritique de la section C.27 ont été analysées. À l'image des sédiments du Loup, les concentrations polliniques calculées dans les lamines de la section C.27 mettent en évidence une présence plus significative de la vigne (*Vitis*) dans la lamine claire alors qu'à l'inverse, dans les lamines biochimiques de la section C.22 les concentrations polliniques de la vigne sont plus importantes au sein des lamines sombres (figure 84).

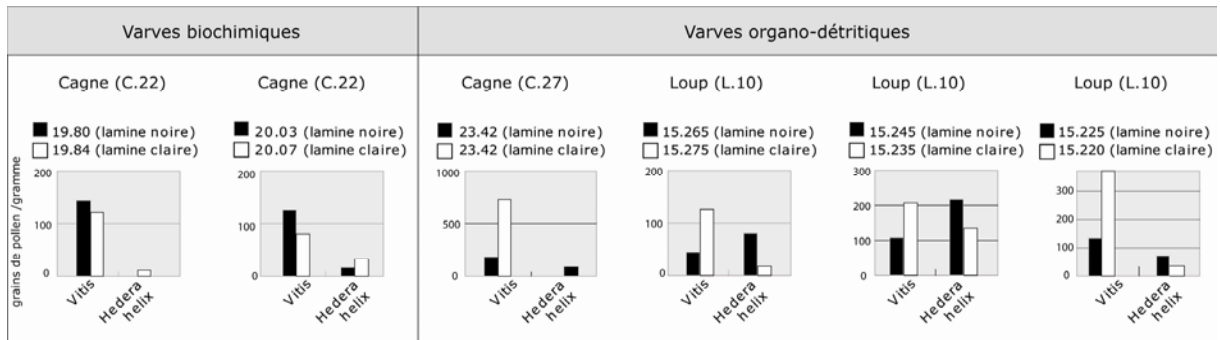


Figure 84 : La vigne (*Vitis vinifera* subsp. *sylvestris*) et le lierre (*Hedera helix*) : marqueurs de saisonnalité des dépôts laminés du Loup et de la Cagne.

Les conditions de dépôt et de formation des varves dites « biochimiques » sont très différentes de celles des varves organo-détritiques. En effet, alors que pour une saison humide donnée, la lamine d'une varve biochimique est claire, colorée par la précipitation d'hydroxyde de fer suite à la saturation en oxygène de l'hypolimnion, la lamine d'une varve organo-détritique est sombre et très organique. Par conséquent, une saison humide est représentée par une lamine claire au sein des varves biochimiques et par une lamine sombre au sein des varves organo-détritiques (voir chapitre PARTIE II.2.3). Les concentrations polliniques de la vigne (*Vitis*) et du lierre (*Hedera helix*) respectent ces modalités et mettent en évidence le caractère saisonnier des deux types de dépôt (figure 84).

Pour conclure, l'analyse des spectres issus des sédiments laminés du Loup et de la Cagne confirme le caractère saisonnier des dépôts. Cette analyse montre également que les surreprésentations observées dans les échantillons modernes de la Cagne, issues de la floraison et des sources polliniques primaires, ne sont pas perceptibles dans les dépôts laminés. Le rôle majeur joué par les sources polliniques secondaires notamment pour les formations dominantes (à forte production pollinique) entraîne un mélange et tend à homogénéiser les lamines d'une même varve sédimentaire. Cette déduction permet par conséquent de comparer l'ensemble des spectres enregistrés dans les différents faciès sédimentaires et de discuter à l'échelle locale de l'évolution holocène de la végétation alluviale du Loup et de la Cagne.

2.3. Le type pollinique *Cerealia*, vers une détermination plus précise

Dans la très grande majorité des analyses polliniques holocènes, la mise en évidence des activités agricoles et plus particulièrement de la culture des céréales passe par la détermination du type pollinique *Cerealia*. Il constitue en ce sens un des marqueurs

d'anthropisation les plus directs. Or, comme son appellation l'indique, il s'agit d'un type pollinique : sa définition qui nécessite plusieurs mesures morphométriques réunit, de fait, un grand nombre d'espèces parmi lesquelles certaines sont cultivées et d'autres pas. Par ailleurs, dans la plupart des analyses polliniques citées dans cette étude, les critères morphométriques nécessaires à la détermination du type *Cerealia* ne sont pas précisés. C'est un réel problème d'autant plus que les critères ne sont pas les mêmes selon que l'on utilise telle ou telle clé de détermination (Tweddle *et al.*, 2005). Dans un premier temps, le type *Cerealia* a permis de distinguer de manière générale les *Poaceae* sauvages des *Poaceae* cultivées grâce à la taille plus élevée des grains de pollen des espèces domestiquées (Firbas, 1937). Ensuite, des approches morphométriques plus avancées ont suggéré qu'il était possible de discriminer au sein du type *Cerealia*, les genres *Avena*, *Secale*, *Hordeum* et *Triticum* (Andersen, 1979 ; Beug, 2004 ; Faegri et Iversen, 1989 ; Köhler et Lange, 1979 ; Küster, 1988).

Au-delà de la taille et de la forme du grain, les auteurs se sont intéressés au pore et à l'annulus, sa position, son diamètre, son épaisseur et sa largeur, mais également à la structure externe de l'exine et plus précisément à la distribution des columelles. Les travaux de Andersen (1979) ont permis de mettre en évidence quatre types polliniques, les « *Poaceae* sauvages » caractérisés par un grain au diamètre moyen inférieur à 37 μm et un annulus au diamètre inférieur à 8 μm ; le groupe « *Hordeum* » caractérisé par un grain au diamètre moyen compris entre 32 et 45 μm et un annulus au diamètre compris entre 8 et 10 μm ; le groupe « *Avena/Triticum* » caractérisé par un grain au diamètre moyen supérieur à 40 μm et un annulus au diamètre supérieur à 10 μm ; en enfin « *Secale cereale* » défini à partir de la forme oblongue du grain et la position excentrée du pore par rapport aux axes du grain. Les critères établis par Beug (2004), pour la définition des types cultivés sont différents (figure 85). L'auteur signale la nécessité de prendre en compte davantage de mesures et d'observations, notamment la largeur et l'épaisseur de l'anneau, mais également l'apparence de l'ornementation de l'exine externe qui nécessite une observation microscopique en contraste de phase du modèle de distribution des columelles. Ainsi, l'auteur définit dans un premier temps un type *Cerealia* caractérisé par un diamètre de grain supérieur à 37 μm , avec un pore de diamètre supérieur à 2.7 μm , un annulus d'une largeur supérieure à 2.7 μm et d'épaisseur supérieure à 2 μm . Ensuite, grâce à la structure de l'exine, l'auteur définit trois modèles nécessaires à la distinction des types *Avena*, *Hordeum* et *Triticum* (figure 85).

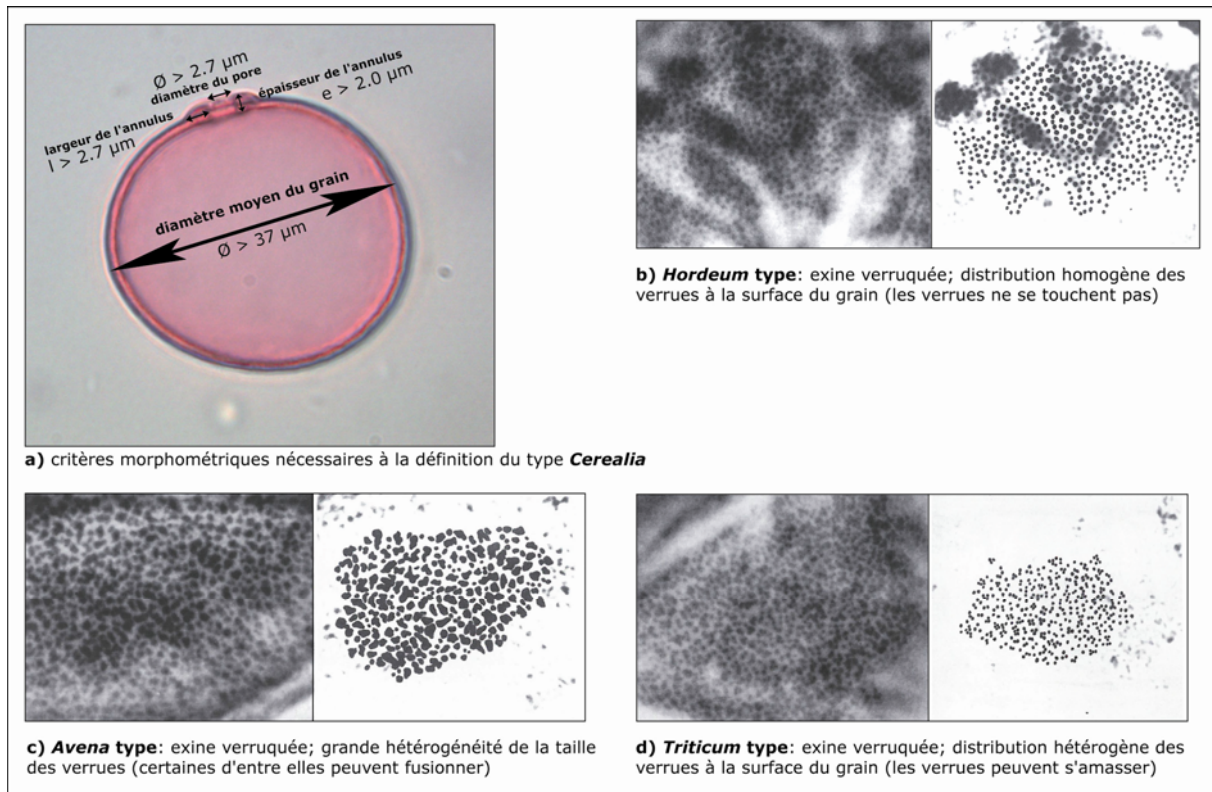


Figure 85 : Critères morphologiques de détermination des types polliniques *Triticum*, *Avena* et *Hordeum*. D'après Beug (2004).

Dans le cadre de l'analyse pollinique des séquences du Loup et de la Cagne, nous avons décidé d'utiliser les types définis grâce aux critères retenus par Beug (2004). Parmi l'ensemble des mesures nécessaires à la définition du type *Cerealia*, l'épaisseur de l'annulus n'a pas été prise en compte. Cette mesure nécessite une vue en coupe de l'annulus qui est malheureusement impossible à obtenir dans certains cas (tableau 11).

Les mesures présentées dans le tableau 11 ne documentent pas de manière exhaustive l'ensemble des grains de pollen du type *Cerealia* des séquences du Loup et de la Cagne, mais offrent néanmoins un corpus représentatif du type pollinique dominant au sein des séquences du Loup et de la Cagne. La totalité des grains mesurés réunit les critères définis par Beug (2004) caractéristiques du type *Cerealia* (figure 86). Par ailleurs, l'observation de l'exine grâce à un objectif 100x en immersion et en contraste de phase permet, toujours suivant les critères de Beug (2004), de définir parmi ces 52 grains le type *Hordeum* comme le type dominant à hauteur de 90 %.

Sondage	profondeur (cm)	diamètre du grain (μm)	diamètre du pore (μm)	largeur de l'annulus (μm)
<i>Cagne C1</i>	1257	45.03	2.61	3.05
	1268	43.92	3.52	3.69
	1268'	45.26	3.51	4.31
	1268''	36.94	3.61	2.60
	1268'''	48.33	4.23	4.02
	1268''''	43.94	3.34	3.54
	1573	39.67	3.16	2.43
	1573'	36.64	3.12	3.35
	1573''	40.27	2.60	3.34
	1573'''	48.90	3.58	3.43
	1685	46.34	3.48	2.89
	1685'	49.67	3.54	3.83
	1822	45.38	3.07	2.98
	1921	43.61	2.77	2.75
	2058	37.46	2.98	2.86
	2079	47.56	4.65	3.75
	2079'	49.37	3.35	3.40
	2220	52.62	6.96	3.64
	2220'	46.82	3.91	3.07
	2235	39.10	3.57	3.31
	2235'	39.78	4.50	4.30
	2242	44.44	4.68	3.53
	2242'	41.72	3.40	3.75
	2254	39.87	4.40	4.04
	2254'	41.13	4.41	2.95
	2254''	38.96	2.67	3.76
	<i>Loup L1</i>	1440	50.11	4.12
1440'		38.77	3.81	3.38
1489		40.62	3.99	4.32
1489'		42.80	5.01	5.50
1499		41.57	4.31	2.99
1532		45.95	3.91	3.91
1532''		45.11	3.06	3.06
1535		45.48	2.73	2.73
1585		40.07	3.36	3.36
1588		42.79	3.70	3.70
1602		45.14	2.56	2.56
1602'		46.55	3.39	3.39
1602''		42.94	3.34	3.34
1612		40.44	3.36	4.78
1612'		41.56	3.04	3.99
1612''		40.43	3.79	3.73
1612'''		46.96	2.91	2.91
1630		36.01	4.43	2.51
1796		40.61	4.50	3.20
1796'		37.68	3.62	3.42
1807		39.22	2.95	2.95
1833		43.18	3.19	3.19
1833'		37.70	3.63	3.63
1858		37.93	3.84	3.84
1858'		48.33	4.93	4.93
1858''		40.38	4.10	4.18
Minimum/maximum			36.9 / 52.6	2.6 / 5

Tableau 11 : Liste des mesures morphométrique réalisées sur 52 grains de pollen de *Poaceae* associés au type *Cerealia*.

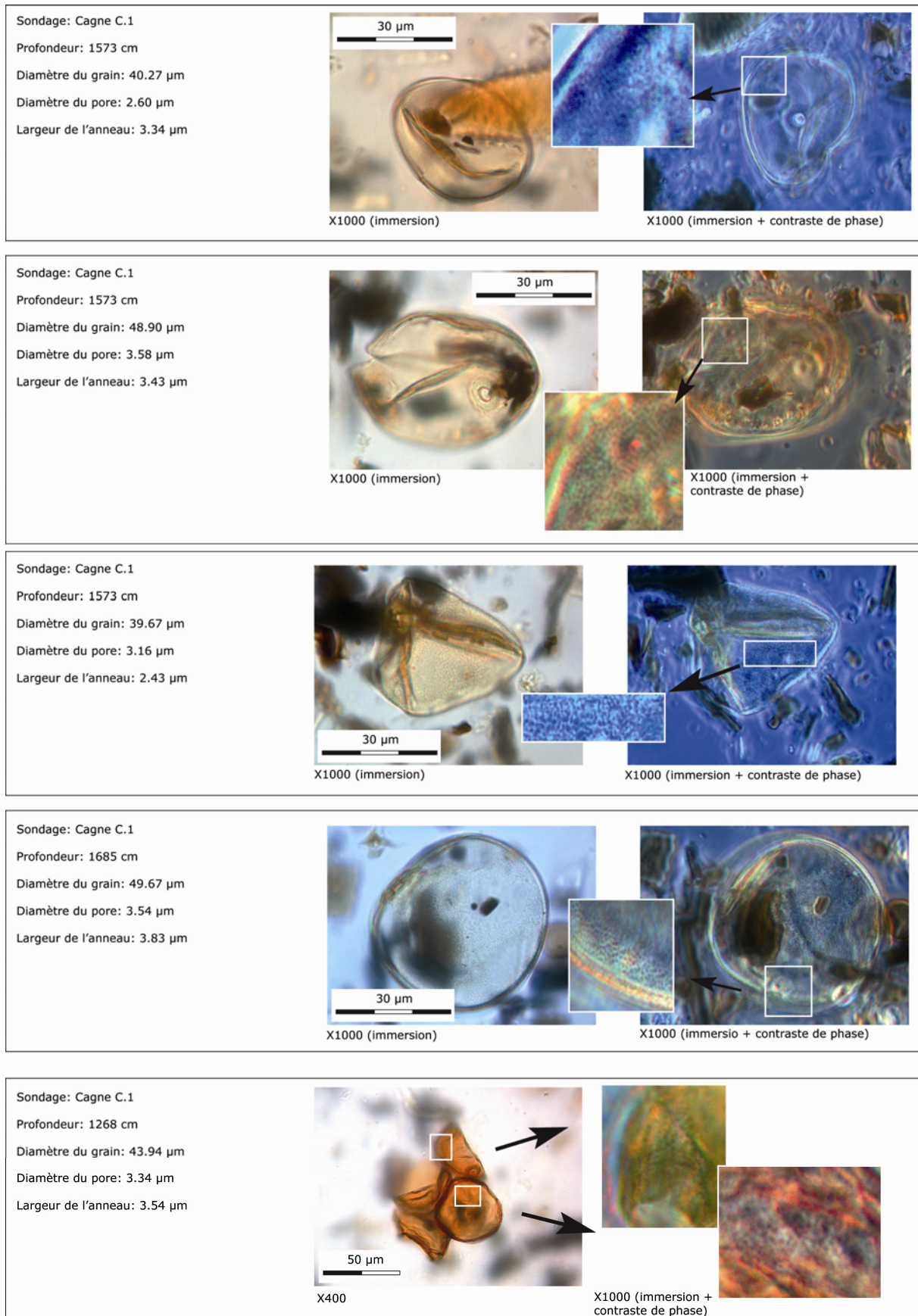


Figure 86 : les caractéristiques morphologiques de quelques grains de pollen fossiles du type *Cerealia* du sondage C.1 de la Cagne (Alpes-Martimes).

Lorsque l'on replace cette typologie au sein des déterminations carpologiques réalisées sur du matériel archéologique de la région, il existe une réelle cohérence. En effet parmi l'ensemble des graines de céréales daté du Néolithique ancien, plusieurs graines déterminées à l'échelle du genre (*Hordeum* sp.) et d'autres à l'échelle de l'espèce (*Hordeum vulgare*) ont été retrouvés sur les sites de Ripa tetta (Costantini et Stancanelli, 1994) et Coppa navigata (Skeates, 2003) dans le Sud de l'Italie (côte adriatique), sur le site de San Marco (Hedges *et al.*, 1990) dans la région de l'Umbria (Italie centrale), de Villandro dans le nord de l'Italie, des Arene Candide sur la côte ligure (Binder et Maggi, 2001), du Mas d'Is (Bernabeu *et al.*, 2003) sur le littoral méditerranéen de la province d'Alicante (Espagne), et de la Cueva de los Murcielagos (Munoz, 1972) dans la province de Granada (sud de l'Espagne).

2.4. Evolution de la végétation de la plaine distale de la Cagne au cours des 7^{ème}, 6^{ème} et 5^{ème} millénaires BCE

Dans le cadre de l'analyse pollinique du sondage de la Cagne, les spectres polliniques sont exprimés en pourcentages relatifs, et les échantillons retranscrits en âges cal. BCE grâce au modèle âge/profondeur basé sur le paradigme bayésien (figure 87). Afin de faciliter la lecture diachronique du diagramme, celui-ci est divisé en sept zones définies à partir de la composition et de l'évolution des spectres polliniques. Enfin, les taxons sont placés au sein du diagramme en fonction de leurs affinités phytosociologiques et de leurs préférences écologiques. Le pin (*Pinus*), étant donné sa potentielle surreprésentation est placé à gauche du diagramme, les sapinières et les hêtraie-sapinières sont documentées par le hêtre (*Fagus*) et le sapin (*Abies*) et la ripisylve ou forêt riveraine est représentée par l'aulne (*Alnus*), la vigne sauvage (*Vitis*), le saule (*Salix*), et le houblon (*Humulus lupulus*). Parmi les formations ligneuses situées à l'arrière du cordon riverain, on retrouve les taxons de la chênaie caducifoliée avec le chêne pubescent (*Quercus pubescens*), le frêne (*Fraxinus*), l'orme (*Ulmus*), le tilleul (*Tilia*), le lierre (*Hedera helix*), et le noisetier (*Corylus*) en lisière ou en position de demi-ombre. Sur les versants des vallons encaissés, se développe le charme houblon (*Ostrya carpinifolia*) et enfin à l'image des populations ligneuses actuelles du massif volcanique de Biot, on retrouve les formations à feuillages persistants qui renferment la bruyère arborescente (*Erica arborea*), le chêne vert (*Quercus ilex*) et le pistachier lentisque (*Pistacia* sp.). Au sujet des herbacées, la détermination étant moins précise, les associations phytosociologiques sont plus difficiles à mettre en évidence. Cependant, il est possible de réunir au sein d'un même groupe l'ensemble des plantes héliophyles qui sont représentées

majoritairement par la massette à feuille étroite (*Typha angustifolia*), ainsi que les plantes dites rudérales. Les espaces rudéraux peuvent être des lieux incultes, des friches, des zones piétinées, ou encore des lieux aux sols enrichis en nutriments, on parle alors d'une flore rudérale nitrophile. De ce fait, la flore des milieux rudéraux est plus ou moins directement liée à la présence humaine ou à ses activités. Ces lieux réunissent différents types de groupements végétaux et sont associés à différents taxons polliniques (Brun, 2007 ; Brun *et al.*, 2007). Dans le cadre de l'analyse de la Cagne et du Loup, l'appellation « plantes rudérales » réunit les taxons suivants : *Plantago lanceolata*, *Papaveraceae*, *Rumex* sp., *Artemisia*, *Filipendula* et *Rubiaceae*.

En restituant l'ensemble des taxons au sein d'un contexte sédimentaire au préalable défini, nous proposons une lecture diachronique de l'évolution de ces groupements végétaux et taxons en correspondance avec la chronologie des différentes phases de comblement holocène de la basse plaine de la Cagne.

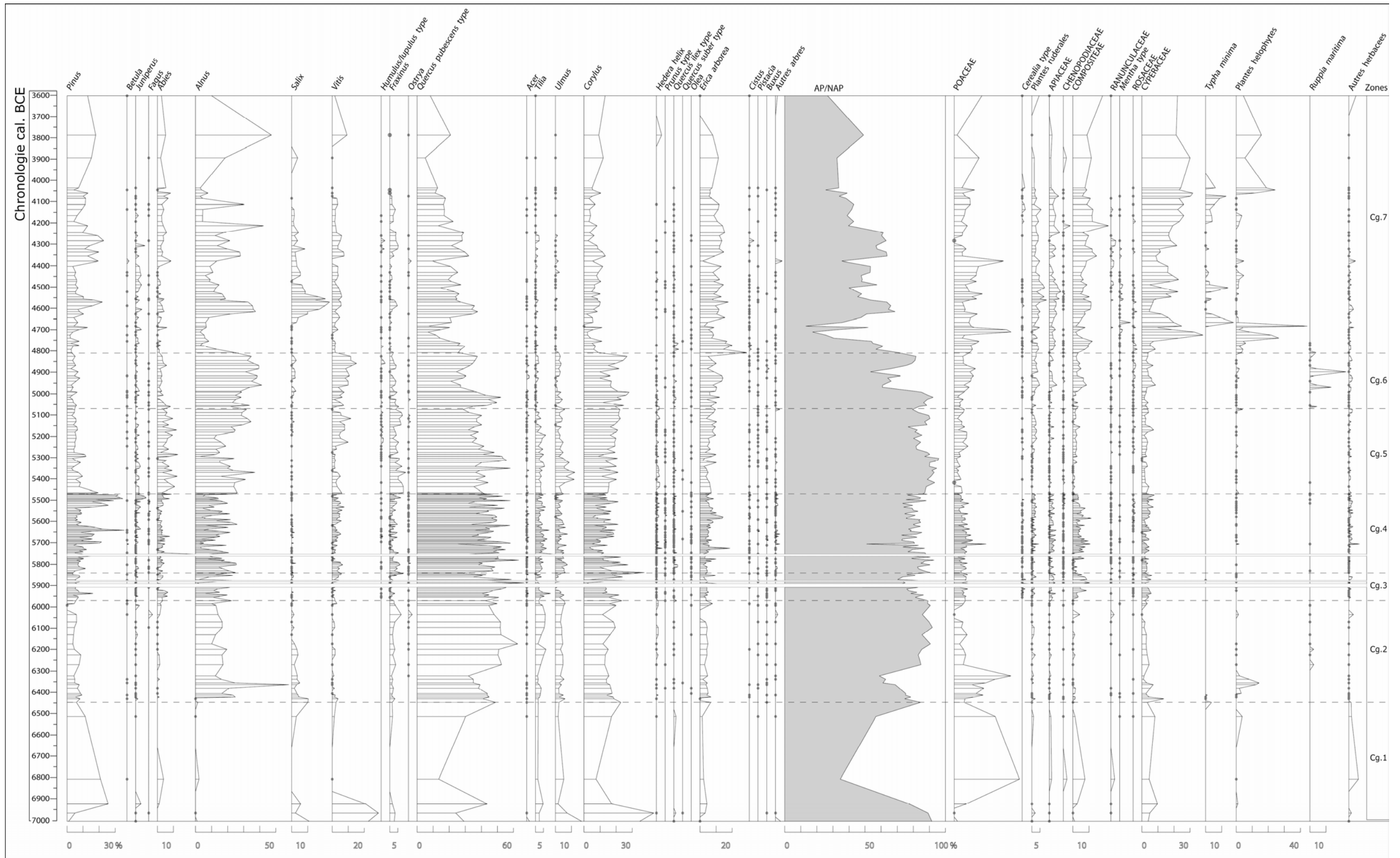


Figure 87 : Diagramme pollinique du carottage C.1 du bassin versant de la Cagne (Alpes-Maritimes ; +7 mètres NGF).

2.4.1. La zone Cg.1 du diagramme pollinique de la Cagne (7000-6450 cal. BCE)

90 % des apports polliniques totaux enregistrés à la base de la zone Cg.1 sont représentés par des taxons ligneux et arborés. Parmi ceux-ci on retrouve les taxons représentatifs de la forêt riveraine dont le saule (*Salix*), la vigne sauvage (*Vitis*) et le frêne (*Fraxinus*) ainsi que les taxons qui se développent un peu plus en retrait du cours d'eau, à savoir le chêne pubescent (*Quercus pubescens*), l'orme (*Ulmus*), le tilleul (*Tilia*) et en position de lisière, le noisetier (*Corylus*). Les pinèdes (*Pinus*) sont également bien représentées mais ne reflètent pas la structure de la végétation locale.

Très rapidement, la courbe des arbres diminue au profit des taxons herbacés. Les *Poaceae* atteignent jusqu'à 40 % des apports polliniques totaux et sont accompagnées par les plantes héliophyles, les *Cyperaceae*, les *Chenopodiaceae* et les *Compositae*. Cette zone Cg.1 met en évidence un peu plus de cinq siècles de dynamiques végétales, entre environ 7000 et 6450 cal. BCE, avec autour de 6900 cal. BCE, l'installation de conditions favorables à la croissance des taxons herbacées de zones humides. Les dépôts sédimentaires associés mettent en évidence entre 7000 et 6550 cal. BCE, une accumulation peu rythmée de limons de débordement moyens à fins alors que la comparaison du modèle âge/profondeur avec le modèle prédictif de remontée marine montre que l'échantillon correspondant de la carotte C.1 de la Cagne se situe alors entre environ +5 et 0 mètres au-dessus du niveau de la mer. L'association des *Cyperaceae*, des héliophytes ainsi que des *Chenopodiaceae*, signale l'installation d'un milieu humide côtier. Dans cette configuration, les forts pourcentages de *Poaceae* pourraient être associés à la croissance du roseau commun (*Phragmites australis*) et par conséquent mettre en évidence le développement d'une roselière côtière.

2.4.2. La zone Cg.2 du diagramme pollinique de la Cagne (6450-6000 cal. BCE)

La transition de la zone Cg.1 avec la zone Cg.2 est marquée par la recolonisation de la basse plaine alluviale par la strate arborescente (figure 88). Alors que les valeurs des *Poaceae* diminuent, les spectres enregistrent successivement, l'apparition de *Typha minima*, puis sa disparition, l'augmentation conjointe des valeurs de *Cyperaceae*, du saule (*Salix*), du frêne (*Fraxinus*) et de la vigne (*Vitis*), leur diminution, puis l'apparition et la croissance de l'aulne (*Alnus*). Ces spectres se succèdent au sein d'un milieu sédimentaire très rythmé, marqué par

une alternance régulière de lamines organiques et détritiques. L'augmentation de la rythmicité des dépôts fait référence premièrement à l'installation d'un milieu lagunaire et deuxièmement à l'augmentation de la fréquence des débordements alluviaux. L'installation d'une roselière à *Typha minima* en bordure de cours d'eau nécessite l'apport puis le dépôt fréquent d'alluvions fines sur les berges du cours d'eau (Rameau *et al.*, 2001). Au sein de la dynamique de succession d'une forêt riveraine à *Alnus glutinosa* (Aulne glutineux), l'association du *Typhetum minima* correspond au stade pionnier. Au sommet de la zone Cg.1, cette association est remplacée par la strate arborée post-pionnière caractérisée par le saule (*Salix*). L'installation de l'aulne (*Alnus*) marque le stade de stabilisation de la forêt riveraine et par la même occasion une phase de stabilisation des apports hydro-sédimentaires. À la base de la zone Cg.2, la forêt riveraine rajeunit, l'aulne régresse, le *Typhetum minima* se réinstalle juste avant qu'une nouvelle phase de stabilisation favorise le développement de l'aulne qui atteint alors 60 % des apports polliniques totaux (figure 88). À partir de 23.87 mètres jusqu'à 23.77 mètres, le milieu sédimentaire se caractérise par une succession de varves silto-argileuses très organiques lesquelles correspondent à un comblement en milieu immergé, en l'occurrence d'eau douce de type lagunaire. La mise en place de ce milieu participe à la croissance d'une nouvelle roselière à *Typha angustifolia* (petite massette) et *Poaceae* (sans doute *Phragmites* sp.) qui semble s'installer pendant plusieurs décennies pour disparaître peu de temps après la date obtenue à 23.76 mètres de 6426-6236 cal. BCE.

À partir de 6426-6236 cal. BCE, l'environnement sédimentaire change. À partir de 23.77 mètres, les dépôts laminés très organiques s'interrompent et laissent place à un milieu côtier ouvert sur la mer comme en témoigne l'apparition de limons coquillers à *Cerithium vulgatum*. Cette connexion avec la mer entraîne une augmentation des taux de salinité, ce qui participe au développement de *Ruppia maritima* (rupelle maritime) dans les spectres polliniques. Parallèlement, alors que les taxons herbacés régressent, les valeurs du couvert forestier enregistrent une hausse, à l'image de la forêt à feuillage caduc composée du chêne pubescent (*Quercus pubescens*), tilleul (*Tilia*), orme (*Ulmus*), lierre (*Hedera helix*) et du noisetier (*Corylus*) en position de lisière. L'installation et l'expansion de cette forêt dont les valeurs au total atteignent entre 70 et 80 % des apports polliniques font référence au développement du stade mûre des forêts alluviales méditerranéennes, à savoir la chênaie-ormaie.

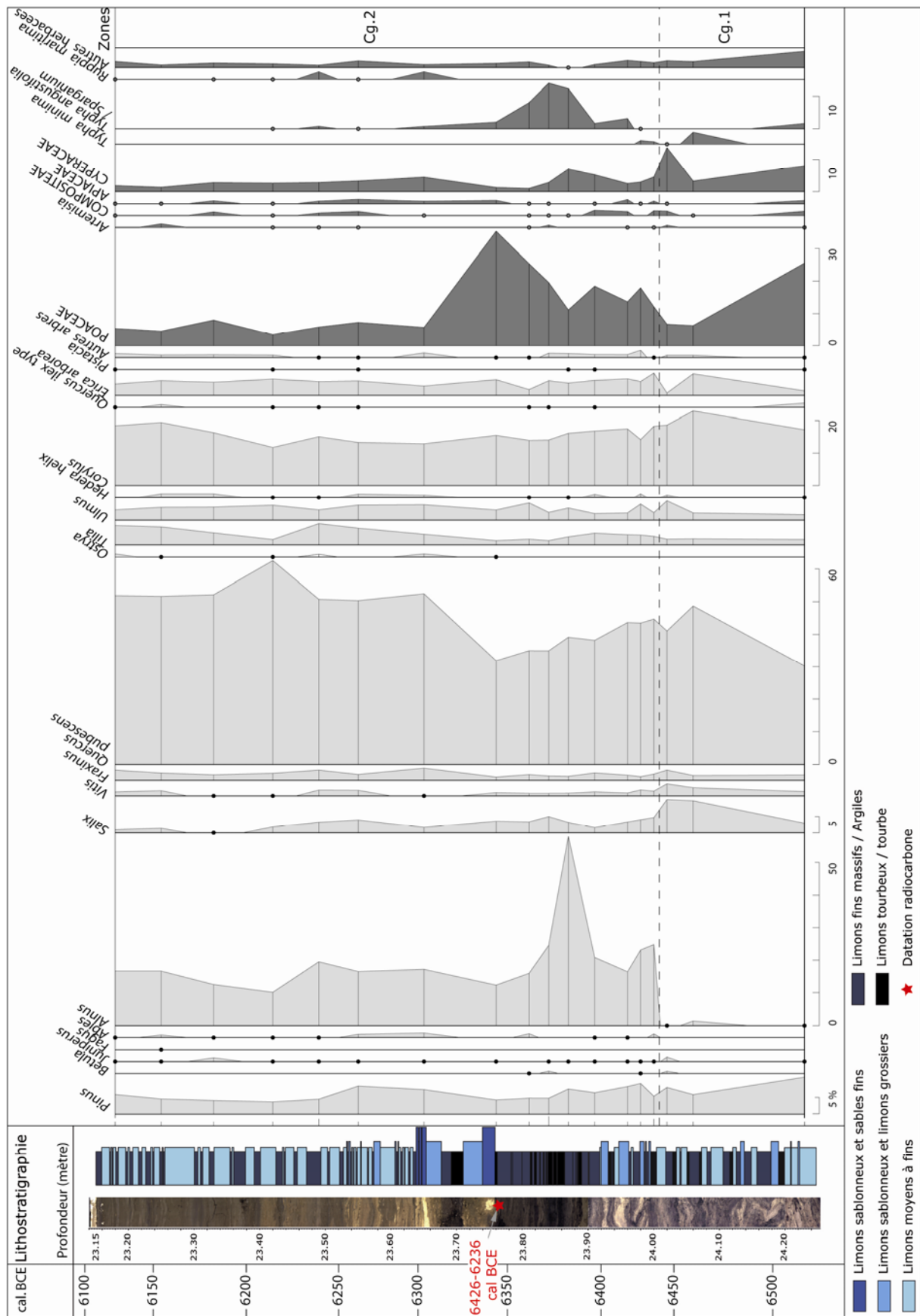


Figure 88 : Diagramme pollinique simplifié des zones Cg.1 et Cg.2 du bassin versant de la Cagne.
 * : les âges ont été obtenus grâce au modèle âge/profondeur.

2.4.3. La zone Cg.3 du diagramme pollinique de la Cagne (6000-5850 cal. BCE)

Autour de la transition entre la zone Cg.2 et Cg.3, la chênaie-ormaise alluviale est toujours dominante, atteignant près de 60 % des apports polliniques totaux. Parallèlement, la végétation riveraine composée de l'aulne (*Alnus*), de la vigne (*Vitis*) et du frêne (*Fraxinus*) compose un important cordon arborescent sur les rives de la Cagne (figure 89). Au même moment, les valeurs du sapin (*Abies*), jusqu'alors très discrètes, oscillent entre 5 et 10 %. Grâce au modèle âge/profondeur il est possible de faire débuter la première phase d'expansion du sapin dans la basse vallée de la Cagne vers 6050 cal. BCE.

À partir de 22.70 mètres de profondeur, la rythmicité, la texture et la structure des dépôts alluviaux indiquent l'installation de conditions géomorphologiques et paléohydrologiques favorables à la mise en place d'une lagune d'eau douce à saumâtre. Ces conditions entraînent un mode de sédimentation plus régulier et continu qui autorise de surcroît une meilleure lecture de l'évolution des spectres polliniques. Cette régularité qui concerne également, dans ce type de contexte, l'origine des apports polliniques nous permet de discuter plus précisément des facteurs exogènes de contrôle de l'évolution de la végétation, à savoir la paléohydrologie et le climat.

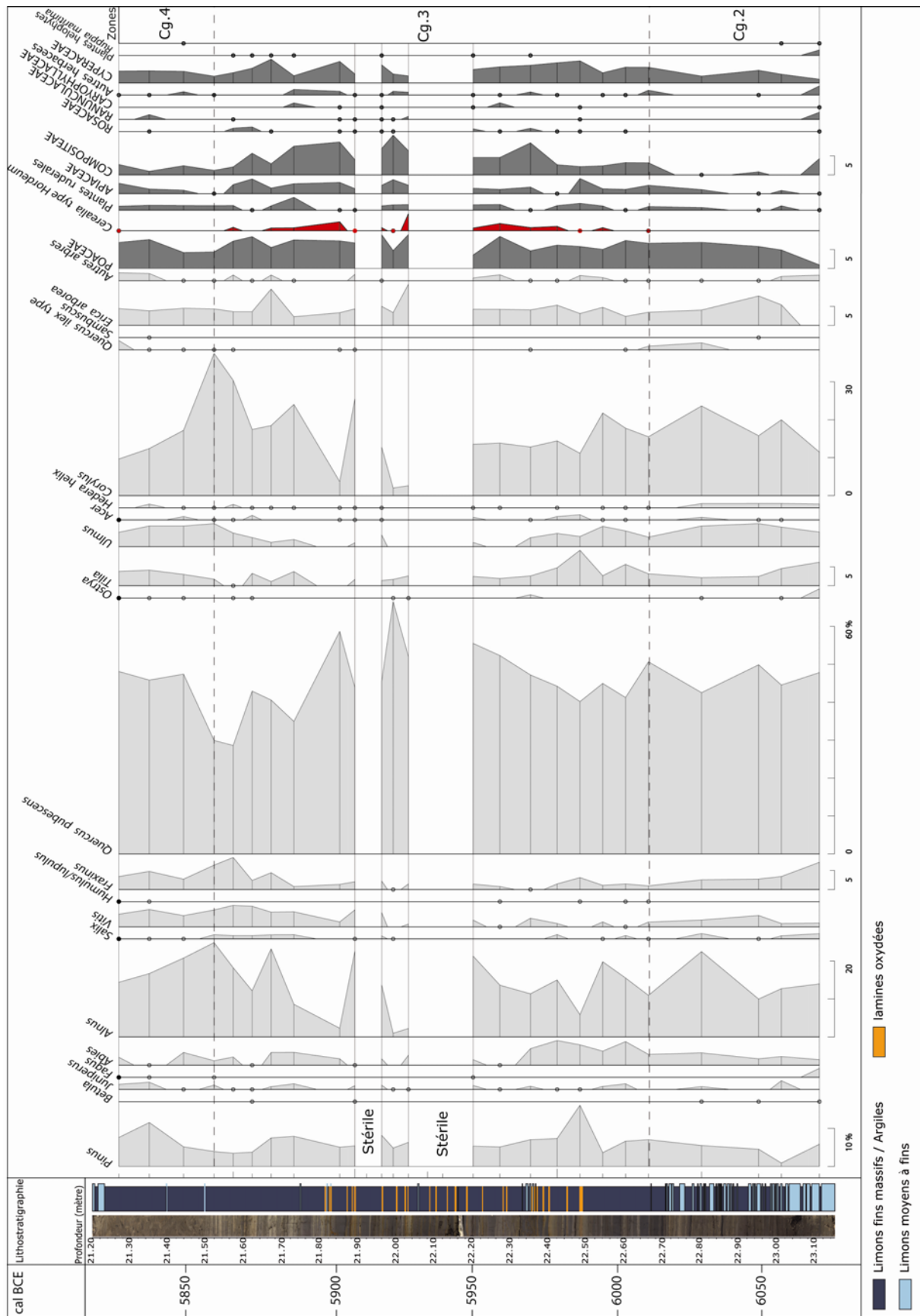


Figure 89 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Cg.3 du bassin versant de la Cagne.
 * : les âges ont été obtenus grâce au modèle âge/profondeur.

Le sapin dont la provenance est locale⁴⁸, atteint son maximum d'expansion vers 5975 cal. BCE à 22.40 mètres de profondeur. Au sein des varves ponctuées de lamines oxydées, les valeurs du sapin chutent jusqu'à disparaître, pour enfin retrouver des valeurs continues dans le sommet de la zone Cg.3 au sein des varves non oxydées. Le sapin, qui exige une humidité atmosphérique élevée et constante tout au long de l'année et qui craint la sécheresse estivale, montre qu'entre 5950 et 5900 cal. BCE le forçage climatique et plus particulièrement les conditions d'humidité estivales enregistrées régionalement à Accesa par les variations du niveau de lac (Magny *et al.*, 2007a) et par le traitement du signal incendie (Vannière *et al.*, 2008) participe à la régression du conifère. Les autres métamorphoses de la végétation concernent la végétation riveraine à aulne et la chênaie-ormiaie plus en retrait du cours d'eau. Effectivement, la zone Cg.3 montre une importante variabilité des valeurs de l'aulne (*Alnus*) de la vigne (*Vitis*) et du frêne (*Fraxinus*) avec une tendance générale à la baisse, tout comme l'orme (*Ulmus*) et le noisetier (*Corylus*) qui sont positionnés à l'arrière du cordon riverain. Alors que ces taxons, contrairement au sapin, sont moins sensibles aux sécheresses estivales, leur place au sein de la forêt riveraine et de la chênaie-ormiaie sont soumises à la dynamique fluviale, à la fréquence des crues annuelles et saisonnières, aux processus d'érosion et à la durée de l'engorgement en eau des berges et des sols alluviaux.

En outre, la période de refroidissement régionale enregistrée à partir de 6200 cal. BCE (Alley et Ágústsdóttir, 2005), qui se caractérise par un renforcement des conditions plus humides dans le nord-ouest de la Méditerranée (Magny *et al.*, 2003), n'est pas significativement perçue dans l'évolution des spectres de la Cagne.

2.4.3.1. Les premiers marqueurs polliniques d'anthropisation du sondage C.1 de la Cagne

Parallèlement, la zone Cg.3 est le témoin de l'apparition des premiers types *Cerealia* dans le diagramme de la Cagne. En l'occurrence il s'agit du groupe *Hordeum* défini par Beug (2004) et identifié dans cette étude grâce aux différents critères morphologiques discriminant, présentés et discutés dans la PARTIE III.2.3. Le type *Hordeum* apparaît avec moins de 1 % de l'apport pollinique total mais se développe sur l'ensemble de la zone Cg.3 en atteignant à plusieurs reprises plus de 1 % jusqu'à 4.5 % à 22.03 mètres de profondeur. Le premier grain isolé apparaît à une profondeur datée par le modèle âge entre 6256 et 5786 cal. BCE (intervalle à deux sigma) et la première récurrence significative démarre à une profondeur

⁴⁸ L'origine des grains de pollen de sapin est définie à partir des caractéristiques morphologiques du grain et de l'étude sur le transport pollinique fluviale discutée dans la partie méthodologie (voir partie PARTIE III.1).

datée entre 6207 et 5763 cal. BCE. Les âges situés à la médiane de ces deux intervalles, proposent une apparition du type *Hordeum* vers 6000 cal. BCE et une récurrence à partir de 5971 cal. BCE. Si l'on replace son apparition au sein du cadre chrono-culturelle de la région et que l'on compare ces âges avec les datations par le radiocarbone réalisées directement sur les graines de céréales retrouvées en contexte archéologique dans l'arc liguro-Provençal (Binder et Sénépart, 2010), la concordance est significative et permet d'associer ces spectres avec les installations Impresso-Cardial régionales et plus précisément avec les premières phases du Néolithique ancien (6000-5700 cal. BCE) établies à partir des datations par le radiocarbone réalisées sur les graines de céréales (voir la PARTIE I.3.4). Cependant, les intervalles d'âges proposés par le modèle sont importants, il convient donc de le discuter. En effet, entre 23.76 mètres (6426-6236 cal. BCE) et 18.70 mètres (5621-5390 cal. BCE), aucune datation par le radiocarbone n'a pu être réalisée, faute de matériel à dater. La limite des modèles âge/profondeur, réalisés sous Oxcal grâce à la distribution bayésienne des âges et qui permet d'intégrer au modèle des changements de milieu sédimentaire, est atteinte. Ici la distance en profondeur entre les deux datations est telle que les variations de la vitesse de sédimentation peuvent entraîner une imprécision dans l'estimation des âges.

Au-delà de ces considérations chronologiques, il s'avère que la récurrence du type *Hordeum* dans la zone Cg.3 (figure 89) est associée à une augmentation générale des herbacées et notamment des *Compositae*, à une diminution des valeurs du noisetier (*Corylus*) et enfin à une quasi disparition de l'orme (*Ulmus*). Si l'on considère l'association du chêne pubescent (*Quercus pubescens*) et de l'orme (*Ulmus*) comme le stade mature des forêts alluviales méditerranéennes (chênaie-ormnaie), la régression de l'orme peut être perçue comme un rajeunissement de la formation arborescente et donc, au vu des récurrences de céréales, comme une conséquence sur la biodiversité des activités agricoles des premières sociétés néolithiques.

Au sommet de la zone Cg.3, le type *Hordeum* disparaît parallèlement au retour de l'orme (*Ulmus*) qui s'associe de nouveau à la strate arborescente de la chênaie mixte. Même si l'attribution des âges par le modèle, doit être soumise à discussion, il est possible de montrer que cette première phase d'anthropisation dure environ un siècle entre environ 6000 et 5900 cal. BCE au sein duquel les sédiments varvés enregistrent une importante variabilité climatique saisonnière d'origine pluviométrique.

2.4.4. La zone Cg.4 du diagramme pollinique de la Cagne (5850-5450 cal. BCE)

À partir d'environ 5800 cal. BCE (figure 89), les spectres indiquent une nette prédominance de la chênaie mixte à tilleul (*Tilia*) et orme (*Ulmus*) sur le couvert forestier alluvial, et une progression des taxons de la forêt riveraine à aulne (*Alnus*), saule (*Salix*) et frêne (*Fraxinus*). Cependant, une des particularités de cette zone réside dans les nombreuses variations enregistrées par ces formations dominantes mais également par la totalité des taxons. Par exemple, les valeurs de l'aulne oscillent entre 5 et 20 %, et celles du chêne pubescent entre 35 et 60 %. Pour comprendre les oscillations de l'aulne, plusieurs considérations doivent être prises en compte. La première réside dans le lien structurel qu'entretiennent la forêt riveraine et la fréquence des crues. La place et le nombre d'individus d'aulne au sein du couvert arborescent riverain dépendent directement de la durée annuelle de l'engorgement en eau des berges et donc de la dynamique fluviale. La deuxième considération réside dans le rôle du transport pollinique fluviale. L'approche méthodologique développée dans la PARTIE III.1.1, montre que les espèces (aulne, saule) qui se développent sur les berges des cours d'eau sont surreprésentées dans le flux pollinique fluviale. Par conséquent, au cours d'une année, plus les montées des eaux ou les crues sont fréquentes, plus les apports polliniques de ces taxons sont importants.

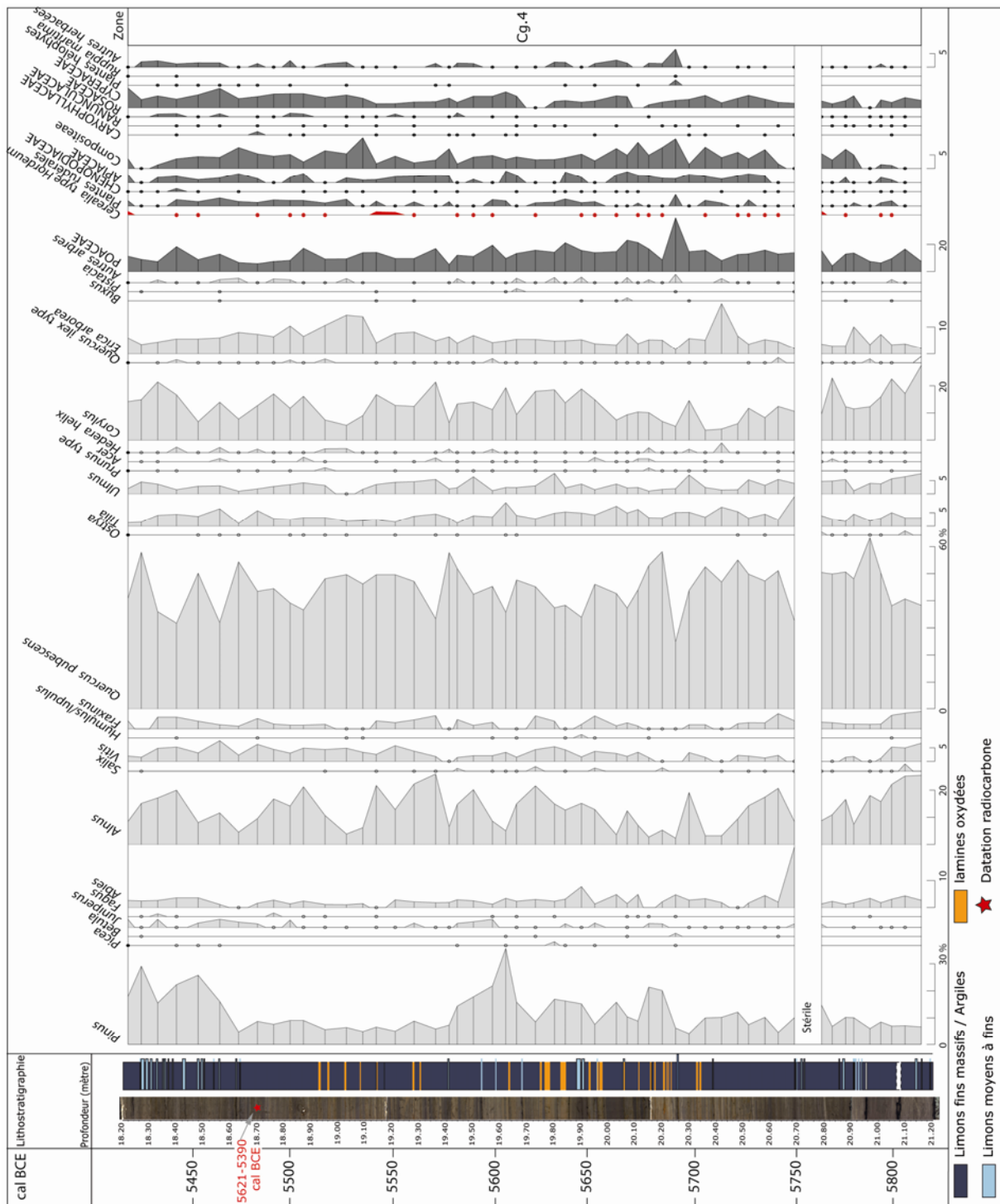


Figure 90 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Cg.4 du bassin versant de la Cagne. * : les âges ont été obtenus grâce au modèle âge/profondeur.

À partir de ces considérations il est possible de décrypter les variations de l'aune (*Alnus*), du saule (*Salix*) et même du frêne (*Fraxinus*) au sein des spectres de la zone Cg.4. Ainsi, nous proposons de comparer dans la figure 91, les valeurs de la ripisylve (aulne, saule et frêne) avec l'épaisseur des varves des sections C.22 et C.21, utilisée comme témoin de la dynamique hydro-sédimentaire.

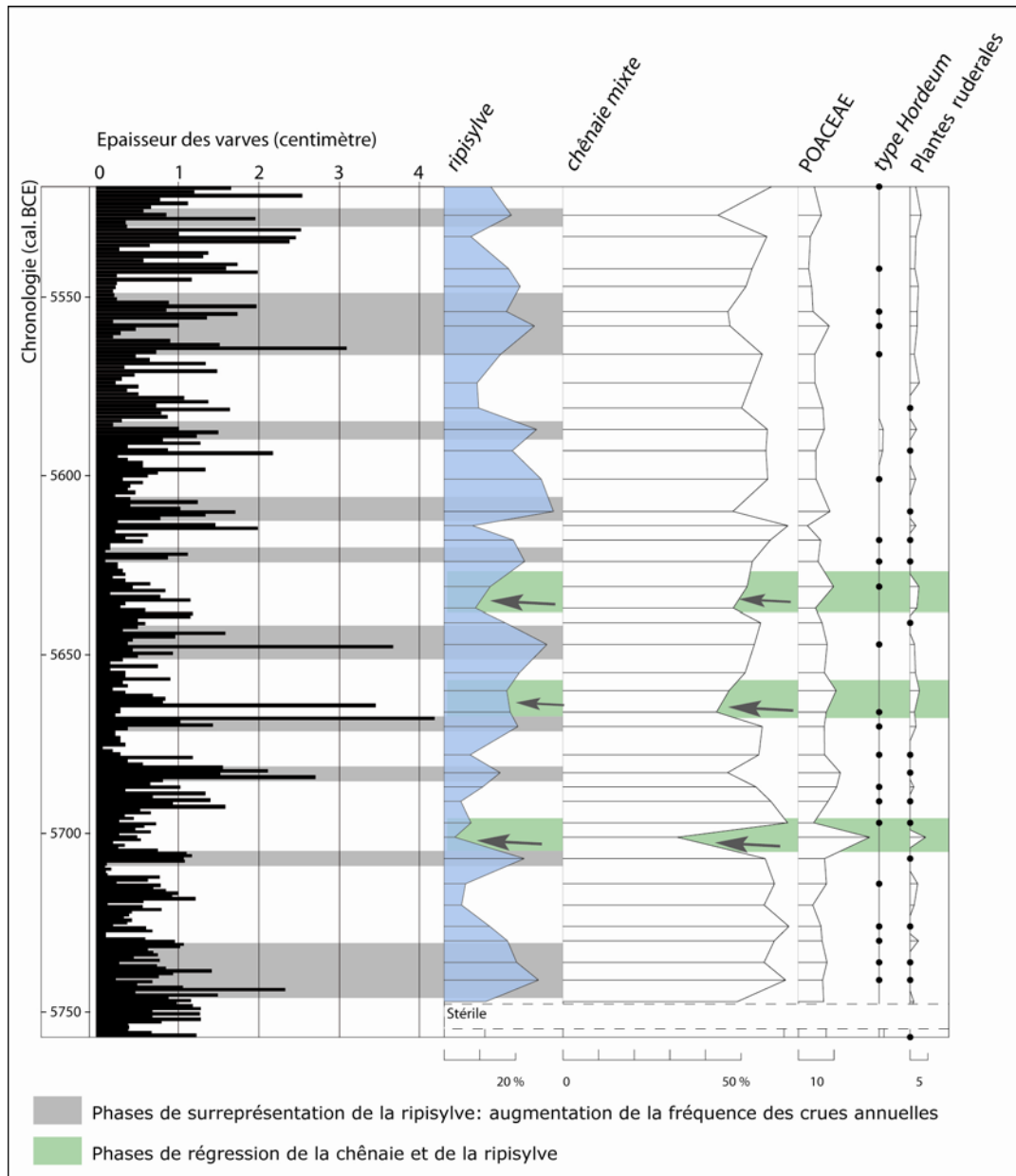


Figure 91 : Comparaison des spectres polliniques de la ripisylve de la zone Cg.4 avec l'épaisseur des varves sédimentaires. Ripisylve = aulne + saule + frêne..

Même s'il est encore difficile de définir précisément l'origine de la variation de l'épaisseur des varves (due à un nombre et/ou une fréquence de crues annuelles variable ?), la figure 91 montre une corrélation positive entre l'augmentation des valeurs de la ripisylve et l'augmentation de l'épaisseur des varves. Cette corrélation est le point de départ du raisonnement qui tend à expliquer le lien structurel qui existe entre la dynamique hydro-sédimentaire et les formations riveraine. En effet, au sein des hydrosystèmes méditerranéens actuels, lorsque le nombre de crues annuelles augmente, les sources polliniques secondaires alimentées par la végétation riveraine se dispersent plus fréquemment dans le flux pollinique fluvial. Par ailleurs, l'augmentation du nombre de crues annuelles participe au

rajeunissement régulier du couvert végétal des berges et donc au renouvellement relatif des arbres tels que l'aulne, le saule, le frêne et donc à leurs surreprésentations en aval. Un autre processus peut expliquer l'origine de l'augmentation des valeurs de l'aulne au sein de ces dépôts lagunaires, il s'agit du développement des aulnaies marécageuses en zone littorale qui bénéficient du transport par les crues des stocks de graines emprisonnés dans les berges (Buisson *et al.*, 2006). Ainsi tout porte à croire que l'augmentation des valeurs de la ripisylve dans la séquence de la Cagne est liée au régime de crue de l'hydrosystème.

On peut en déduire que lorsque le régime des crues diminue en nombre, les varves s'amincissent. En termes de dynamique de végétation, cela signifie que les stades de stabilisation voire les stades matures peuvent remplacer la strate arborescente post-pionnière à aulne. Sur le diagramme de la figure 91, les valeurs du chêne (*Quercus pubescens*) en anti-corrélation avec les valeurs de la ripisylve peuvent faire référence à cette dynamique fluviale.

Au-delà de ces observations, la figure 91 montre également à plusieurs reprises une régression conjointe de la ripisylve et la chênaie au profit des *Poaceae* et des taxons rudéraux. Si l'on prend en considération la récurrence du type *Hordeum* tout au long de la zone Cg.4, ces phases de régressions peuvent être interprétées comme des phases d'éclaircissements anthropiques. Grâce au modèle âge/profondeur, il est possible de situer ces phases autour de 5700 et de 5650 cal. BCE.

Enfin, les valeurs du sapin (*Abies*), hormis celle enregistrées vers 5750 cal. BCE (figure 90), sont toutes inférieures à 7 %. A l'image de la zone Cg.3, la présence de nombreuses lamines oxydées et donc l'installation de conditions plus sèches au cours des saisons estivales expliquent ces valeurs basses et parfois nulles.

2.4.5. La zone Cg.5 du diagramme pollinique de la Cagne (5450-5000 cal. BCE)

Au sein de la zone Cg.5 (figure 92), datée entre environ 5400 et 5000 cal. BCE, d'importants changements relatifs à une modification des modalités de transport et de dépôt sont mis en évidence. Alors que la zone Cg.4 se caractérise par une sédimentation régulière varvée de type lagunaire, la zone Cg.5 est marquée par des dépôts très rythmés, très hétérogènes en termes de texture avec notamment une succession de lamines limono-sableuses et sableuses issues d'épisodes détritiques de plus haute énergie.

Le couvert forestier reste très dense, il est dominé par la chênaie mixte (*Quercus pubescens*, *Tilia* et *Ulmus*) sur les sols alluviaux et par la ripisylve sur les berges de la Cagne. Les valeurs de la ripisylve (*Alnus*, *Vitis*, et *Fraxinus*) qui oscillent entre 10 et 30 %, sont déterminées par la nature des dépôts. Les valeurs les plus hautes sont atteintes dans les faciès les plus grossiers et mettent à nouveau en évidence sa surreprésentation en contexte de crue. La zone Cg.5 se caractérise également par les plus hautes valeurs, par ailleurs continues, du sapin ; elles se situent entre 5 et 10 % sur toute la zone avec des pics supérieurs à 10 %.

Comme en témoignent les dépôts sédimentaires de la zone Cg.5, il existe entre 5400 et 4950 cal. BCE, une nette augmentation de la fréquence des dépôts de crue et par conséquent une augmentation des conditions d'humidité avec néanmoins une phase d'accalmie entre 5200 et 5100 cal. BCE. À l'échelle du bassin Nord-Ouest de la Méditerranée, les données paléoclimatiques mettent également en évidence une récurrence de phases plus humides, comme à Renella (Zhornyak *et al.*, 2011), à Accesa (Magny *et al.*, 2007a ; Vannièrre *et al.*, 2008), dans la moyenne vallée du Rhône (Berger *et al.*, 2002) et dans la vallée de la Durance (Miramont, 1998). Etant donné que le signal pollinique du sapin n'est pas avantaé par le transport fluvial (voir partie 1.2.2.2), contrairement au pin ou aux arbres de la ripisylve, ses valeurs au sein de la zone Cg.5 montrent qu'il a pu bénéficier de ces nouvelles conditions climatiques pour se développer à basse altitude.

Les herbacées sont mal représentées dans cette zone. Seules les *Poaceae* atteignent 10 % de l'apport pollinique total en profitant de la phase d'accalmie entre 5200 et 5100 cal. BCE. Les grains de pollen du type *Hordeum* sont présents mais sont nettement moins fréquents que dans les zones précédentes. Entre 5400 et 5200 cal. BCE, un seul grain a été retrouvé au sein des 15 spectres analysés. Néanmoins il faut être prudent quant à l'interprétation de l'absence de grains de pollen du type *Hordeum* dans ce type de spectres. En effet, cette absence peut à la fois signifier un abandon des pratiques, un déplacement de celles-ci ou encore une sous-représentation due aux transports polliniques fluviaux favorisant les taxons arborescents. Pour la zone Cg.5, nous préférons la dernière explication, puisqu'au sein de l'accalmie hydro-sédimentaire, entre 5200 et 5100 cal. BCE (zone Cg.5 bis), la récurrence du type *Hordeum* réapparaît avec même vers 5150 cal. BCE, une valeur supérieure à 1 %. Cette hypothèse est renforcée par la hausse conjointe des autres taxons herbacés tels que les plantes rudérales, les *Apiaceae* et les *Compositae*.

2.4.6. La zone Cg.6 du diagramme pollinique de la Cagne (5000-4700 cal. BCE)

Dans la zone Cg.6, les valeurs de la ripisylve, représentée essentiellement par l'aulne (*Alnus*) et la vigne (*Vitis*) atteignent plus de 50 % de l'apport pollinique total (figure 93). Parallèlement, la chênaie mixte enregistre pour la première fois une tendance à la baisse qui s'accompagne au sommet de la zone Cg.6, par la fin des valeurs continues de l'orme (*Ulmus*) et du tilleul (*Tilia*). À partir de 16.05 mètres de profondeur, la régression de la chênaie se joint à une augmentation des valeurs des principales herbacées (*Poaceae*, plantes rudérales, *Apiaceae*, *Compositae* et *Cyperaceae*) ainsi qu'au retour d'une nouvelle récurrence du type *Hordeum*, confirmant l'hypothèse d'un éclaircissement d'origine anthropique de la chênaie.

Enfin, la zone Cg.6 se caractérise par la présence de quatre pics successifs de *Ruppia maritima* (plante aquatique d'eau saumâtre) situés au sein de limons gris-brun et séparés les uns des autres par trois phases de comblement plus grossier relatives à des apports détritiques fluviaux de plus haute énergie. Conjointement aux deux principaux pics de *Ruppia maritima* enregistrés par la palynologie (vers 15.80 et 15.60 mètres de profondeur), l'étude carpologique réalisée par Laurent Bouby, révèle de manière très cohérente la présence de deux pics de la même plante aquatique (figure 94). Entre ces niveaux immergés saumâtres de la zone Cg.6, la carpologie signale également la présence d'autres plantes aquatiques, mais cette fois-ci caractéristiques des milieux dulçaquicoles eutrophes et méso-oligotrophes représentés respectivement par *Najas marina* (la grande naïade), *Zannichellia palustris* (zannichellie des marais) et par les *Characeae*⁴⁹. Alors que les zones plus profondes mettent en évidence un milieu immergé majoritairement dulçaquicole, l'augmentation des taux de salinité dans la zone Cg. 6 marquée par les valeurs croissantes de *Ruppia maritima* à la fois dans les spectres polliniques et carpologiques, signale sans doute le maximum transgressif holocène enregistré dans le sondage de la Cagne. D'après les niveaux marins observés et la courbe prédictive de la remontée marine, la dernière accélération est enregistrée entre 5500 et 4800 cal. BCE (Lambeck *et al.*, 2011 ; Lambeck *et al.*, 2004). À partir de de 4800 cal. BCE, les vitesses moyennes de remontée passent de 0.6 à 0.2 centimètre par an, puis ne vont cesser de diminuer jusqu'à nos jours. Ici la zone de transition Cg.6 datée entre 5000 et 4700 cal. BCE coïncide avec une chute des vitesses de remontée du niveau de la mer (figure 94), marquant ainsi la limite d'intrusion marine à l'intérieur de la ria de la Cagne, avant que les

⁴⁹ Les absences de *Najas marina* et de *Chara* sp. (*Characeae*) du diagramme pollinique de la Cagne s'expliquent par la fragilité du grain de pollen de *Najas marina* (Bennike *et al.*, 2001) et par le système de reproduction des *Characeae*.

processus de progradation ne repoussent plus avant le trait de côte en direction de la mer (zone Cg.7).

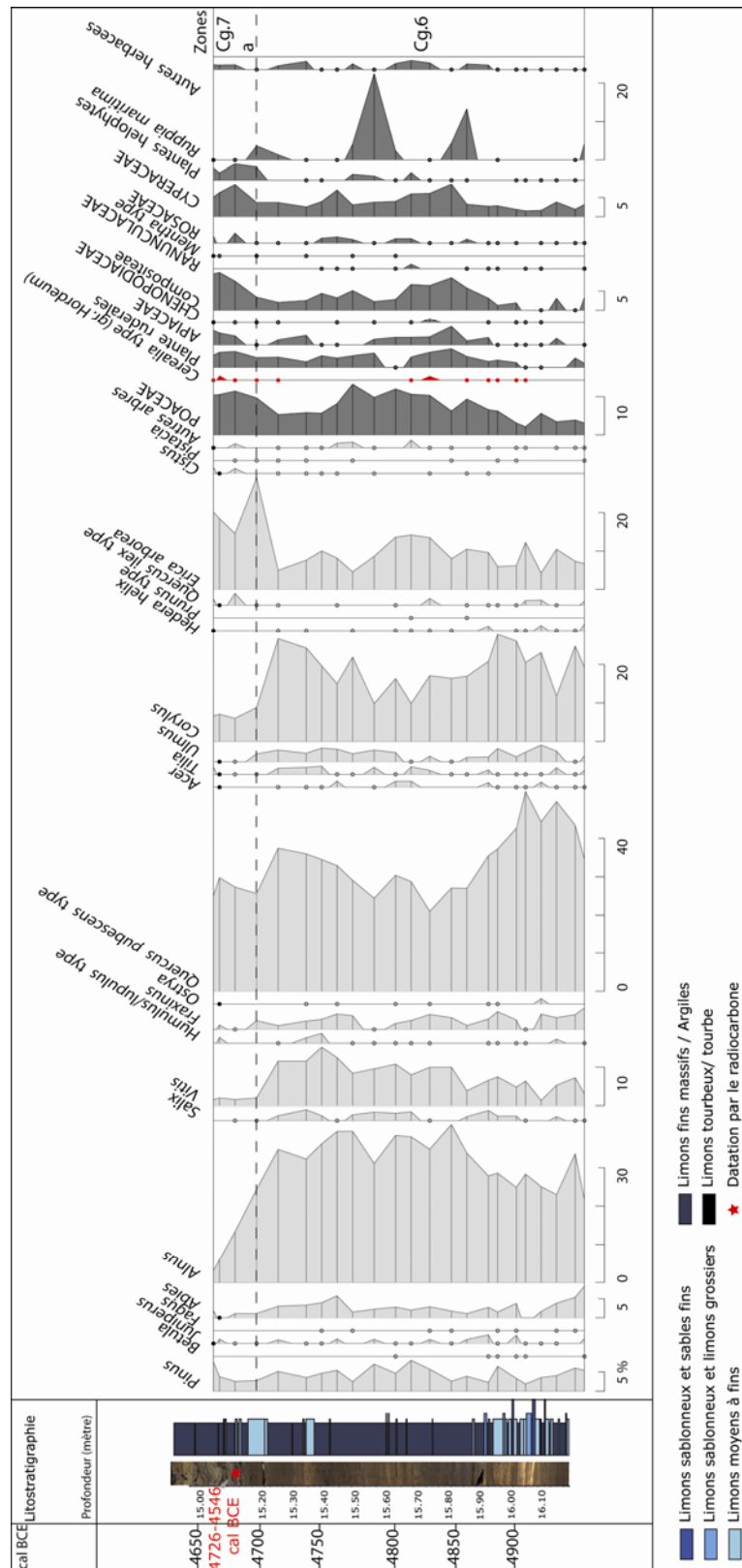


Figure 93 : diagramme pollinique simplifié de la zone Cg.6 du bassin versant de la Cagne. * : les âges ont été obtenus grâce au modèle âge/profondeur.

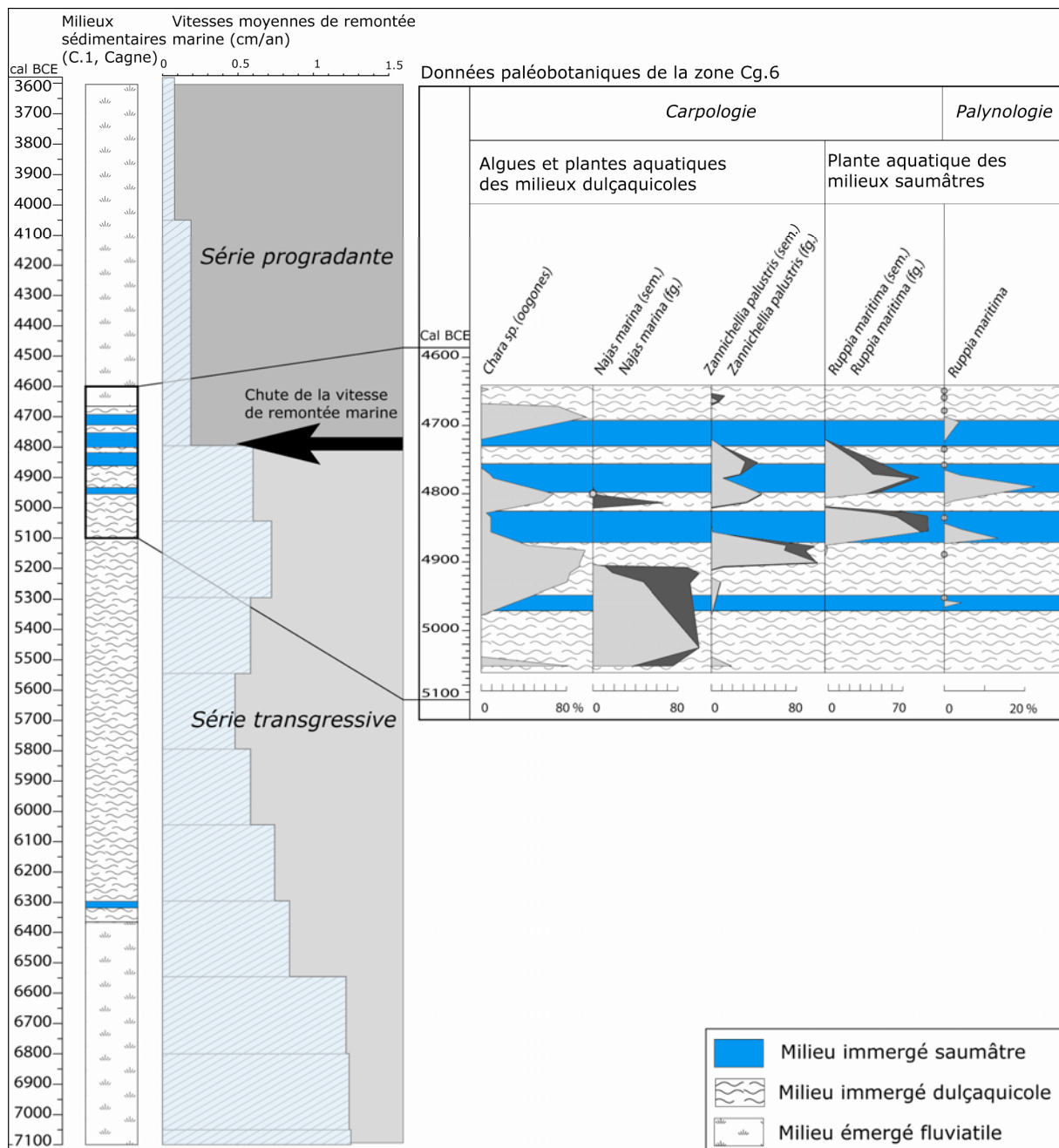


Figure 94 : Comparaison des milieux sédimentaires et végétaux de la zone Cg.6 avec les vitesses de remontée marine établi par Lambeck *e. al.* (2011). Carpologie (Bouby, inédit).

2.4.7. La zone Cg.7 du diagramme pollinique de la Cagne (4700-3550 cal. BCE)

La zone Cg.7 se caractérise globalement par un recul progressif des arbres sur près de deux millénaires. Le recul profite aux herbacées et principalement aux héliophytes et aux *Cyperaceae*. Cette zone, comme en témoignent les assemblages carpologiques et

Cependant, alors que ces grandes caractéristiques définissent les limites de la zone Cg.7, plusieurs sous-zones (Cg.7a, b et c) peuvent être définies à partir des dynamiques répétées de succession observées dans le diagramme. La première se situe entre 15.10 et 14.60 mètres de profondeur (Cg.7a) et se caractérise dans la lithostratigraphie par une succession de lamines limoneuses rythmées par des dépôts de fines couches très organiques, voire tourbeuses, témoins de processus d'eutrophisation, mais également par la formation de fines lamines oxydées, témoins d'une augmentation de l'amplitude verticale de la nappe.

Alors qu'au sein de la zone Cg.6, les valeurs de *Ruppia maritima* signalent la présence d'un milieu immergé saumâtre, le passage dans la zone Cg.7a à un milieu dulçaquicole se caractérise par l'installation d'une roselière à *Typha angustifolia* (massette à feuilles étroites) et cariçaie à *Cyperaceae* (figure 95). Entre 14.80 et 14.70 mètres de profondeur, celle-ci recule au profit des *Poaceae*, qui devient le taxon dominant sur au moins deux spectres consécutifs. Afin de préciser l'origine de la mutation des milieux végétaux littoraux entre la zone Cg.6 et la zone Cg.7, et afin d'affiner la composition des strates herbacées de la zone Cg.7, nous proposons de comparer les spectres polliniques avec les spectres carpologiques issus de l'analyse réalisée par Laurent Bouby (figure 96). Cette dernière révèle tout comme la palynologie le passage d'un milieu saumâtre à un milieu dulçaquicole/oligohalin. Même si les marqueurs sont différents, ils s'avèrent très complémentaires, puisque *Ruppia maritima* des milieux saumâtres, est remplacée par *Scirpus lacustris* (*Cyperaceae*) des milieux d'eau douce et dans une moindre mesure par *Scirpus maritimus* (*Cyperaceae*) des milieux oligohalins. Ainsi, grâce au développement de *Scirpus* dans les spectres carpologiques, qui coïncide parfaitement avec l'augmentation des valeurs des *Cyperaceae* en palynologie, il paraît évident qu'une majorité des *Cyperaceae* déterminée en palynologie sont en réalité, du moins dans la première partie de la zone Cg.7, soit *Scirpus lacustris*, soit *Scirpus/maritimus*.

Grâce à la complémentarité, spécifique à ce type de contexte, de la carpologie et de la palynologie, nous pouvons mettre en relation l'augmentation conjointe des valeurs des *Cyperaceae* et des héliophytes, et proposer pour la zone Cg.7a, la mise en place vers 4700 cal. BCE en périphérie d'une zone humide littorale, de fourrés héliophyles à *Scirpus lacustris* et *Typha angustifolia*. L'importante hausse enregistrée par les valeurs des *Poaceae*, peut par conséquent être assimilée au développement d'une autre forme de roselière cette fois-ci à roseau commun (phragmitaie).

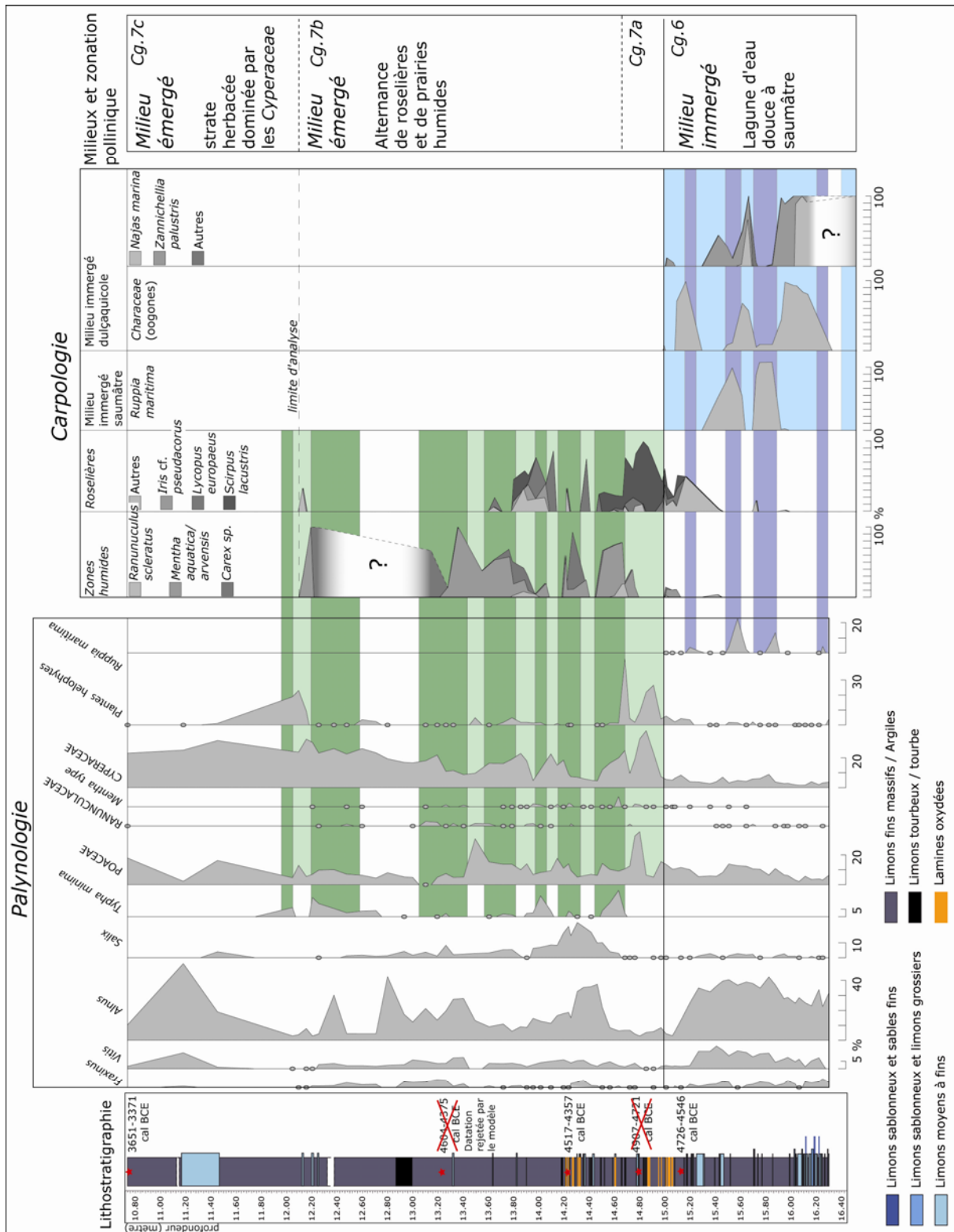


Figure 96 : Comparaison des données polliniques et carpologiques (Bouby, inédit) des zones Cg.6 et Cg.7 du sondage de la Cagne (entre 16.40 et 10.70 mètres) : évolution des environnements végétaux locaux. Les bandes vert clair correspondent au cortège floristique des roselières, les bandes vert foncé à celui des prairies humides ; les bandes bleu clair à celui des plans d'eau douce et les bandes bleu foncé à celui des plans d'eau saumâtre.

Dans la sous zone Cg.7b, à partir de 14.60 mètres de profondeur, la composition des spectres polliniques se modifie. Immédiatement après la chute des taxons hélophytes, l'analyse pollinique révèle un pic à hauteur de 7 % du type *Mentha*. Lorsque l'on replace ce spectre au sein des résultats de l'analyse carpologique, ce pic s'inscrit au début d'une phase mettant en évidence le développement d'une strate herbacée caractéristique des zones humides dulçaquicoles (fossés, mares, prairies humides ou bras mort), parmi lesquelles *Mentha aquatica/arvensis* (menthe aquatique) et *Carex* sp. occupent une place importante. Ces habitats de zones humides se différencient des roselières, notamment par la durée de l'engorgement en eau des sols. Alors que les hélophytes des roselières sont enracinées dans un sol submergé pendant une grande partie de l'année, les plantes méso-hygrophiles comme *Mentha aquatica* et *Mentha arvensis* se développent sur des sols humides moins fréquemment submergés. La zone Cg.7b, à la fois en palynologie et en carpologie, met en évidence une alternance des cortèges d'hélophytes et de méso-hygrophites. Les hélophytes sont représentées en carpologie principalement par *Scirpus lacustris*, *Lycopus europaeus* et *Iris* cf. *pseudacorus* et en palynologie par les *Cyperaceae* et *Typha angustifolia*. Les plantes méso-hygrophiles sont représentées en carpologie par *Carex* sp., *Mentha aquatica/arvensis* et *Ranunculus scleratus* et en palynologie par le type *Mentha*, *Typha minima*, *Salix* et *alnus*. De cette manière, à partir de ces marqueurs, il est possible de suivre dans la première moitié de la sous zone Cg.7b, l'alternance de ces deux grands ensembles floristiques. À partir de 13.80 mètres les roselières tendent à disparaître au profit des prairies humides à *Mentha aquatica/arvensis* et *Carex* sp. plus nombreux. Lorsque l'on compare les taux de sédimentation calculés sur le sondage de la Cagne avec la vitesse de remontée marine estimée pour la fin du 5^{ème} et le début du 4^{ème} millénaire, le rapport est quasiment de un pour deux, à savoir 0.38 cm/an pour les taux de sédimentation et 0.18 cm/an pour la vitesse moyenne de remontée marine. La principale conséquence de ce déséquilibre est l'accélération des processus de progradation et par extension, le déplacement vers l'aval des milieux immergés. Avec ce déplacement, ce sont également des formations végétales distinctes qui se déplacent et notamment les roselières situées en bordure de lagune. Ici, l'évolution de la végétation de la plaine de la Cagne est principalement régie par les processus géomorphologiques et plus particulièrement par la progradation de la plaine.

D'autres processus relatifs au fonctionnement de l'hydrosystème permettent d'expliquer la composition et l'évolution de certains spectres polliniques. Parmi les taxons méso-hygrophiles, il existe des espèces pionnières (*Typha minima*, *Cyperaceae*) et d'autres dites post-pionnières (*Alnus*, *Salix*), qui permettent comme le montre la figure 96 de mettre en

évidence des dynamiques de successions végétales propres à la construction des forêts riveraines. En l'occurrence, lorsque *Typha minima* (la petite massette) accompagnée des *Cyperaceae* est brutalement remplacée par *Alnus* (aulne) et *Salix* (saule), comme en témoigne la zone Cg.7b (figure 96), cela signifie que les crues qui rajeunissent régulièrement les stades pionniers de la végétation riveraine deviennent moins fréquentes, permettant aux stades post-pionniers et de stabilisation à saule et aulne de se développer. Néanmoins, un autre point peut expliquer cette succession. En effet, l'éloignement du chenal actif par rapport au point de carottage peut entraîner également un vieillissement des stades pionniers, sans que la fréquence des crues ne diminue.

2.4.7.1. Les marqueurs polliniques d'anthropisation des zones Cg. 6 et Cg.7

Si de nombreuses modifications enregistrées par la végétation alluviale peuvent s'expliquer à partir des processus de progradation et de la dynamique paléohydrologique, la présence de certains taxons est inféodée à l'homme à l'image des plantes rudérales et du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*).

En se focalisant sur la récurrence du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) et l'augmentation des valeurs des plantes rudérales, le diagramme met en évidence trois phases pendant lesquelles l'anthropisation de la plaine alluviale de la Cagne participe significativement à la composition des spectres polliniques. La première est datée entre 4900 et 4800 cal. BCE (zone Cg.6), la deuxième entre 4700 et 4350 cal. BCE et la troisième entre 4100 et 3950 cal. BCE (Cg.7a, b). Pour chacune d'entre elles, le type *Cerealia* atteint au moins une fois plus de 1 % des apports polliniques totaux avec un maximum enregistré à 2 % dans la dernière phase. Bien entendu, la seule utilisation de ces marqueurs n'est pas suffisante pour établir une chronologie précise de l'occupation anthropique de la plaine alluviale de la Cagne puisque l'absence de ces marqueurs ne signifie pas pour autant la disparition des activités associées. Ces taxons bénéficiant d'une mauvaise capacité de dispersion pollinique, un simple éloignement de la source pollinique primaire peut entraîner une sous-représentation de ces cortèges. Par ailleurs, la mauvaise résolution d'échantillonnage de la zone Cg.7c peut expliquer la disparition de ces marqueurs à partir de 3950 cal. BCE.

À partir de la zone Cg.6, c'est-à-dire vers 5000-4900 cal. BCE, les valeurs de la chênaie ormaie ne vont cesser de diminuer pendant un millénaire et demi jusqu'à 3500 cal. BCE (limite de l'analyse). Alors que ce recul progressif dessine un profil en dents de scie, les

marqueurs d'anthropisation de la zone Cg.6 apparaissent conjointement avec la première phase d'éclaircissement de cette longue tendance. Les valeurs du chêne passent de 50 à 20 %, et l'orme qui atteignait entre 5 et 10 % dans la zone Cg.5, peine à atteindre les 1 % entre 4900 et 4800 cal. BCE. L'orme qui disparaît presque intégralement des spectres (valeurs inférieures à 1 %) à la fin de la zone Cg.6.

Les marqueurs d'anthropisation de la zone Cg.7a sont plus difficiles à interpréter. Cette zone est à bien des égards très spécifique, puisqu'elle représente pendant environ un siècle et demi et 9 spectres polliniques, le maximum de régression de la chênaie ormaie : les valeurs du chêne atteignent moins de 10 % des apports polliniques totaux. Mais la forêt à feuillage caduc n'est pas la seule à essuyer un important recul. En effet, l'aulne (*Alnus*), le noisetier (*Corylus*) et la bruyère arborescente (*Erica arborea*) passent de 30 à 5 % et les valeurs de la vigne (*Vitis*) oscillent autour de 1 % alors qu'elle représentait au sommet de la zone Cg.6 plus de 10 %. Ce recul général, observé par la totalité des taxons arborescents, se fait principalement au profit des roselières à *Scirpus lacustris* et *Typha angustifolia* et coïncide parfaitement avec le passage d'un milieu immergé à un milieu émergé. Si l'on considère, comme le montrent les travaux sur le transport pollinique fluvial, qu'une majorité des apports polliniques en contexte alluvial, à l'exception de l'aulne et du pin est issue des retombés atmosphériques et des sources polliniques primaires, le contexte émergé en bordure de lagune profite davantage des apports polliniques des formations herbacées extra-locales contrairement au contexte immergé qui favorise une meilleure représentativité pollinique des taxons arborescents plus éloignés. Même s'il est évident que les formations forestières sont sous-représentées au sein de cette zone Cg.7a, laquelle permet à l'analyste d'observer les marqueurs polliniques d'anthropisation, il ne faut cependant pas minimiser leur signification. Il paraît peu probable qu'au cours du 5^{ème} et du 4^{ème} millénaire BCE, les céréales poussent sur les berges de la Cagne. Par conséquent, si la dispersion pollinique du groupe *Hordeum* n'est pas favorisée par les crues et le transport fluvial, sa présence, même si elle bénéficie de la sous-représentation des arbres au sein des spectres polliniques, atteste d'une pratique agricole littorale. Ensuite, au sein de la zone Cg.7b, les roselières disparaissent localement pour être remplacées par des prairies humides à *Carex* sp. et *Mentha aquatica/arvensis*. Systématiquement, les récurrences du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) et le développement des plantes rudérales coïncident avec l'installation des prairies humides ainsi qu'avec les différentes phases de recul opérées par la chênaie. De cette manière, nous proposons, à partir de la concordance de ces marqueurs, une origine anthropique des prairies humides de la basse plaine de la Cagne entre 4500 et 3950 cal. BCE.

2.5. Evolution de la végétation de la plaine distale du Loup au cours des 7^{ème} et 6^{ème} millénaires BCE

Les résultats de l'analyse pollinique du sondage L.1 de la plaine alluviale du Loup sont exprimés en pourcentages relatifs (figure 97). Le diagramme se scinde en cinq zones définies à partir de la composition et de l'évolution des spectres. À l'image de l'analyse réalisée dans la plaine voisine de la Cagne, les valeurs du pin (*Pinus*), de l'aulne (*Alnus*), du saule (*Salix*) et de la vigne sauvage (*Vitis*) ont été calculées séparément pour minimiser l'impact de leur surreprésentation régionale. Enfin, dans le diagramme complet (figure 97), pour chaque échantillon un âge a été attribué par le modèle bayésien réalisé sur Oxcal afin d'observer l'évolution de la végétation sur la longue durée. En revanche, la réalisation des diagrammes polliniques relatifs aux différentes zones s'est faite à partir des échantillons exprimés en profondeur, cette fois-ci afin de replacer les spectres au sein de leur contexte sédimentaire et afin de mieux comprendre l'évolution sur la courte durée du couvert végétal dans la plaine alluviale du Loup. Les associations de taxons en groupes phytosociologiques sont les mêmes que pour l'analyse de la Cagne, à savoir les plantes rudérales (*Plantago lanceolata*, *Papaveraceae*, *Rumex* sp., *Artemisia*, *Filipendula*, *Rubiaceae*) et les plantes héliophyles dominées par la massette à feuille étroite (*Typha angustifolia*). Pour finir, le type *Cerealia* a été défini à partir des critères morphométriques retenus par Beug (2004) qui mettent en évidence tout comme dans la Cagne la prédominance du sous-type *Hordeum* (voir PARTIE III.2.3).

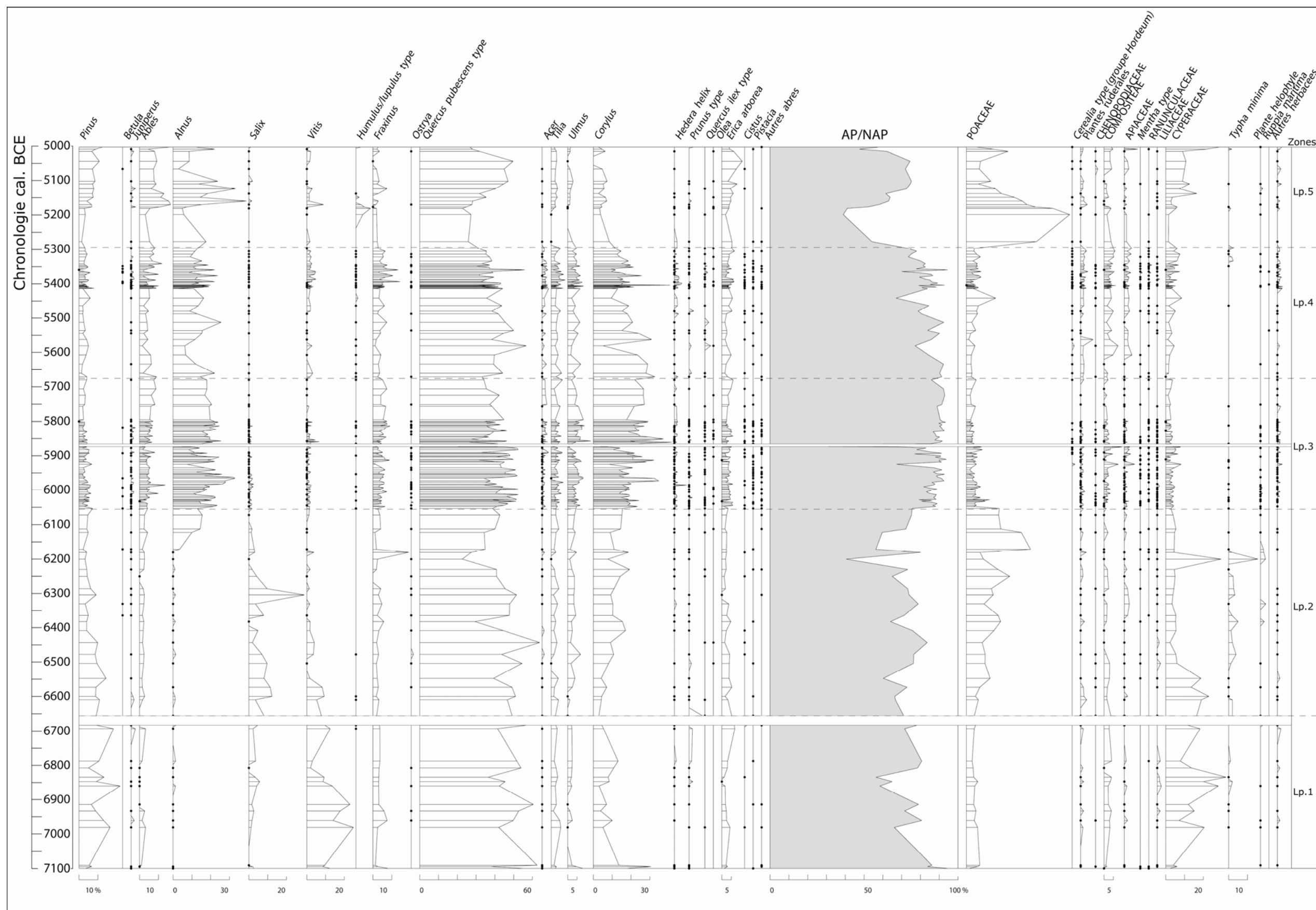


Figure 97 : Diagramme pollinique du carottage L.1 du bassin versant de lu Loup (Alpes-Maritimes ; +5 mètres NGF).

2.5.1. La zone Lp.1 du diagramme pollinique de Loup (7050-6600 cal. BCE)

Le diagramme débute à 22.80 mètres de profondeur, au début du 7^{ème} millénaire (figure 98). Cette première zone met en évidence une vallée dominée par un couvert forestier représenté à 50 % par le chêne pubescent (*Quercus pubescens*) accompagné du tilleul (*Tilia*) à hauteur de 5 % et du noisetier (*Corylus*) en lisière (espèce héliophile) lequel représente entre 10 et 20 % des apports polliniques totaux. Si l'aulne (*Alnus*) est encore très discret, voire absent des spectres, les formations ligneuses riveraines sont représentées par le saule (*Salix*), autour de 5 %, mais également par la liane de la vigne sauvage (*Vitis*) dont les valeurs atteignent un maximum de 22 %.

Lorsque l'on observe le diagramme complet (figure 97), les arbres représentent entre 60 et 80 % des apports polliniques totaux. Du côté des herbacées, les meilleurs représentants sont les *Cyperaceae* et dans une moindre mesure, les *Poaceae* et les *Compositae*.

Cette zone couvre près de cinq siècles d'histoire environnementale entre environ 7050 et 6600 cal. BCE. Pour comprendre l'évolution de la végétation alluviale au cours de la première moitié du 7^{ème} millénaire, il convient de restituer la succession des spectres polliniques au sein de la dynamique hydro-sédimentaire du Loup et du contexte paléoclimatique. Sur le littoral toscan à Accesa (Magny *et al.*, 2007a ; Vannièrè *et al.*, 2008), en Ligurie à Corchia (Zanchetta *et al.*, 2007) et Renella (Zhornyak *et al.*, 2011), mais aussi dans le Sud-est de la France (Miramont, 1998), les marqueurs paléo-hydrologiques et paléoclimatiques soulignent l'installation de conditions globales (en opposition aux conditions saisonnières) sèches et chaudes. Sur le site du Loup, la dynamique hydro-sédimentaire de la première moitié du 7^{ème} millénaire est très rythmée et se caractérise par une alternance d'épisodes détritiques d'énergie différentielle, une succession de milieux sédimentaires variés sur le lieu même du carottage (plaines d'inondation, bras morts, niveaux de berge *etc.*) et des taux de sédimentation différents. Au regard des données régionales, cette rythmicité d'ordre climatique et ou géomorphologique semble témoigner d'une réalité locale peut être saisonnière propre au bassin versant du Loup et donc invisible à l'échelle des marqueurs régionaux utilisés. Quoiqu'il en soit, en l'absence d'une lecture sédimentologique et géochimique très fine des séries laminées, l'hétérogénéité des dépôts rend difficile la lecture des spectres et donc la compréhension de l'évolution locale de la végétation.

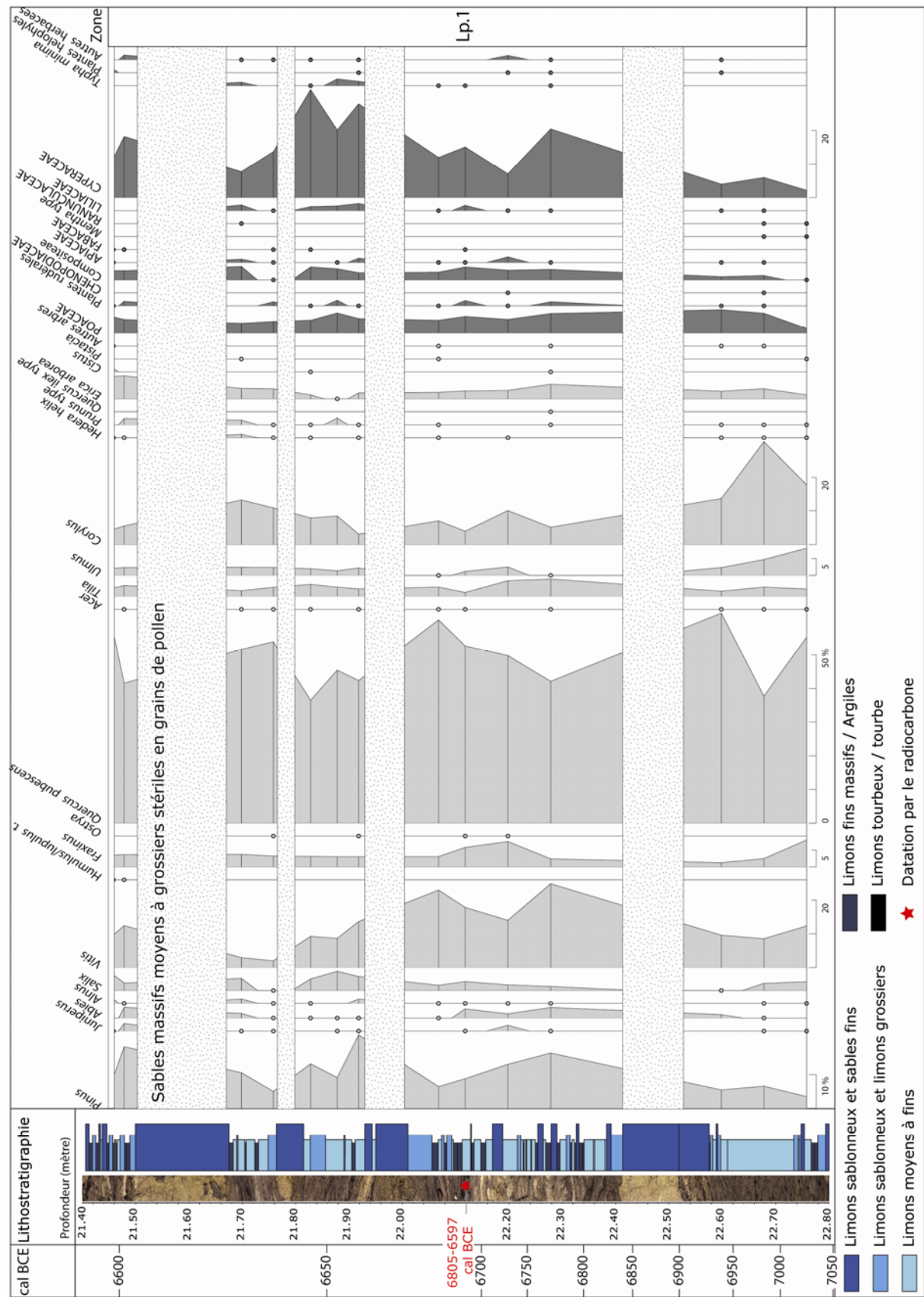


Figure 98 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Lp.1 du bassin versant du Loup.
 * : les âges ont été obtenus grâce au modèle âge/profondeur.

Parmi cette végétation, la vigne sauvage (*Vitis*) occupe une place importante. Actuellement la vigne sauvage (*Vitis vinifera ssp. silvestris*) se développe principalement en zone alluviale et plus particulièrement en lisière des cordons arborés riverains. Il n'est donc pas étonnant d'observer ses grains de pollen au sein des alluvions holocènes de la plaine du Loup. Il est par contre plus rare d'observer de tels pourcentages dans les analyses polliniques, même en contexte alluvial. Etant donné que dans la zone Cg.1 de l'analyse de la Cagne, la vigne atteint également dans la première moitié du 7^{ème} millénaire, près de 20 % des apports polliniques, un intérêt tout particulier est apporté à ce taxon. Les études d'Arnold (2002) sur l'écologie de la vigne sauvage en Europe montre qu'il s'agit d'une espèce qui dispose d'une importante amplitude écologique. Dans ces premiers stades, elle va préférer les milieux humides et ombragés pour ensuite profiter de trouées dans la strate arborescente et accompagner ainsi la dynamique arbustive et conquérir les étages supérieurs. Bien que pour la vigne sauvage les arbres qu'elle côtoie ne représentent que des supports, les observations de Arnold (2002) montrent que l'alliance végétale arborescente la plus visitée par la vigne est l'alliance du *Fraxino rotundifolia* – *Populion albae*, ce qui est cohérent avec les valeurs significatives dans la zone Lp.1 du saule (*Salix*) et du frêne (*Fraxinus*). En station riveraine et d'un point de vue dynamique, l'expansion de la vigne sauvage est facilitée par les phases érosives et les crues qui assurent la dispersion des graines et des parties végétatives de la plante (Arnold *et al.*, 2010). En résumé, les hautes valeurs de la vigne (*Vitis*) dans la plaine du Loup et de la Cagne respectivement entre 7000 et 6500 cal. BCE et entre 7000 et 6900 cal. BCE, peuvent être associées à une augmentation de la fréquence des crues. Par ailleurs, les *Cyperaceae*, qui composent les stades pionniers des formations riveraines, peuvent avec des valeurs comprises entre 10 et 30 %, mettre en évidence une augmentation de la fréquence de rajeunissement des formations arborescentes riveraines et donc des processus érosifs.

2.5.2. La zone Lp.2 du diagramme pollinique de Loup (6600-6050 cal. BCE)

Le taxon dominant de la zone Lp.2 reste le chêne pubescent (*Quercus pubescens*) dont les valeurs atteignent plus de 60 % (figure 99). À l'image de la zone Lp.1 mais également du diagramme de la Cagne, le chêne s'accompagne au cours du 7^{ème} mais également du 6^{ème} millénaire du tilleul (*Tilia*), de l'orme (*Ulmus*) et du frêne (*Fraxinus*) formant une épaisse forêt caducifoliée. Actuellement, il existe en région méditerranéenne, plus particulièrement dans la vallée du Rhône et de la Durance, mais également dans les plaines orientales de la

Corse, quelques îlots de forêt caducifoliée appelée chênaie-ormaie méditerranéenne (Rameau *et al.*, 2001). Cet habitat représente le stade de maturité de la peupleraie blanche des vallons méditerranéens, mais est aujourd'hui, rarement observé étant donné les dégradations anthropiques plus ou moins anciennes et intenses portées aux forêts alluviales. Comme il en est fait mention dans la description de l'habitat, la vigne sauvage (*Vitis vinifera* subs. *sylvestris*), mais également le noisetier dans la strate arbustive, sont considérés comme des espèces indicatrices de ces vieilles forêts méditerranéennes. Dans la zone Lp.2, ces indicateurs sont réunis et représentent plus de 60 % des apports polliniques totaux.

Parallèlement, le cordon riverain est représenté par le saule (*Salix*) entre 10 et 20 % puis par l'aulne (*Alnus*) qui remplace ce dernier à hauteur de 20 %. Les valeurs du pin (*Pinus*) sont relativement homogènes autour de 10 %, tout comme celles de la bruyère arborescente (*Erica arborea*) autour de 5 %. Du côté des herbacées, les *Poaceae*, les *Apiaceae*, les *Compositae*, les *Cyperaceae*, les héliophytes et la petite massette (*Typha minima*) sont les mieux représentées (figure 99).

La comparaison du modèle de remontée marine avec les âges de la zone Lp.2, montre que la section se situe à proximité de la ligne de côte ou du moins non loin du niveau 0. Si à cela on rajoute les observations sédimentaires qui mettent en évidence la présence de varves organo-détritiques, on peut supposer l'installation d'une lagune.

Comme en témoignent l'absence de marqueur de salinité et la présence de trois pics relatifs à la croissance des plantes héliophytes d'eau douce, cette lagune semble, à l'image de celle de la Cagne, fermée sur la mer et caractérisée par un milieu dulçaquicole.

À propos de la végétation riveraine, l'alternance des espèces pionnières telles que la petite massette (*Typha minima*) et les *Cyperaceae*, avec des espèces post-pionnières telle que le saule (*Salix*), fait référence à la dynamique hydro-sédimentaire du fleuve. Les pics de *Salix* sont à associer avec des périodes d'accalmie alors que les pics de *Typha minima* qui se développent sur de fraîches alluvions, marquent une augmentation de la fréquence des crues. Au sommet de la zone Lp.2, à partir de 20.40 mètres de profondeur, une dernière phase détritique entraîne le repeuplement des rives du Loup par la petite massette et les *Cyperaceae*, rapidement remplacées par le saule (*Salix*) et le frêne (*Fraxinus*) puis par l'aulne (*Alnus*). Alors que l'aulnaie s'installe sur les rives du Loup, la lagune qui semble s'atterrir comme en témoignent les processus d'eutrophisation entre 20.40 et 20.25 mètres de profondeur (voir PARTIE II.2.2.3.1), voit le développement d'une roselière à *Poaceae* lesquelles atteignent plus de 30 % de l'apport pollinique total.

L'apparition et le développement rapide de l'aulne interviennent vers 6200 cal. BCE. En parallèle, dans la basse vallée de la Cagne, l'aulnaie qui fait son apparition plus ou moins dans les mêmes conditions, à savoir au cours d'une période d'accalmie hydro-sédimentaire entraînant des phases d'eutrophisation de la lagune : cette phase est datée d'environ 6450 cal. BCE. Nous reviendrons dans la synthèse sur son apparition spontanée et son développement sur le littoral azuréen dans les basses vallées de la Brague (Nicol-Pichard et Dubar, 1998), de la Cagne et du Loup.

2.5.3. La zone Lp.3 du diagramme pollinique de Loup (6050-5800 cal. BCE)

Les dépôts sédimentaires associés à la zone Lp.3 enregistrent les plus hauts taux de sédimentation du sondage du Loup. En effet, pour trois mètres de sédimentation, le modèle attribue aux profondeurs de la section des âges estimés entre 6045 et 5794 cal. BCE, ce qui représente trois mètres de dépôts en deux siècles et demi, soit une vitesse moyenne de sédimentation estimée à 1.19 centimètres/an. Lorsque l'on compare cette vitesse avec celle de la remontée marine estimée pour le début du 6^{ème} millénaire (Lambeck *et al.*, 2004) à 0.6 centimètre par an, il est possible de montrer qu'en zone d'embouchure du Loup, la vitesse de sédimentation relatives aux apports fluviaux est deux fois plus élevée que celle de la remontée marine. Ces observations sont le témoin direct des processus de progradation qui participent à l'élargissement de la plaine côtière du Loup.

À l'image des deux premières zones du diagramme du Loup, la formation dominante est la chênaie caducifoliée (ou chênaie ormaie méditerranéenne) composée du chêne pubescent (*Quercus pubescens*), de l'orme (*Ulmus*), du tilleul (*Tilia*), du noisetier (*Corylus*) au sein de sa strate arbustive et enfin du lierre (*Hedera helix*) et de la vigne sauvage (*Vitis*). La deuxième formation la mieux représentée est celle des zones humides de la basse vallée du Loup, composée de l'aulne (*Alnus*) et du frêne (*Fraxinus*) et dans une moindre mesure par le saule (*Salix*). Le sapin (*Abies*) enregistre des valeurs continues entre 5 et 10 %, tout comme le pin (*Pinus*) et la bruyère arborescente (*Erica arborea*) autour de 5 %. Par rapport à la zone Lp.2, les herbacées régressent, permettant aux arbres de représenter entre 80 et 90 % des apports polliniques totaux. Malgré cette apparente densification du couvert arborescent, à 18.57 mètres de profondeur, les premiers grains de pollen du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) apparaissent, avec une valeur significative de 1.45 % des apports totaux, puis demeurent récurrent jusqu'au sommet du diagramme. L'âge attribué à cette profondeur par le modèle est

de 5925 ± 25 cal. BCE. Si l'on compare cette date avec l'apparition du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) au sein du diagramme de la Cagne, les deux séquences sont comparables et mettent toutes les deux en évidence l'apparition de la culture de l'orge dans les plaines côtières du Sud-Est de la France dès le début du 6^{ème} millénaire. Même si au cours de la première moitié du 6^{ème} millénaire, le couvert forestier représente en moyenne 85 % des apports polliniques totaux à la fois dans la basse vallée de la Cagne et du Loup, l'apparition de l'orge dans cette dernière s'accompagne d'un recul exceptionnel des arbres dont les apports passent de 90 à 70 %. Sans exception, les valeurs des arbres régressent au profit des herbacées et notamment des *Poaceae*, des *Compositae*, des *Apiaceae* et enfin des *Cyperaceae*. Même si les plantes rudérales ne semblent pas profiter de cette dynamique, l'ensemble de ces indicateurs mettent nettement en évidence une ouverture brève du milieu d'origine anthropique.

Entre 18.20 et 17.96 mètres de profondeur une deuxième phase de recul du couvert forestier est enregistrée (figure 97 et figure 100). Celle-ci se manifeste par la régression conjointe de la majorité des arbres à la fois de la ripisylve et de la chênaie-ormiaie. Parallèlement, le signal des herbacées augmente alors que le type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) enregistre deux nouveaux pics au-dessus de 1%. Le modèle restitue cette seconde phase de régression forestière entre 5900 et 5850 cal. BCE.

Enfin, au sommet de la zone Lp.3, les spectres polliniques montrent un recul des herbacées, de brèves apparitions du type *Cerealia* (en dessous de 1 %) et une hausse des valeurs des arbres (entre 85 et 90 %).

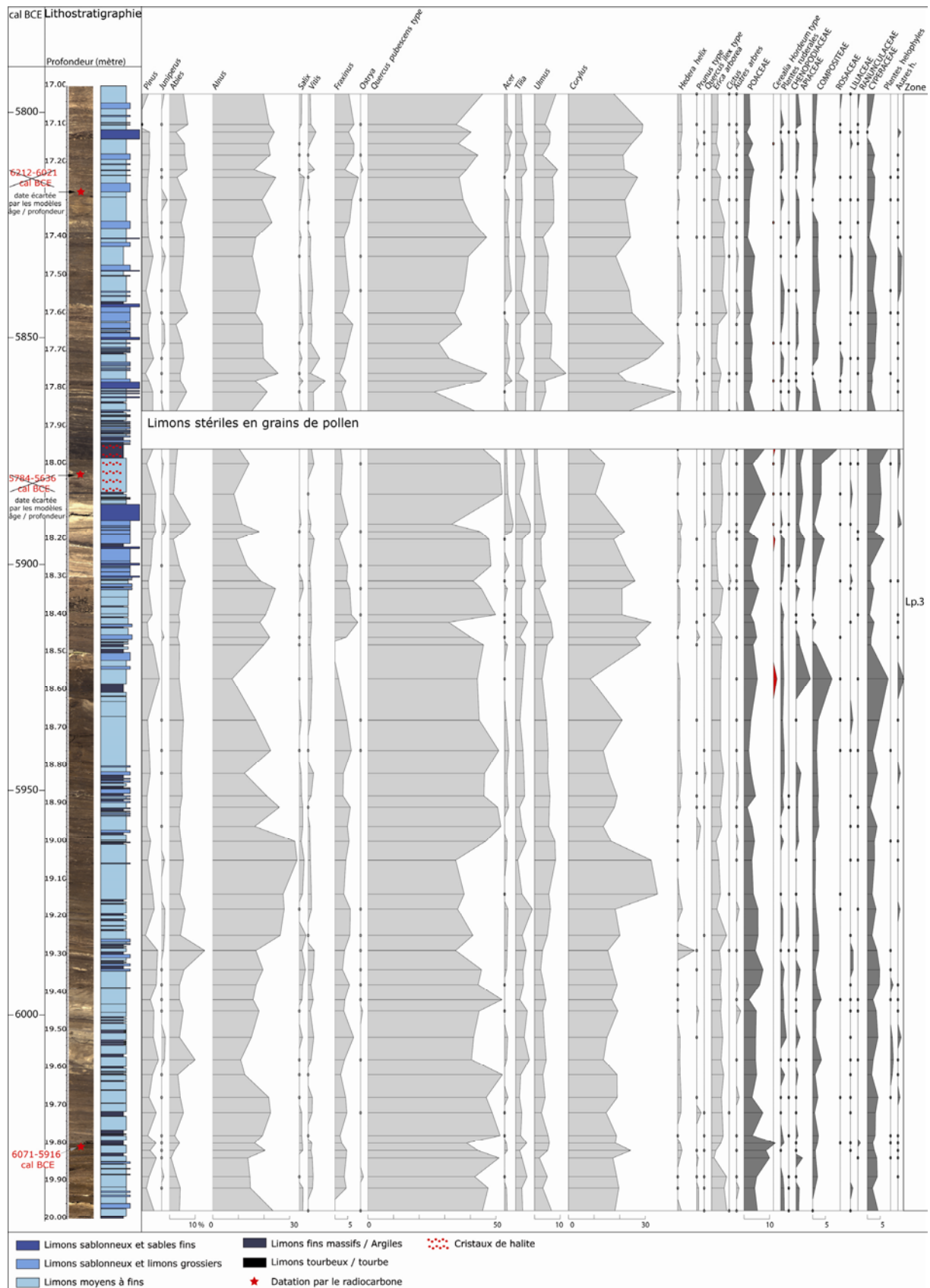


Figure 100 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Lp.3 du bassin versant du Loup.
 * : les âges ont été obtenus grâce au modèle âge/profondeur.

2.5.4. La zone Lp.4 du diagramme pollinique de Loup (5800-5300 cal. BCE)

Cette zone bénéficie d'une très bonne documentation radiochronologique, en l'occurrence cinq datations par le radiocarbone pour 2.80 mètres de dépôt sédimentaire, ce qui confère au modèle âge/profondeur une excellente précision. La zone Lp.4 débute vers 16.76 mètres de profondeur avec un niveau d'accumulation de matière végétale ligneuse stérile en grains de pollen (figure 101), daté entre 5883 et 5719 cal. BCE. Au-dessus de cet apport détritique, qui pourrait être d'origine anthropique (voir PARTIE II.2.2.3.2), les spectres polliniques mettent à nouveau en évidence un paysage forestier dominé par la chênaie-ormaie qui côtoie dans les stations plus humides l'aulne (*Alnus*) et le frêne (*Fraxinus*). Alors que le type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) est présent tout au long de la zone Lp.3, deux pics significatifs supérieurs à 1 % signalent la présence d'activités agraires en zone alluviale. Le premier situé à 16.12 mètres de profondeur s'accompagne d'une hausse des valeurs des plantes rudérales, des *Apiaceae*, des *Compositae* et des *Cyperaceae*. Parallèlement, les arbres régressent en particulier le noisetier (*Corylus*) et l'aulne (*Alnus*) qui passent respectivement de 30 à 5 % et de 20 à 7%. Le deuxième pic se situe à 15.21 mètres et s'accompagne des mêmes caractéristiques. Lorsque l'on observe le diagramme complet (figure 97), les arbres qui représentaient jusqu'alors près de 90 % des apports polliniques totaux, entrent dans une longue phase de recul au profit des herbacées : cette phase débute à 16.20 mètres de profondeur soit à partir d'environ 5600 cal. BCE. Au sommet de la zone les arbres ne représentent plus que 75 % des apports polliniques (figure 101).

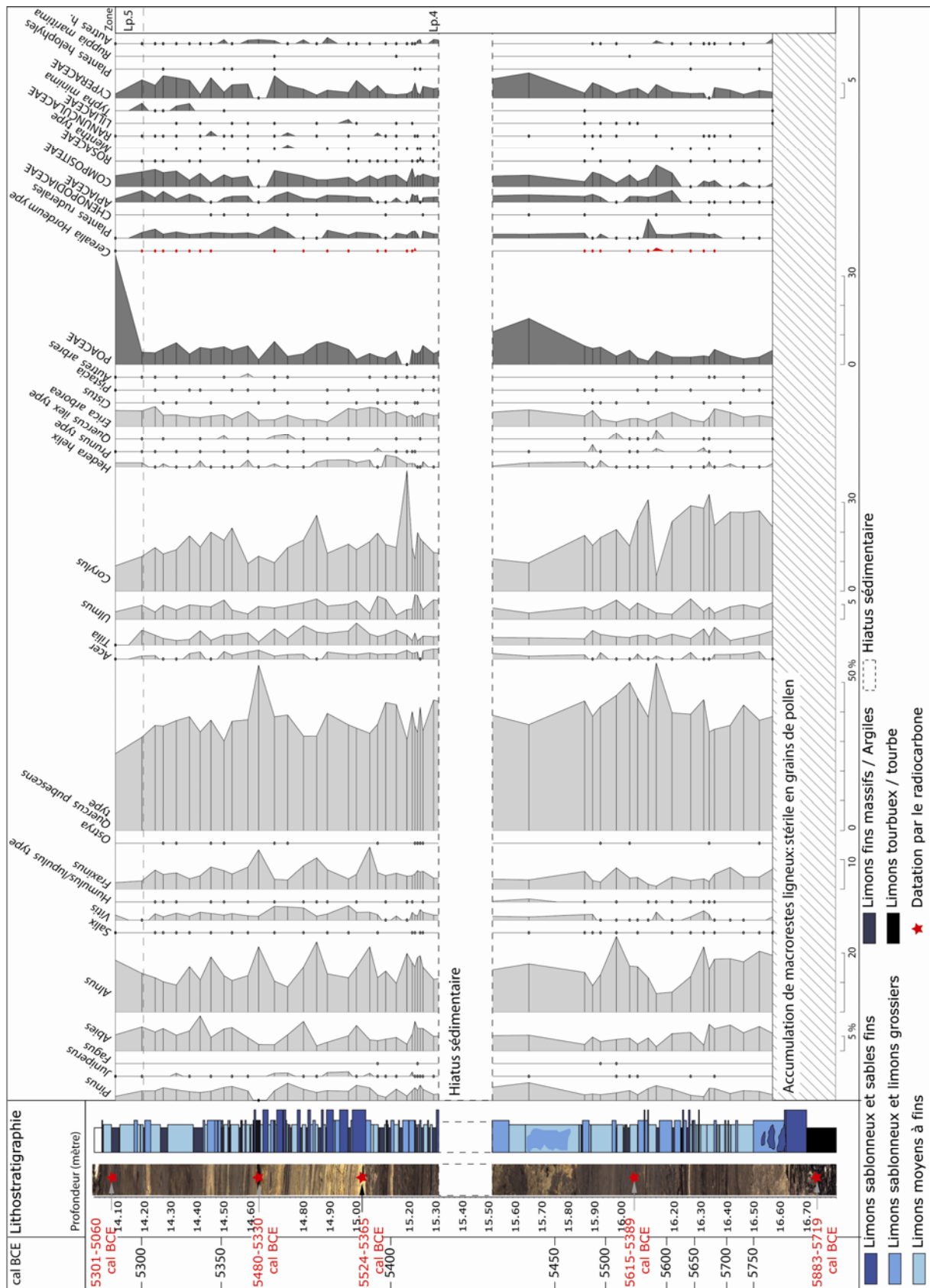


Figure 101 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Lp.4 du bassin versant du Loup.
 * : les âges ont été obtenus grâce au modèle âge/profondeur.

2.5.5. La zone Lp.5 du diagramme pollinique de Loup (5300-5000 cal. BCE)

La zone Lp.5 qui débute vers 5200 cal. BCE, se caractérise par le plus important recul enregistré par les taxons arborescents dans l'analyse pollinique du Loup. Ces derniers régressent jusqu'à 40 % des apports polliniques totaux (figure 97 et figure 102). Ce recul, certes brusque, suit une tendance à la baisse entamée plusieurs siècles auparavant. Cette régression qui concerne tous les arbres sans exception commence vers 5600 cal. BCE et se produit au profit des herbacées et plus particulièrement des *Poaceae* comme en témoignent leurs valeurs au sein de la zone Lp.5 atteignant plus de 50 % des apports polliniques. Dans la partie supérieure de la zone Lp.5, les *Poaceae* régressent au profit des arbres puis des *Cyperaceae*. Cependant, dans la partie supérieure de la zone, même si les valeurs de la chênaie caducifoliée augmentent, les taxons arborescents ne retrouvent pas les valeurs qui les caractérisaient au début du 6^{ème} millénaire. À la fin de celui-ci, l'orme (*Ulmus*) atteint ses plus basses valeurs, tout comme l'aune (*Alnus*) depuis son développement vers 6200 cal. BCE ainsi que le noisetier (*Corylus*).

Parallèlement à cette régression enregistrée sur la longue durée (plusieurs siècles), les marqueurs polliniques d'anthropisation sont relativement discrets. Contrairement aux périodes précédentes (première moitié du 6^{ème} millénaire) pendant lesquelles les plus forts mais brefs reculs enregistrés par les taxons arborescents s'accompagnent de pics du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) et des plantes rudérales, la régression arborescente de la fin du 6^{ème} millénaire est difficile à attribuer aux activités anthropiques néolithiques. Lorsque l'on tente de rapprocher cette régression qui semble se développer sur un peu plus d'un siècle entre 5300 et 5200 cal. BCE, avec les tendances paléoclimatiques et paléohydrologiques régionales, à savoir une augmentation des conditions plus chaudes par rapport à la première moitié du 6^{ème} millénaire (voir PARTIE I.2.2.1), et des conditions d'humidité qui s'inscrivent au sein d'un millénaire plus humide que le 7^{ème} (voir PARTIE I.2.2.2), les évidences ne sont pas convaincantes. Alors qu'au même moment dans le bassin de la Cagne, le couvert forestier atteint son maximum d'expansion, l'origine de cette modification du paysage doit être locale. Et en l'absence de marqueurs d'anthropisation significatifs, nous préférons l'hypothèse d'une cause géomorphologique. En comparant les vitesses de sédimentation de la carotte du Loup avec les vitesses moyennes de remontée marine pour la fin du 6^{ème} millénaire (Lambeck *et al.*, 2011), il est intéressant de montrer que les taux de sédimentation dans la basse plaine du Loup diminuent alors que les vitesses moyennes de remontée marine enregistrent leurs dernières accélérations holocènes (entre 5500 et 5100 cal. BCE).

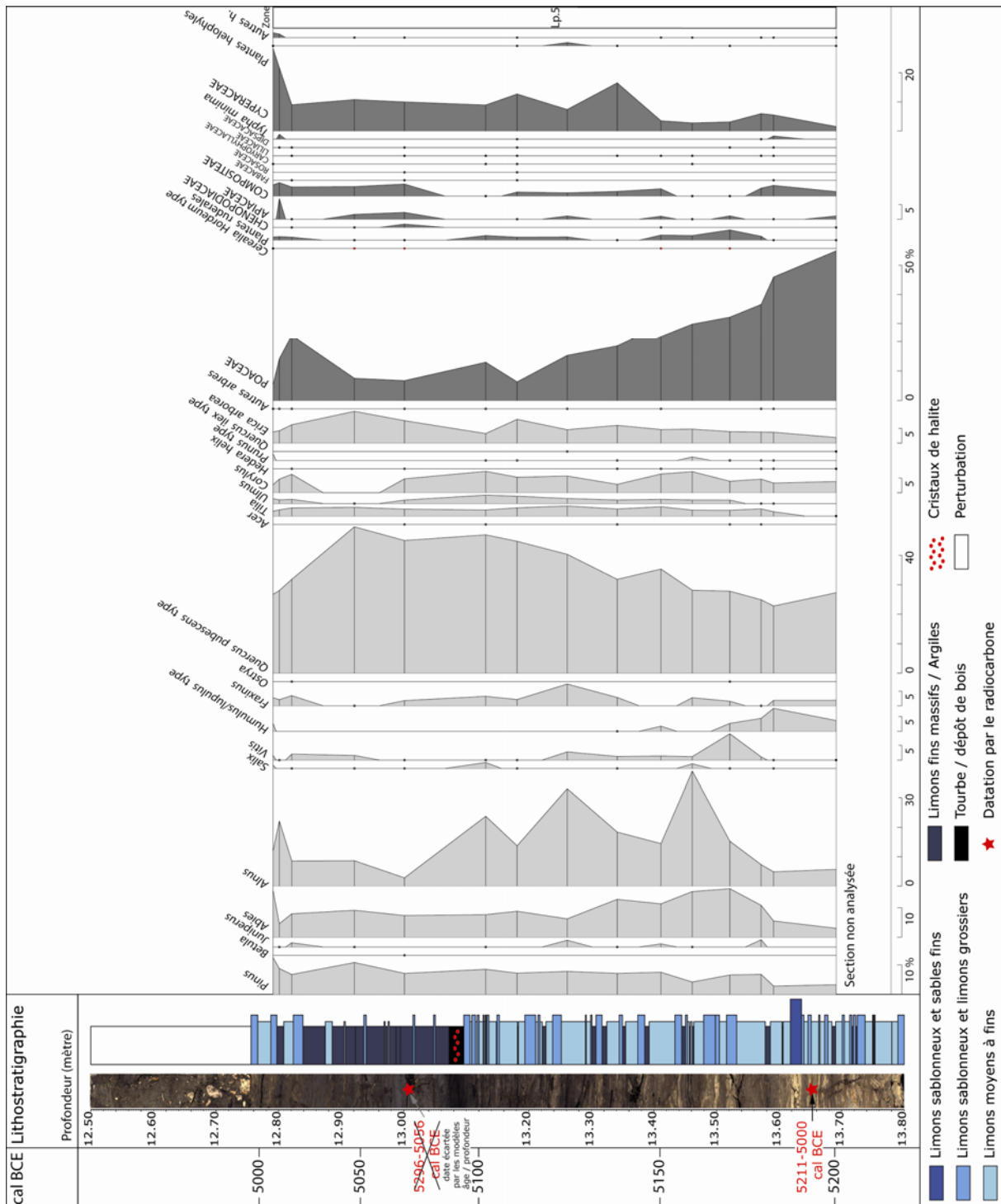


Figure 102 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Lp.5 du bassin versant du Loup.
 * : les âges ont été obtenus grâce au modèle âge/profondeur.

Cette accélération enregistrée par la remontée marine entraîne un rapprochement des niveaux de la zone de carottage avec les niveaux marins relatifs. En considérant la présence d'une zone humide côtière de type lagune, à l'image du sondage de la Cagne pour la même période, le développement des *Poaceae* de la zone Lp.5 du Loup, fait sans doute référence au

développement locale d'une roselière à phragmites, laquelle entraîne une sous-représentation du couvert forestier plus en amont.

2.6. Synthèse de l'évolution de la végétation des bassins versant du Loup et de la Cagne entre le 7^{ème} et le 5^{ème} millénaire BCE.

Afin de mieux comprendre l'évolution et la composition des spectres polliniques des deux bassins versants, il est intéressant ici d'évaluer leur degré de ressemblance et de dissemblance (figure 103) au cours des 7^{ème}, 6^{ème} et 5^{ème} millénaires.

Pour réaliser ce rapprochement et afin d'observer l'évolution du paysage régional de la fin du Mésolithique à la fin du Néolithique moyen (7100-3600 cal. BCE), nous avons comparé les formations forestières dominantes (chênaie-ormaise, ripisylve), ainsi que les marqueurs d'anthropisation (groupe *Hordeum*, plantes rudérales) pour évaluer le caractère local ou plus régional de l'impact anthropique sur la végétation alluviale du sud-est de la France, et enfin la courbe AP/NAP (Arbres vs. Herbacées) pour comparer les grandes tendances et les accidents enregistrés par le couvert forestier et ainsi identifier leur origine climatique, géomorphologique et/ou anthropique. Une synthèse sur les valeurs du sapin dans la Cagne et Loup est également présentée de manière à intégrer ces données au sein des modèles d'expansion du conifère (Cheddadi *et al.*, 2013) dans le quart nord-ouest de la Méditerranée au cours de la première moitié de l'Holocène.

Alors que l'analyse pollinique de la Cagne documente l'histoire de la végétation littorale entre 7000 et 3600 cal. BCE, c'est-à-dire du Sauveterrien final au Chasséen récent, le diagramme du Loup débute vers 7100 cal. BCE pour finir à la fin du Néolithique ancien vers 5000 cal. BCE. Ces deux petits bassins versants méditerranéens adjacents, offrent une documentation inédite sur l'évolution du couvert végétal littoral dans le sud-est de la France, à la fois pour le Mésolithique, le Néolithique ancien et le Néolithique moyen. La haute résolution chronologique, associée à un échantillonnage adéquat, permet d'observer les dynamiques végétales littorales et alluviales à la décennie voire à l'année près. Une attention toute particulière est portée à la transition Mésolithique/Néolithique. Enfin, de manière à proposer une lecture complète des diagrammes, nous proposons une description et une interprétation des spectres sur une échelle spatio-temporelle variable (de l'épisodique au très long terme ainsi que du local au plus régional).

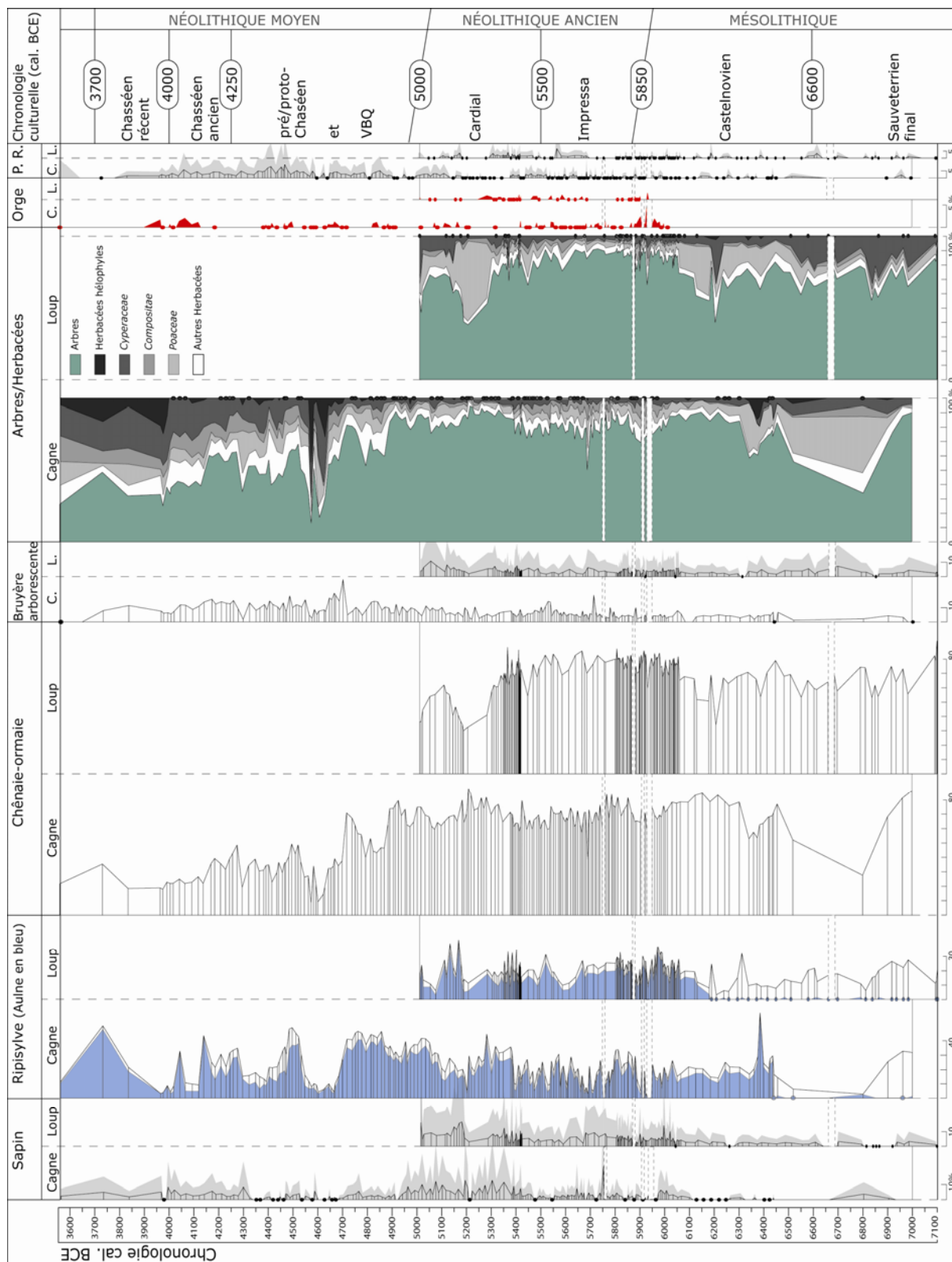


Figure 103 : Diagramme pollinique synthétique des deux sondages du Loup et de la Cagne. C. : Cagne ; L. : Loup ; P.R. : Plantes rudérales

2.6.1. Les phases d'expansion et de régression du stade mature de la chênaie-ormiaie méditerranéenne

Lorsque l'on observe les deux diagrammes sur la longue durée en raisonnant sur les tendances, la strate arborescente domine le paysage du littoral azuréen au cours du 7^{ème} et du 6^{ème} millénaire. Le maximum des arbres est enregistré dans le bassin du Loup entre 6100 et 5300 cal. BCE et entre 6300 et 4900 cal. BCE dans la Cagne. À partir du 5^{ème} millénaire, la strate herbacée des différentes formations végétales s'étend jusqu'à former des paysages ouverts à semi-ouverts à proximité des sondages. La forêt à feuillage caduc qui s'apparente au stade mature des formations alluviales méditerranéennes, à savoir la chênaie-ormiaie (Rameau *et al.*, 2001) régresse, au profit notamment des *Poaceae* et des *Cyperaceae*, mais également des taxons héliophyles. Dans le Loup, les herbacées se développent principalement dans une première phase entre 7100 et 6100 cal. BCE (*Cyperaceae* et *Poaceae*) puis dans une seconde phase entre 5300 et 5000 cal. BCE (*Poaceae*). Dans la Cagne, entre 6900 et 6300 cal. BCE, les *Poaceae* atteignent près de 40 % des apports polliniques totaux. À partir de 4900 cal. BCE jusqu'au début du Néolithique récent (3600 cal. BCE), la basse vallée de la Cagne et son embouchure maritime s'éclaircissent comme en témoigne l'expansion des plantes héliophyles, des *Cyperaceae*, des *Poaceae* mais également des plantes rudérales (figure 103).

Par rapport aux données polliniques régionales littorales, les pourcentages de la chênaie caducifoliée (chênaie-ormiaie méditerranéenne) dans les sondages du Loup et de la Cagne sont très cohérents. Le chêne pubescent (*Quercus pubescens*) accompagné de l'orme (*Ulmus*), du frêne (*Fraxinus*), de la vigne sauvage (*Vitis*), du lierre (*Hedera helix*) et du noisetier (*Corylus*) en lisière, composent la strate arborescente dominante du Nord de la Toscane jusqu'à la frontière franco-espagnole en passant par la Provence orientale et le delta du Rhône entre le 8^{ème} et le 4^{ème} millénaire BCE (figure 104). Quelques exceptions cependant, avec la Corse et les sites de l'étang de Sale (Reille, 1990), Saleccia et le Fango (Reille, 1992a), le département du Var et la vallée de l'Argens (Dubar *et al.*, 2004) et une partie de la côte toscane avec le lac d'Accesa (Finsinger *et al.*, 2010) qui se caractérisent à partir de la deuxième moitié du 7^{ème} millénaire par le développement d'une végétation sclérophylle dominante à chêne vert (*Quercus ilex*) et bruyère arborescente (*Erica arborea*) représentative des paysages de maquis.



Figure 104 : Evolution de la chênaie caducifoliée et sclérophylle du Loup et de la Cagne dans la première moitié de l'Holocène par rapport à l'histoire régionale de la végétation littorale dans le quart nord-ouest de la Méditerranée.

1 : La Cagne ; **1*** : Le Loup (Guillon et al., 2010) **2**. Biot (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) **3**. Nice (Nicol-Pichard, 1982; Dubar et al., 1986; Lopez Saez et al., 2001; Sivan et Court-Picon, 2007) **4**. Roquebrune-sur-Argens (Dubar et al., 2004) **5**. Tourve (Nicol-Pichard, 1987) **6**. Saillons source d'Argens (Triat-Laval et Reille, 1981) **7**. Les Frignants (Triat-Laval, 1979) **8**. Les Baux de Provence (Andrieu-Ponel et al., 2000) **9**. Golf du Lion (Beaudoin, 2007. 2005) **10**. Lac des Grenouilles (Kharbouch, 2000) **11**. Selle di Carnino (de Beaulieu, 1977) **12**. Aleria, étang de Sale (Reille, 1990) **13**. Plaine de Rapallo (Bellini, 2009) **14**. Sestri Levante (Bellini, 2009) **15**. Lago di Bargone (Cruise et al., 2009) **17**. Casanova (Cruise, 1990) **18**. Prato Spilla (Lowe et Watson, 1993) **19**. Lac de Massiciuccoli (Colombardi et al., 2007; Lippi et al., 2007) **20**. Plaine de l'Arno (Aguzzi et al., 2007) **21**. Lac Greppo (Vescovi et al., 2010a) **22**. Pavullo nel Frignano (Vescovi et al., 2010b) **23**. Lac de Accessa (Colombardi et al., 2008; Dreisher Schneider et al., 2007; Finsinger et al., 2010) **24**. Plaine de l'Ombrone (Biserni et van Geel, 2005) **25**. Lac de Bolsena (Magri, 1999) **26**. Lac de Vico (Magri et Sadori, 1999) **27**. Etang de Capestang (Jalut, 2009) **28**. Etang de Méjean (Puertas, 1998) **29**. Palavas (Planchais, 1987) **30**. Etang de Thau (Court-Picon et al., 2010) **31**. Montady (Guillon, inédit) **32**. Sobrestany (Parra et al., 2005) **33**. Saleccia (Reille, 1992) **34**. Le Fango (Reille, 1992) **35**. Piton (Arnaud-Fassetta et al., 2005)

Du point de vue de la dynamique de végétation, la chênaie-ormnaie méditerranéenne occupe à l'étage mésoméditerranéen et sur les sols alluviaux peu évolués, une place tout à fait intéressante. En effet, alors qu'elle est aujourd'hui très rare du fait des dégradations anthropiques passées, celle-ci représente le stade de maturité des peupleraies blanches dont les stades post-pionniers sont caractérisés par les saulaies blanches (Rameau *et al.*, 2001). Ainsi au travers des spectres polliniques il est possible de suivre le vieillissement et le rajeunissement de ces formations dites matures qui aujourd'hui ont disparu du paysage azuréen.

L'évolution des spectres (principalement dans la Cagne) met d'ailleurs très bien en évidence ces différents stades évolutifs de la forêt alluviale (figure 103). Il est possible de diviser le diagramme en trois phases :

- Entre 7000 et 6200 cal. BCE : phase de rajeunissement caractérisée par un retrait des taxons caractéristiques de la chênaie-ormnaie et une expansion de la saulaie blanche ;
- Entre 6200 et 4800 cal. BCE : phase de vieillissement caractérisée par l'expansion maximale de la chênaie-ormnaie au détriment de la saulaie blanche ;
- Entre 4800 et 3600 cal. BCE : phase de rajeunissement caractérisée par le recul très marqué de la vigne sauvage, du frêne, du noisetier, de l'orme et du tilleul, au profit d'une nouvelle phase d'expansion de la saulaie blanche.

Cependant ces trois phases ne doivent pas être interprétées comme une évolution linéaire du couvert forestier alluvial. En replaçant cette histoire de la végétation dans le contexte sédimentaire du sondage de la Cagne, on s'aperçoit que la longue période située entre 6200 et 4800 cal. BCE qui se caractérise par l'expansion maximale de la chênaie-ormnaie, correspond en réalité aux spectres enregistrés dans les dépôts lagunaires, et que les phases de rajeunissement correspondent aux spectres enregistrés dans les dépôts fluviaux de la plaine exondée. Il peut donc paraître normal d'observer préférentiellement les phases de rajeunissement dans les dépôts en milieu fluvial continental plutôt que dans les dépôts immergés lagunaires, dont la dynamique permet de donner une image plus stable de la végétation alluviale dominante plutôt que les stades de la végétation en connexion directe avec les cours d'eau. Par conséquent, même si les milieux sédimentaires émergés se caractérisent par des phases de rajeunissement de la chênaie-ormnaie, cela signifie en réalité que le stade mature est sous-représenté au profit des phases post-pionnières surreprésentées. En résumé, d'après les seules données palynologiques de la Cagne et du Loup, il est très difficile

d'attribuer avec certitude une origine anthropique, paléohydrologique et/ou géomorphologique aux grandes tendances enregistrées par la chênaie-ormaie. À partir de ce constat nous avons donc décidé de comparer les valeurs de la chênaie caducifoliée avec les données anthracologiques issues des sites archéologiques du Mésolithique et Néolithique du Sud-Est de la France.

2.6.1.1. Comparaison avec les données de la chênaie à feuillage caduc issues des analyses anthracologiques du Sud-Est de la France

Les analyses anthracologiques réalisées en contexte archéologique (Chabal, 1997) permettent de travailler sur les restes ligneux conservés sous la forme de charbons de bois retrouvés le plus souvent dans des structures de combustion. À ce titre, les résultats permettent d'aborder le couvert forestier à travers les zones de collecte parcourues par les hommes préhistoriques et ainsi comme l'ont montrés les différents travaux sur la représentativité écologiques des spectres anthracologiques de travailler sur l'évolution locale des formations arborescentes.

Les analyses réalisées sur les sites de la Préhistoire récente dans le quart Sud-Est de la France ont été principalement réalisées par Stéphanie Thiébault et concernent les sites de la Baume Fontbregoua dans le Var, la grotte Lombard dans la vallée du Loup, Caucade et Giribaldi à Nice, Pendimoun à la frontière italienne et les Arene Candide en Ligurie (Thiébault, 2001 ; Thiébault *et al.*, 2004). Une attention toute particulière est portée aux résultats de la grotte Lombard qui se situe sur la commune de Saint-Vallier-de Thiey à moins de 10 kilomètres du bassin versant du Loup et aux sites niçois de Caucade et Giribaldi. Les niveaux analysés de la grotte Lombard ont été attribués au début du 7^{ème} millénaire BCE ainsi qu'au Néolithique ancien (Cardial) et les résultats sont sans appel : 97 % des restes anthracologiques sont représentés par le chêne pubescent (*Quercus pubescens*) qui est accompagné par de rares fragments d'érable (*Acer*), de tilleul (*Tilia*) et de rosacées (*Sorbus* et *Prunus*). Par leur cohérence avec les données polliniques du Loup et de la Cagne, ces résultats montrent bien qu'à la fin du Mésolithique et au cours du Néolithique ancien, les vallons littoraux du Sud-Est de la France étaient recouverts d'une épaisse chênaie mature caducifoliée. Les résultats obtenus sur les sites niçois de Caucade et Giribaldi pour la transition Mésolithique/Néolithique ainsi que pour le Néolithique ancien vont dans ce sens, puisqu'entre 70 et 90 % des restes anthracologiques analysés sont également représentés par le chêne pubescent. Le constat est le même sur les sites un peu plus éloignés de Pendimoun et

des Arene Candide tandis que les spectres du Néolithique ancien de la baume Fontbrégoua sont dominés cette fois-ci par le pin d'Alep (*Pinus halepensis*). L'auteur (Thiébaud, 2001) suggère pour ce dernier site, l'hypothèse d'une origine anthropique à l'expansion du conifère qui profiterait des phases d'ouverture du milieu inféodées à l'homme.

À partir du Néolithique moyen (vers 5000 cal. BCE) les spectres anthracologiques enregistrent d'importantes mutations du paysage. En effet, dans la majorité des sites traités, ces mutations se manifestent par le remplacement du chêne caducifolié par les taxons sclérophylles et notamment le chêne vert (*Quercus ilex*), l'arbousier (*Arbutus unedo*) et l'olivier (*Olea*) caractéristiques des paysages de garrigue. Alors que l'auteur associe cette régression de la chênaie caducifoliée à une exploitation du milieu par les hommes, il est tentant de rapprocher cette tendance enregistrée par la végétation avec la diminution progressive des valeurs de la forêt à feuillage caduc sur le site de la Cagne. Il faut cependant être prudent : si dans les analyses anthracologiques le chêne vert supplante le chêne pubescent, l'analyse pollinique de la Cagne montre que la régression du chêne pubescent se fait principalement au profit de la saulaie blanche et des taxons herbacés des prairies humides, le chêne vert étant presque absent des spectres polliniques de la Cagne. En revanche, dès le Néolithique moyen, les valeurs croissantes de la bruyère arborescente (*Erica arborea*) montrent une potentielle action du feu d'origine anthropique ou climatique sur la biodiversité végétale littorale.

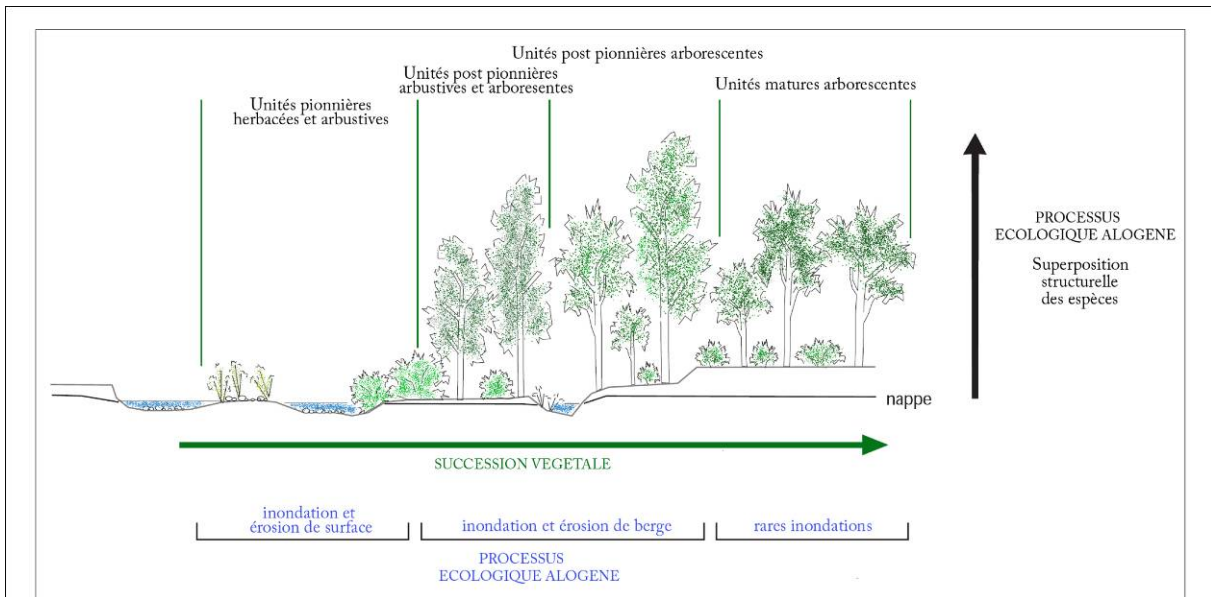
En résumé, il existe à la fois dans l'analyse pollinique de la Cagne et dans les principales analyses anthracologiques du sud-est de la France une tendance régionale à la régression des chênaies-ormaies matures méditerranéennes à partir du Néolithique moyen, au profit d'une végétation plus ouverte et sclérophylle.

2.6.2. La ripisylve (*aulne, saule, vigne sauvage, frêne, la petite massette et les Cypéracées*)

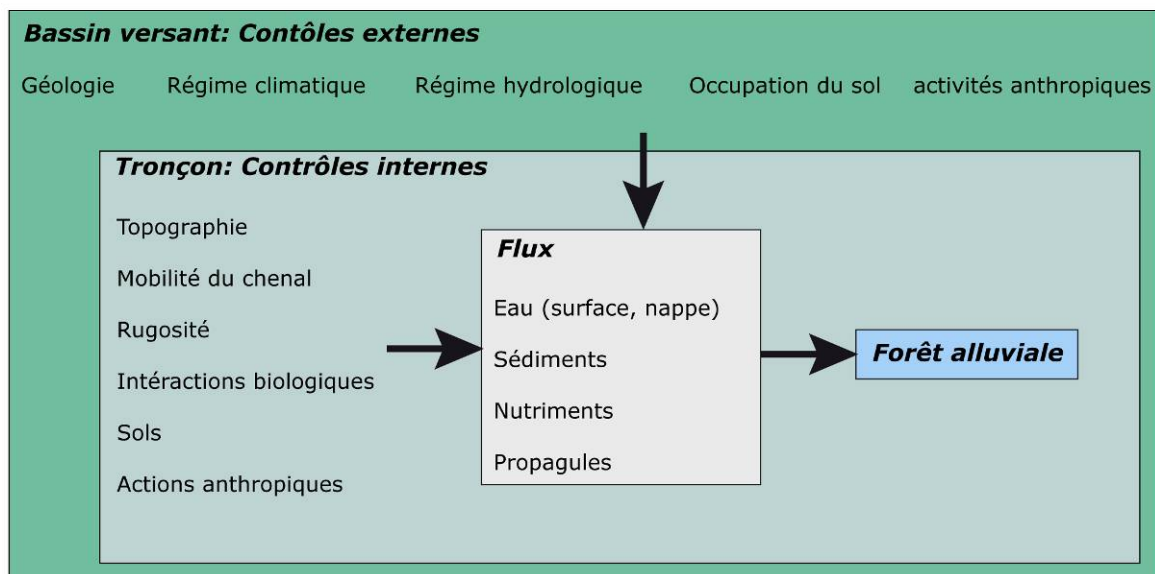
Comme nous l'avons montré dans la description des différentes zones polliniques des diagrammes du Loup et de la Cagne, le signal pollinique de la forêt riveraine est très complexe. Afin de le décrypter, il convient de considérer dans un premier temps la structure même de la ripisylve avec ses différentes strates et stades évolutifs, et dans un second temps la représentativité des spectres polliniques qui dépendent de la fréquence des crues et par conséquent du transport pollinique fluvial. À partir de là, cette synthèse propose au regard de l'analyse des spectres des deux bassins versants, de définir sur une échelle spatio-

temporelle, les différents éléments structurels des formations riveraines au cours des 7^{ème}, 6^{ème} et 5^{ème} millénaires.

La figure 105 rappelle l'ensemble des facteurs internes (relatifs à un tronçon délimité) et les facteurs externes (relatifs au bassin versant amont) qui définissent la distribution spatiale et les différents stades évolutifs de la ripisylve. Ces facteurs définissent le fonctionnement de l'hydrosystème qui lui-même est commandé par la forêt riveraine, mais également par le régime hydrologique, les conditions climatiques et topographiques etc. (Corenblit *et al.*, 2007 ; Dufour et Piégay, 2004 ; Piégay *et al.*, 2003). Cette complexe équation, à laquelle il faut rajouter le forçage anthropique, est à l'origine des nombreuses variations enregistrées par les valeurs de la ripisylve du Loup et de la Cagne dans la première moitié de l'Holocène. Nous rappelons par ailleurs que les pourcentages de la ripisylve ont été calculés séparément afin de corriger les effets de sous- et surreprésentation dus aux transports polliniques fluviaux.



A) Dynamisme structurel et succession végétale d'une formation riveraine (d'après Boyer 1998)



B) Facteurs de contrôle des flux structurant les forêts alluviales (d'après Dufour et Piégay, 2004)

Figure 105 : Présentation des unités dynamiques et des facteurs endogènes et exogènes de contrôle d'une forêt riveraine.

Ainsi, dans l'analyse pollinique, ces formations sont représentées par les taxons ligneux des stades post-pionniers et de stabilisation tels que l'aulne (*Alnus*), le saule (*Salix*), le frêne (*Fraxinus*), la vigne sauvage (*Vitis*) et, dans une moindre mesure, le houblon grimpant (*Humulus lupulus*), ainsi que par les taxons herbacés qui témoignent des stades pionniers à l'image de la petite massette (*Typha minima*), des *Poaceae* et des *Cyperaceae*.

Au cours du 7^{ème} millénaire, les principaux témoins sont le saule et la vigne sauvage. Ensuite, à partir de 6450 cal. BCE dans la vallée de la Cagne et vers 6150 cal. BCE dans la vallée du Loup, l'aulne fait brusquement son apparition, colonisant les zones humides littorales et les bords de cours d'eau. Son apparition décalée dans le temps dans les deux vallées voisines montre que son origine n'est pas climatique. La capacité de l'aulne à se développer sur les sols gorgés d'eau ainsi que le lien structurel qu'il entretient avec le réseau hydrographique et les zones humides des plaines alluviales, semblent montrer que son « apparition » est avant tout d'ordre paléohydrologique et géomorphologique. Le terme d'apparition n'est d'ailleurs pas réellement indiqué puisque l'aulne était sans doute présent avant, mais trop éloigné de la zone de carottage pour être observé (voir partie PARTIE IV.2.1). Jusque dans la première moitié du 4^{ème} millénaire (limite d'analyse), l'aulne domine les rives du Loup et de la Cagne, fidèlement accompagné de la vigne sauvage dont les pourcentages coïncident parfaitement avec la verne qui lui sert sans doute de support. Un peu plus en retrait, davantage protégés des fréquentes montées des eaux, les diagrammes mettent en évidence la présence d'arbres à bois plus dur tel que le frêne (*Fraxinus*) appartenant aux unités post-pionnières arborescentes.

En fonction de la dynamique hydrologique du Loup et de la Cagne, les unités pionnières (*Typha minima*, *Cyperaceae*), et post-pionnières (*Salix*, *Alnus* et *Fraxinus*), rajeunissent ou perdurent dans le temps. Ici, grâce à la très haute résolution chronologique de l'analyse pollinique, il est possible d'observer certains de ces stades. C'est le cas de l'unité pionnière du *Typhetum minimae* caractérisée par la croissance très rapide de colonie de petites massettes (*Typha minima*) sur les alluvions de débordement récemment déposées sur les berges et des unités post-pionnières à aulne (*Alnus*), saule (*Salix*) et frêne (*Fraxinus*), laissant penser au développement sur les berges du Loup et de la Cagne, au cours de la première moitié de l'Holocène, de saulaies blanches à aulne blanc et/ou de peupleraies blanches⁵⁰ (Rameau *et al.*, 2001).

2.6.3. Le sapin

A propos du sapin (*Abies alba*), la principale question résidait sur son origine : montagnarde ou pas ? Alors que les travaux sur le transport pollinique fluviatile ont montré que son grain de pollen n'est pas favorisé par ce type de transport, ses valeurs à hauteur de 10

⁵⁰ La fragilité du grain de pollen de peuplier (*Populus* spp.) explique son absence de la majorité des analyses polliniques en Europe occidentale. Cependant, sa présence sur les berges du Loup et de la Cagne au cours du Mésolithique et du Néolithique ne doit pas être exclue.

% en moyenne montrent qu'il était bel et bien présent à basse altitude sur le littoral azuréen dans la première moitié de l'Holocène. Ses valeurs atteignent même 20 % dans la Cagne vers 5750 cal. BCE. Les tendances montrent que les valeurs du sapin tendent à augmenter à la fois dans la Cagne et le Loup à partir de 6200-6100 cal. BCE, avec un maximum d'expansion enregistré dans les deux bassins versants entre 5400 et 4950 cal. BCE : cela peut par ailleurs être mis en relation avec son maximum d'expansion enregistré sur le site d'Accesa en Italie centrale entre 5700 et 5100 cal. BCE. (Drescher-Schneider *et al.*, 2007 ; Finsinger *et al.*, 2010). Alors que les travaux de Tinner et Lotter (2001 ; 2006) sur son expansion holocène en Europe centrale montrent qu'il a pu bénéficier du refroidissement climatique global enregistré autour de 6200 cal. BCE, sa présence et sa dispersion sur le littoral méditerranéen restent encore mal connues. Lorsque l'on compare les données polliniques du quart Nord-Ouest de la Méditerranée entre la côte languedocienne et la côte toscane, une hausse générale des valeurs du sapin est mise en évidence autour du 6^{ème} millénaire (figure 106). Dans les Apennins septentrionaux, l'expansion du sapin débute vers 9000 cal. BCE. Alors que sur certains sites tels que le lac Riane (Branch, 2012) et Pavullo nel Frignagno (Vescovi *et al.*, 2010b), le sapin peut atteindre plus de 50 % des apports polliniques, plusieurs travaux voient dans cette expansion précoce la présence d'une zone refuge du dernier maximum glaciaire (Cheddadi *et al.*, 2013). Avant le 7^{ème} millénaire, les valeurs du sapin sur les sites littoraux sont faibles et en moyenne inférieures à 10 %. Le sapin semble se développer en altitude, principalement dans les Apennins du Nord et dans les Alpes du Sud. À partir d'environ 6000 cal. BCE, le sapin enregistre une importante expansion à la fois en altitude et sur le littoral méditerranéen. Les sites concernés par cette expansion à basse altitude, sont en Toscane le site du lac d'Accesa (Finsinger *et al.*, 2010) et la basse vallée de l'Arno (Aguzzi *et al.*, 2007), la plaine de Rapallo et de Sestri Levante en Ligurie (Bellini *et al.*, 2009), la vallée du Paillon à Nice (Nicol-Pichard, 1982) et le delta du Rhône (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005). Ensuite, vers 4500 cal. BCE, le sapin régresse en zone côtière, tout comme dans les sites d'altitude. Comme le montre la figure 106, sur les sites du Loup et de la Cagne, les valeurs du sapin respectent cette chronologie.

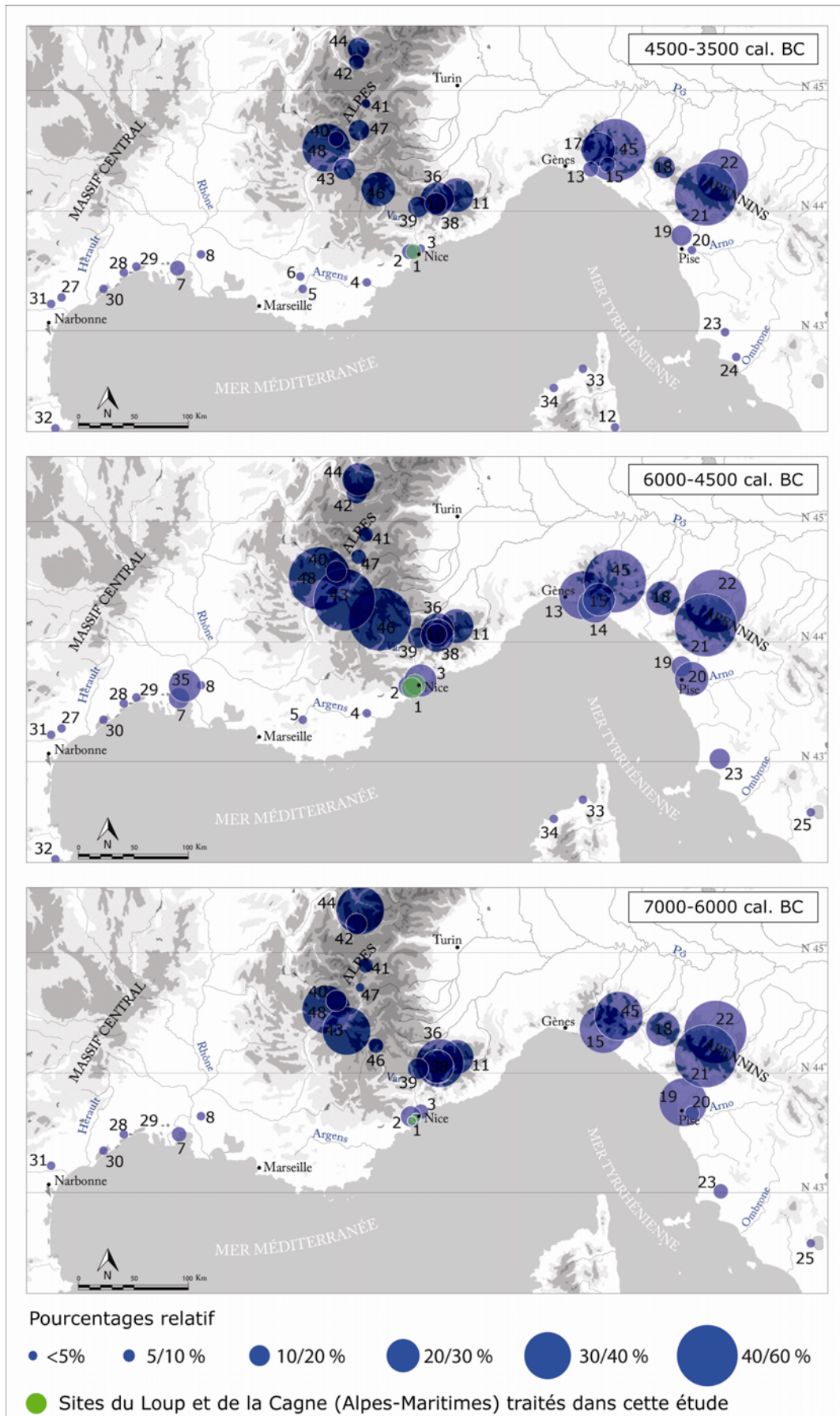


Figure 106 : Phases d'expansion du sapin (*Abies alba*) au cours de la première moitié de l'Holocène dans le quart nord-ouest de la Méditerranée.

1. Cagne/Loup (Guillon *et al.*, 2010) 2. Biot (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) 3. Nice (Nicol-Pichard, 1982; Dubar *et al.*, 1986; Lopez Saez *et al.*, 2001; Sivan et Court-Picon, 2007) 4. Roquebrune-sur-Argens (Dubar *et al.*, 2004) 5. Tourve (Nicol-Pichard, 1987) 6. Saillons source d'Argens (Triat-Laval et Reille, 1981) 7. Les Frignants (Triat-Laval, 1979) 8. Les Baux de Provence (Andrieu-Ponel *et al.*, 2000) 10. Lac des Grenouilles (Kharbouch, 2000) 11. Selle di Carnino (de Beaulieu, 1977) 12. Aleria, étang de Sale (Reille, 1990) 13. Plaine de Rapallo (Bellini, 2009) 14. Sestri Levante (Bellini, 2009) 15. Lago di Bargone (Cruise *et al.*, 2009) 17. Casanova (Cruise, 1990) 18. Prato Spilla (Lowe et Watson, 1993) 19. Lac de Massiciucoli (Colombardi *et al.*, 2007; Lippi *et al.*, 2007) 20. Plaine de l'Arno (Aguzzi *et al.*, 2007) 21. Lac Greppo (Vescovi *et al.*, 2010a) 22. Pavullo nel Frignano (Vescovi *et al.*, 2010b) 23. Lac de Accessa (Colombardi *et al.*, 2008; Dreisher Schneider *et al.*, 2007; Finsinger *et al.*, 2010) 24. Plaine de l'Ombro (Biserni et van Geel, 2005) 25. Lac de Bolsena (Magri, 1999) 26. Lac de Vico (Magri et Sadori, 1999) 27. Etang de Capestang (Jalut, 2009) 28. Etang de Méjean (Puertas, 1998) 29. Palavas (Planchais, 1987) 30. Etang de Thau (Court-Picon *et al.*, 2010) 31. Montady (Guillon, à paraître) 32. Sobrestany (Parra *et al.*, 2005) 33. Saleccia (Reille, 1992) 34. Le Fango (Reille, 1992) 35. Piton (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005) 36. Lac mouton (De Beaulieu, 1977) 38. Lac long inférieur (De Beaulieu, 1977) 39. Clapeyret (De Beaulieu, 1977) 40. Lac des Lauzons (Court-Picon, 2007) 41. Cristol (Fauquette, 1995) 42. Pré Bérard (David et Barbero, 2001) 43. Vallon de Provence (De Beaulieu, 1977) 44. Plan des Mains (David, 1997) 45. Lago Riane (Branch, 2012) 46. Tourbière du Laus (De Beaulieu, 1977) 47. Fressinieres (De Beaulieu, 1977) 48. Le Forest en Devoluy (De Beaulieu, 1977)

La présence du sapin à basse altitude au cours de la première moitié de l'Holocène est une réalité : elle s'explique par la présence d'une zone refuge dans les Apennins du Nord, et la réunion de conditions climatiques favorables au développement de ce conifère à basse altitude, c'est-à-dire une humidité atmosphérique annuelle continue et l'absence de sécheresse estivale. Les données paléo-climatiques et paléo-hydrologiques du quart Nord-Ouest de la Méditerranée vont dans ce sens puisque sur la longue durée elles montrent qu'à partir de l'événement 8200 cal. BP (soit environ 6200 cal. BCE) la région enregistre une augmentation des conditions d'humidité. Cependant, sur une échelle de temps plus courte, l'analyse des archives du Loup et de la Cagne montre que les valeurs du sapin, même si elles suivent une tendance à la hausse, enregistrent de nombreuses variations. En effet, en rapprochant les deux diagrammes et en se fondant sur les valeurs conjointes à la baisse ainsi que sur la présence dans les séquences sédimentaires varvées de la Cagne de lamines oxydées, on peut mettre en évidence deux phases pendant lesquelles la sécheresse estivale entraîne la régression des sapinières littorales au cours de ce 6^{ème} millénaire: la première est datée entre environ 6000 et 5900 cal. BCE et la deuxième entre 5600 et 5400 cal. BCE.

2.6.4. Les marqueurs d'anthropisation des plaines alluviales du Loup et de la Cagne

Tout au long de la description des spectres polliniques du Loup et de la Cagne nous avons relevé les indices susceptibles de mettre en évidence la présence humaine, et plus précisément les activités (culture de céréales) des premiers agro-pasteurs du Sud-Est de la France. Dans l'optique d'étayer ces marqueurs et de pouvoir discuter de leurs impact sur la végétation à l'échelle des plaines alluviales littorales, il est indispensable de confronter les

deux sondages de manière à signaler également les possibles signaux locaux (à stationnels) non significatifs. Pour ce faire nous proposons la réalisation d'un diagramme pollinique d'anthropisation mettant en évidence les différents marqueurs utilisés (figure 107). Le premier et le plus direct est le type pollinique *Cerealia* (groupe *Hordeum*), le second est le cortège des plantes rudérales qui réunit principalement dans les diagrammes : *Plantago lanceolata*, *Papaveraceae*, *Rumex* sp., *Artemisia*, *Filipendula* et *Rubiaceae*. Le troisième, et sans doute le plus difficile à utiliser surtout dans ce type de contexte, réside dans l'impact indirect de la présence humaine sur le couvert végétal. Ce marqueur prend en compte principalement les phases d'éclaircissement ou de régression de la couverture forestière, qu'il s'agisse des formations riveraines ou des formations à bois durs plus en retrait du cours d'eau. Il convient cependant, de prendre garde à l'utilisation des termes « d'éclaircissement et de régression anthropique » qui doivent être soumis à de nombreuses critiques : même en utilisant un faisceau d'indices pour préférer l'origine anthropique plutôt que celle climatique ou encore paléogéographique, cela reste des hypothèses et non une réalité écologique beaucoup trop complexe à définir à partir de nos données. L'avertissement lancé, il est toutefois possible d'esquisser la présence des groupes néolithiques dans les vallées littorales des Alpes-Maritimes au cours des 6^{ème}, 5^{ème} et 4^{ème} millénaires BCE.

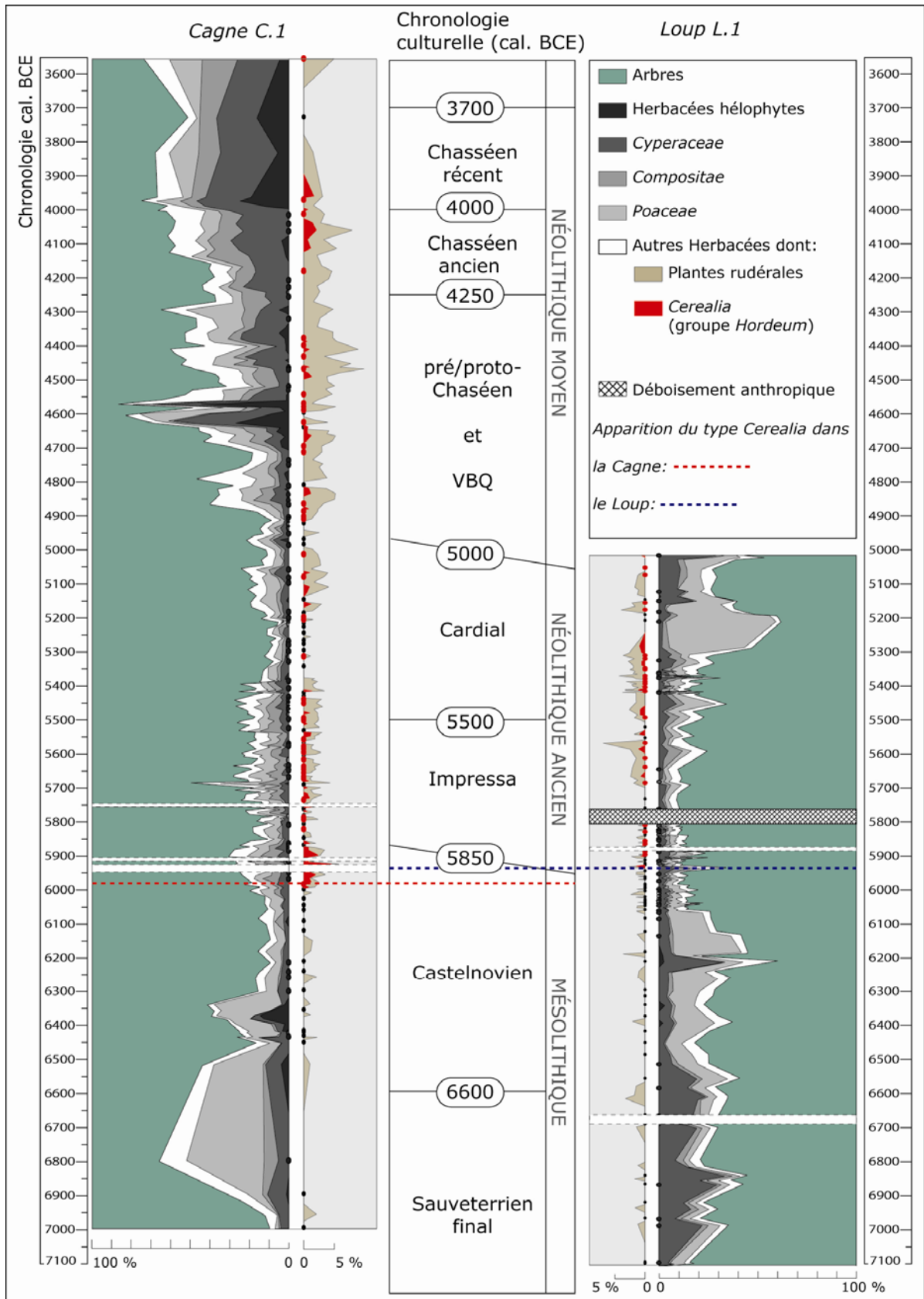


Figure 107 : Diagrammes polliniques d'anthropisation des plaines du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes).

L'utilisation de la clé de détermination établie par Beug (2004) a permis tout au long de l'analyse d'identifier les grains de pollen du type *Cerealia*. Par ailleurs, grâce à une observation plus fine de la structure de l'exine des grains du type *Cerealia*, il a été possible d'affiner la détermination. En utilisant les critères morphologiques publiés par Beug (2004), nous proposons pour les analyses du Loup et de la Cagne un rattachement du type *Cerealia* au groupe *Hordeum*. Son apparition dans les deux vallées voisines est presque contemporaine, si l'on considère l'imprécision relative à la construction des modèles âges/profondeurs lesquels font une estimation de l'âge à 2 sigma des profondeurs indiquées par l'apparition de l'orge (*Hordeum*), on peut facilement l'attribuer aux premières siècles du 6^{ème} millénaire. Le modèle du Loup qui bénéficie d'un grand nombre de datations par le radiocarbone (14 datations pour 10 mètres de sédimentation), estime l'apparition de l'orge autour de 5925 ± 25 cal. BCE. Le modèle de la Cagne moins précis estime l'apparition de l'orge autour de 6009 ± 120 cal. BCE (figure 107). Dans les deux diagrammes (figure 103), le maximum d'expansion du groupe *Hordeum* est très vite atteint après son apparition, enregistrant respectivement 1.5 et 4.5 %. Ces deux pics sont contemporains et sont associés dans les deux vallées à une importante régression de la chênaie-orme, datée entre 5950 et 5900 cal. BCE. L'apparition de l'orge dans les plaines côtières du Sud-Est de la France dès le début du Néolithique ancien s'accompagne donc d'une modification significative du couvert forestier.

2.6.4.1. 6000-5500 cal. BCE

Après son apparition dans les deux vallées côtières au début du 6^{ème} millénaire, le grain de pollen d'orge (type *Cerealia*, groupe *Hordeum*) ne cessera d'être présent dans les alluvions du Loup et de la Cagne jusque dans la première moitié du 4^{ème} millénaire (limite d'analyse) et s'associe à un développement des plantes rudérales (figure 107) qui étaient certes présentes avant le 6^{ème} millénaire, mais qui connaissent un essor avec l'arrivée des premières sociétés agro-pastorales.

En s'intéressant au comportement des rudérales et des céréales, la séquence pollinique de la Cagne montre qu'au cours de la première moitié du 6^{ème} millénaire, la présence humaine est observable de manière continue. Elle inflige au couvert forestier alluvial de minimes mais fréquents reculs. Dans la vallée voisine du Loup, le signal anthropique est plus discret mais le net recul de la chênaie-orme conjointement à l'apparition du type *Cerealia* montrent que la faiblesse du signal ne doit pas être associée à une moindre intensité des pratiques, mais plutôt à l'éloignement spatial de ces dernières. Toujours dans le Loup, entre 5800 et 5700 cal. BCE

cette fois-ci le signal anthropique disparaît parallèlement au développement du couvert forestier par rapport au siècle précédent. Toutefois, la disparition du signal ne signifie pas pour autant la disparition des pratiques. Ici, la texture (limons grossiers à sables fins) et la composition (accumulations sur près de 15 centimètres de débris végétaux) des dépôts alluviaux reflètent une dynamique hydro-sédimentaire exceptionnelle, avec une succession d'apports détritiques de haute énergie. En cela, le transport pollinique fluvial peut favoriser les formations arborescentes dominantes dont la chênaie-ormeaie et la ripisylve aux prix d'une sous-représentation des taxons herbacés en général et plus précisément des marqueurs d'anthropisation. Par ailleurs, cette absence de signal est trompeuse puisqu'à travers l'observation macroscopique de la séquence sédimentaire, nous pouvons proposer au travers de ces dépôts organiques (débris végétaux) datés entre 5883 et 5719 cal. BCE, une possible origine anthropique liée à une phase de déboisement (voir PARTIE II.2.2.3.2).

2.6.4.2. 5500-5000 cal. BCE

Au cours de la seconde moitié du 6^{ème} millénaire, l'évolution des marqueurs polliniques d'anthropisation de la basse vallée de la Cagne peut se scinder en deux grandes phases, la première entre 5400 et 5200 cal. BCE se caractérise par le recul des marqueurs d'anthropisation alors que la seconde entre 5200 et 5000 cal. BCE se définit par une nouvelle hausse conjointe du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) et des plantes rudérales. Toutefois, si le traitement du signal anthropique est traité séparément, son évolution en termes d'intensité ne doit pas être discutée. En effet, comme le montre l'analyse pollinique de la zone Cg.5 (figure 92), les dépôts compris entre 5400 et 5200 cal. BCE correspondent à une importante augmentation du détritisme. S'il est encore prématuré de définir l'origine de cette dynamique hydro-sédimentaire (augmentation du débit, déplacement du ou des chenaux actifs...), les travaux sur le transport pollinique fluvial montrent que plus la charge solide et liquide augmentent plus le contenu pollinique fluvial se concentre via les sources polliniques secondaires alimentées par les formations riveraines et les formations arborescentes dominantes. En d'autres termes, cette phase comprise entre 5400 et 5200 cal. BCE ne reflète pas un recul des activités anthropiques mais plutôt une sous-représentation pollinique de ces dernières. D'ailleurs, lorsqu'à partir de 5200 cal. BCE les dépôts mettent en évidence des apports détritiques de moindre énergie (dépôts de limons fins/argiles), les marqueurs d'anthropisation réapparaissent. En résumé, dans la basse vallée de la Cagne, même si les spectres polliniques indiquent l'espace de deux siècles la disparition des marqueurs

d'anthropisation, en réalité, la présence de l'impact humain sur la végétation au cours de la première moitié du 6^{ème} millénaire peut être observée sans discontinuité.

Dans le Loup, le décryptage des spectres n'est pas non plus aisé. Si jusqu'à environ 5300 cal. BCE, les marqueurs d'anthropisation sont comparables à ceux de la première moitié du 6^{ème} millénaire, à partir de 5300 cal. BCE et jusqu'à la fin du 6^{ème} millénaire, les valeurs du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) ainsi que des plantes rudérales diminuent significativement jusqu'à disparaître de plusieurs spectres consécutifs (figure 107). En parallèle, le couvert forestier enregistre ses plus basses valeurs passant de 70 à 40 % au profit des *Poaceae* et sans doute de l'installation locale d'une roselière à phragmites (voir partie PARTIE III.2.5.5). Ainsi, le recul des arbres reflète davantage une sous-représentation due à l'installation locale de fourrés d'hélophytes qu'une régression anthropique.

Par conséquent, les données polliniques de la seconde moitié du 6^{ème} millénaire, ne nous permettent pas de conclure en termes d'intensité et d'impact sur la végétation, les activités agricoles du Néolithique ancien. L'évolution des taxons arborescents dominants, à savoir la chênaie-ormiaie et la ripisylve est davantage commandée par la dynamique hydro-sédimentaire et les changements de milieux alluviaux. La présence de l'homme, et plus particulièrement de la céréaliculture, est cohérente au regard des spectres polliniques mais n'impacte que très faiblement la couverture forestière environnante.

2.6.4.3. 5000-4000 cal. BCE

Dans le cadre de ce travail, seule la séquence pollinique de la Cagne documente le 5^{ème} millénaire (figure 107). Alors que l'anthropisation des fonds de vallées n'empêche pas le couvert forestier de se régénérer au cours du 6^{ème} millénaire, le Néolithique moyen à partir de 4900 cal. BCE est le témoin d'une chute progressive et sur le long terme des valeurs de la chênaie-ormiaie qui passe de 80 à 30 % en deux millénaires. D'un point de vue géomorphologique, la transition 6^{ème} / 5^{ème} millénaire est remarquable puisqu'elle marque en zone d'embouchure de la Cagne le début des processus de progradation. Par définition, ces derniers sont à l'origine de la mobilité du trait de côte en direction de la mer et par conséquent à l'origine de la mobilité et de la mutation des milieux sédimentaires alluviaux. En ce sens, il est fondamental d'observer l'évolution des formations forestières alluviales à travers le prisme géomorphologique dans un premier temps puis anthropique dans un second temps. Le passage d'un milieu immergé littoral (milieu lagunaire) à un milieu émergé (marais et prairies humides) entre 4700 et 4650 cal. BCE entraîne le développement dans la zone de carottage de

nouveaux cortèges floristiques herbacés dominés par les héliophytes (*Poaceae* et *Typha angustifolia*) et les assemblages de prairies humides (*Cyperaceae*, *Mentha* type) qui entraîne la sous-représentation des apports polliniques des formations arborescentes. C'est notamment le cas lorsque le pourcentage des grains de pollen d'arbres enregistre autour de 4600 cal. BCE (figure 107) une importante diminution au profit des *Poaceae*, *Cyperaceae* et plantes héliophyles qui colonisent comme espèces pionnières les nouveaux espaces créés par les processus de progradation.

Toutefois, exception faite de l'événement de 4600 cal. BCE, il est possible d'associer les différentes phases de diminution des arbres entre 4900 et 4400 cal. BCE avec les valeurs à la hausse des plantes rudérales qui s'accompagnent systématiquement du type *Cerealia*. Les plantes rudérales enregistrent leur maximum d'expansion dans la vallée de la Cagne alors que la courbe de l'orge enregistre une augmentation par rapport à la fin du Cardial. Ainsi même si finalement il est difficile de définir avec précision la part réciproque de l'homme et des modifications géomorphologiques dans les variations polliniques du couvert forestier, il est possible de montrer qu'au cours du Néolithique moyen il existe un effet combiné entre la pression anthropique et l'élargissement de la plaine alluviale (issus des processus de progradation) sur le recul du couvert forestier.

Ce dernier connaît par ailleurs des phases d'expansion nouvelles mais temporaires qui correspondent à une disparition du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) et à une diminution des valeurs des plantes rudérales. C'est le cas pendant un siècle et demi entre 4350 et 4100 cal. BCE (transition proto-Chasséen/Chasséen ancien). Dans ce cas précis, étant donné qu'aucune donnée sur les dépôts alluviaux ne nous renseignent sur un changement d'ordre paléogéographique, il est possible d'attribuer cette phase d'expansion du couvert forestier à une réelle déprise anthropique.

Pour finir, le diagramme pollinique d'anthropisation montre qu'entre 4100 et 3950 cal. BCE (transition Chasséen ancien/Chasséen récent), les arbres connaissent un nouveau recul. Ce dernier peut être associé à une nouvelle pression anthropique caractérisée par une augmentation des valeurs des plantes rudérales et par une courbe continue du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) qui atteint environ 2 % des apports polliniques totaux.

PARTIE IV. L'homme, le climat, la géomorphologie et la paléohydrologie dans le Sud-Est de la France au cours de la première moitié de l'Holocène. Apport et utilisation des données polliniques du Loup et de la Cagne

1. La végétation des bassins du Loup et de la Cagne du 7^{ème} au 5^{ème} millénaire BCE : témoin des dynamiques paléohydrologiques et climatiques

Nous avons vu dans la description des spectres polliniques du Loup et de la Cagne, qu'il était possible de montrer à partir de la composition des spectres alluviaux, des dynamiques de végétation propres au fonctionnement des hydrosystèmes. Nous faisons référence ici plus particulièrement à la dynamique de succession de la végétation riveraine dont la structure et la composition sont dépendantes du fonctionnement du cours d'eau et plus particulièrement de la fréquence des crues (Piégay *et al.*, 2003). Néanmoins, lorsque l'on travaille à partir d'une seule séquence sédimentaire au sein d'un bassin versant, il est très difficile d'appréhender de manière continue et linéaire l'évolution paléohydrologique relative à l'hydrosystème. En effet, la mobilité latérale du ou des chenaux actifs, due à la dynamique hydro-sédimentaire entraîne des discontinuités au sein des enregistrements sédimentaires de la séquence. Pour palier à ce problème et de manière à discuter sur une échelle plus régionale des dynamiques paléohydrologiques et paléoclimatiques des bassins versants traités, nous allons confronter les séquences sédimentaires du Loup et de la Cagne ainsi que les dynamiques de végétation propres à chaque bassin.

1.1. Lorsque l'étude de l'histoire de la végétation alluviale répond aux problématiques paléo-hydrologiques

Afin de comparer les différents stades de la dynamique paléohydrologique à travers l'évolution de la végétation alluviale, il est dans un premier temps fondamental d'identifier les différentes réponses potentielles de la végétation face à des changements du régime des crues.

1.1.1. Evolution de la structure de la forêt riveraine

La plus évidente des réponses de la végétation face aux changements du régime hydrologique, réside dans la dynamique de succession des formations riveraines avec la mise en évidence des différents stades pionniers (*Typha minima*, *Poaceae*), de stabilisation (*Salix*, *Alnus*) et de maturité (*Alnus*, *Fraxinus*). Au sein des diagrammes polliniques une de ces dynamiques est identifiable et permet grâce aux différentes phases de rajeunissement et de stabilisation de ses stades, de mettre en évidence les phases de régulation ou d'instabilité du fonctionnement hydrologique. On entend ici par régulation et instabilité une diminution et augmentation de la fréquence des crues saisonnières et annuelles. Au sein des séquences du Loup et de la Cagne, le développement des *Typha minima* (petite massette), met en évidence un rajeunissement de l'habitat riverain (tableau 12). Lorsque les valeurs de cette espèce pionnière se maintiennent, cela signifie que le rajeunissement de l'habitat associé aux crues est répété et régulier. Lorsque le débit dans le cours d'eau se régule et que les berges se stabilisent les *Typha minima* et *Poaceae* sont remplacées par le saule (*Salix*) et l'aulne (*Alnus*) (tableau 12).

Rythmicité des crues saisonnières et annuelles	Augmentation de la fréquence des crues	Diminution de la fréquence des crues
Processus physiques structurant la végétation riveraine	Renforcement des processus érosifs	Stabilisation des berges
	Augmentation des transferts de flux (eau, sédiments, nutriments, matériaux biologiques)	Diminution de la fréquence de submersion des berges
Marqueurs paléobotaniques	Augmentation des valeurs polliniques des espèces pionnières: la petite massette (<i>Typha minima</i>) et <i>Poaceae</i>	Augmentation des valeurs polliniques des espèces post-pionnières et de stabilisation (<i>Alnus</i> + <i>Salix</i> + <i>Fraxinus</i>)

Tableau 12 : Définition des marqueurs paléobotaniques en milieu continental fluvial relatifs à la dynamique paléohydrologique du Loup et de la Cagne.

1.1.2. Analyse de la qualité de l'eau en milieux lagunaire

En contexte alluvial, et en présence d'une seule séquence étudiée par bassin versant, l'absence des marqueurs relatifs à la dynamique de succession de l'aulnaie riveraine ne signifie pas pour autant un changement des conditions paléohydrologiques mais peut faire

référence à la mobilité d'un ou des milieux sédimentaires. Si dans la situation précédente l'aulne est un marqueur de stabilisation, l'augmentation de ses valeurs dans un milieu sédimentaire plus éloigné du chenal actif peut mettre en évidence une instabilité hydro-sédimentaire. Comme nous l'avons montré pour la zone pollinique Cg.4, du diagramme de la Cagne (voir PARTIE II.2.1.6.3), il existe en milieu lagunaire une corrélation positive entre l'augmentation de l'épaisseur des varves et des valeurs de l'aulne. Cette corrélation s'explique par le transport pollinique fluvial favorable aux espèces riveraines telles que l'aulne ou encore la vigne et le saule, mais également par le rajeunissement régulier de la strate arbustive et arborescente de la ripisylve pendant les saisons très humides. Dans ce cas, la production pollinique des stades herbacés pionniers, telle que l'association du *Typhetum minima* se trouve en sous-représentation par rapport à l'aulne (tableau 13).

Rythmicité des crues saisonnières et annuelles	Augmentation de la fréquence des crues	Diminution de la fréquence des crues
Qualité des eaux de la lagune	Accroissement de la turbidité de l'eau	Réduction de la turbidité de l'eau
	Développement de conditions eutrophes	Développement de conditions oligo-mésotrophes
Marqueurs paléobotaniques	Augmentation des valeurs polliniques de l'aulnaie riveraine (<i>Alnus + Vitis</i>) transportées par les crues.	Diminution des valeurs polliniques de l'aulnaie riveraine (<i>Alnus + Vitis</i>)
	Augmentation des restes carpologiques de la grande naïade (<i>Najas marina</i>)	Augmentation du nombre d'oogones de <i>Characeae</i>

Tableau 13 : Définition des marqueurs paléobotaniques en milieu lagunaire relatifs à la dynamique paléohydrologique du Loup et de la Cagne.

En milieu lagunaire, d'autres marqueurs permettent d'étayer l'hypothèse de l'augmentation ou de la diminution de la fréquence des crues. Ils sont représentés par les plantes aquatiques et algues témoins passés de la qualité des eaux. Parmi eux, l'analyse des restes carpologiques réalisée par Laurent Bouby du Centre de Bio-Archéologie et d'Ecologie de Montpellier a révélé au sein de la longue phase lagunaire de la séquence un grand nombre d'oogones de *Characeae* et de fragments et semences de *Najas marina* (la grande naïade) (Guillon *et al.*, 2010). Les *Chara* sp. se développent plutôt dans des eaux oligo-mésotrophes, alors que *Najas marina* préfère les milieux eutrophes (Gaudillat *et al.*, 2001). Tandis que la reproduction atypique des *Characeae* et la fragilité du pollen de *Najas marina* expliquent leur

absence dans les analyses polliniques (Bennike *et al.*, 2001) ; l'alternance de ces deux taxons dans l'analyse carpologique de la Cagne peut caractériser une turbidité différentielle et un détritisme amont variable en termes d'énergie. Néanmoins, comme le montrent les auteurs (Bennike *et al.*, 2001 ; Sanderson *et al.*, 2008), il convient d'être prudent sur la présence/absence de *Najas marina* qui peut également s'expliquer par les variations des températures estivales.

Ainsi au travers de l'ensemble des données paléobotaniques utilisés nous proposons ci-après une synthèse de la dynamique et du fonctionnement hydrologique du Loup et de la Cagne pour les 7^{ème}, 6^{ème} et 5^{ème} millénaires BCE.

1.1.3. Synthèse paléohydrologique

Au cours de ces deux, voire trois millénaires, les milieux sédimentaires propres à une plaine alluviale subissent d'importantes mobilités spatiales : il est donc nécessaire lorsque l'on étudie une seule carotte d'être prudent et d'appréhender en trois dimensions l'évolution des taxons relatifs à la végétation alluviale.

Etant donnée l'évolution divergente des valeurs de l'aulne selon que l'on se trouve dans un milieu lagunaire ou fluvial (tableau 12 et tableau 13), il est nécessaire de redéfinir les différents milieux sédimentaires des sondages du Loup et de la Cagne. Comme le montre la figure 45 (PARTIE II.2.1.5) pour laquelle les milieux sédimentaires ont été définis à partir de l'observation macroscopique des carottes, mais également à partir de l'analyse ostracologique et des restes carpologiques, plusieurs grandes phases se succèdent. Ainsi le sondage la Cagne, peut se diviser en trois principales phases :

- entre 7000 et 6400 cal. BCE avec un milieu continental dulçaquicole à influence fluvial
- entre 6400 et 4650 cal. BCE avec l'installation d'un milieu lagunaire dulçaquicole à saumâtre et ;
- entre 4650 et 3600 cal. BCE avec la mise en place d'un nouveau milieu continental dulçaquicole à influence fluvial relatif au processus de progradation deltaïque.

Pour la séquence du Loup, même si nous ne disposons pas de la même densité d'analyses, la comparaison du modèle âge/profondeur et le modèle prédictif de la remontée marine, avec l'observation sédimentaire des logs, ainsi que l'analyse pollinique, permettent de définir deux principales phases :

- entre 7100 et 6200 cal. BCE avec un milieu continental fluvial dulçaquicole et ;

- entre 6200 et 5000 cal. BCE avec l'installation d'un milieu lagunaire.

Contrairement à la séquence de la Cagne, aucun marqueur concernant la salinité de l'eau telle que *Ruppia maritima* (marqueur de milieu saumâtre) n'est présent dans les diagrammes du Loup.

Ainsi au sein des milieux de sédimentation fluviale des séquences sédimentaires il est possible d'évaluer une hausse de la fréquence des crues, au travers de l'augmentation des valeurs de *Typha minima* conjointement à un recul de l'aulnaie riveraine. Au sein des milieux de sédimentation lagunaire, la hausse de la fréquence des crues est cette fois-ci visible au travers de l'augmentation conjointe des valeurs de l'aulne (*Alnus*) et de la vigne (*Vitis*), associée dans la séquence de la Cagne à un recul du nombre des carporestes de *Chara* spp. (oogones) et au développement de *Najas marina* (la grande naïade).

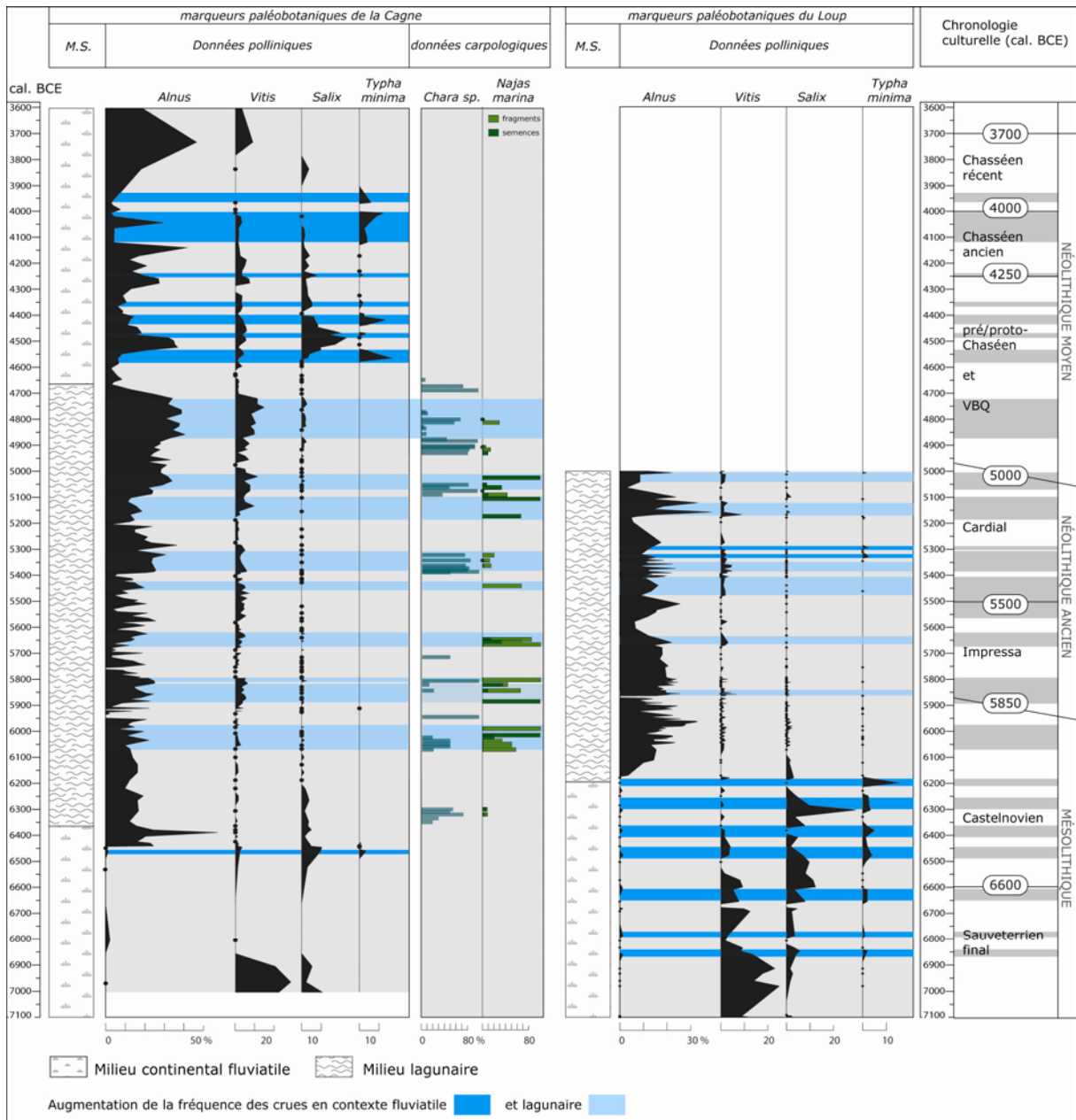


Figure 108 : Les marqueurs paléobotaniques relatifs à la dynamique paléohydrologique du Loup et de la Cagne. Les bandes grises dans la frise chronologique représentent le cumul des signaux (Cagne + Loup) M.S. : Milieux Sédimentaire.

L'intérêt de mettre en correspondance les deux séquences ainsi que de choisir cette approche pluridisciplinaire, réside dans la possibilité d'observer un signal cumulé plus représentatif que si l'on observait les séquences séparément. Aujourd'hui, les relevés de débit du Loup et de la Cagne réalisés sur plusieurs décennies⁵¹, montrent que les événements majeurs ainsi que les tendances d'écoulement saisonnières et annuelles sont comparables aux deux bassins versants (voir PARTIE I.1.2.3). Cette observation nous autorise à regrouper les

⁵¹ Les relevés des débits moyens journaliers et mensuels du Loup et de la Cagne pour les dernières décennies sont accessibles en ligne sur le site : <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

signaux paléobotaniques relatifs à la dynamique paléo-hydrologique et de proposer une évolution du régime des crues à l'échelle des deux bassins versants et donc une évolution des conditions paléoclimatiques pour la région niçoise entre 7000 et 3600 cal. BCE. Par ailleurs, la corrélation positive entre les signaux du Loup et de la Cagne soutient l'argument de l'origine régionale de l'évolution de ces marqueurs paléobotaniques. Cependant, la chronologie de la séquence sédimentaire du Loup n'est pas aussi dilatée que celle de la Cagne, et ne bénéficie d'aucune étude carpologique. Par conséquent, il existe des biais qui incitent à ne pas interpréter l'absence de signaux comme des phases d'accalmie hydrologique, notamment entre 5000 et 3600 cal. BCE.

Les résultats de cette approche multiscalaire permettent d'observer via un point de vue séculaire, voire pluridécennal, l'évolution des conditions paléohydrologiques et paléoclimatiques des bassins versants traités. Lorsque l'on compare ces données relatives aux 7^{ème}, 6^{ème} et 5^{ème} millénaires, avec les données régionales, il existe des similitudes et des dissemblances. L'analyse de la dynamique paléo-hydrologique du Loup et de la Cagne ne permet pas de discuter de l'intensité des signaux, elle permet en revanche d'aborder ses périodicités. En ce sens, et via le prisme des crues, cette analyse montre que les conditions sont globalement homogènes et très humides. Alors que les données régionales montrent qu'à partir du 6^{ème} millénaire les précipitations semblent se renforcer (Carboni *et al.*, 2005 ; Zanchetta *et al.*, 2007 ; Zhornyak *et al.*, 2011), aucune évolution significative du signal dans le Loup et la Cagne n'est à signaler autour de la transition du 6^{ème} et du 5^{ème} millénaire. Seules les tendances à la hausse des valeurs de l'aulne et de la vigne dans la Cagne entre 6000 et 4700 cal. BCE pourraient faire référence à cette particularité régionale. L'événement global de refroidissement enregistré autour de 8200 cal. BP (environ 6200 cal. BCE), qui se manifeste dans le quart Nord-Ouest de la Méditerranée par des conditions plus humides (Magny *et al.*, 2003) n'est d'ailleurs pas documenté par l'évolution de la dynamique paléohydrologique définie dans ce chapitre.

1.2. L'évolution de la végétation acidiphile

Le massif de Biot qui s'étend sur environ 5 km², se situe dans la partie aval du bassin versant du Loup, en rive droite, au sud-ouest de Villeneuve-Loubet. Cet affleurement est constitué de roches andésitiques à pyroclastites et résulte d'une importante activité volcanique oligocène, ce qui en fait un terrain remarquable et une enclave cristalline au sein de la Provence calcaire des Alpes-Maritimes (figure 109). Grâce à cette singularité, ce massif, qui

se trouve à moins d'un kilomètre du sondage du Loup et à environ deux kilomètres et demi du sondage de la Cagne, accueille une végétation acidiphile dominée par la bruyère arborescente (*Erica arborea*) et le ciste de Montpellier (*Cistus monspeliensis*). Ces deux espèces ne se retrouvent ni dans le reste du bassin versant du Loup ni dans celui de la Cagne, hormis la bruyère arborescente qui peut également se retrouver, mais très rarement, dans la strate arbustive des peuplements à pin maritime sur certains sols calcaires décalcifiés. C'est le cas dans la pinède de Roquefort-les-Pins, dans le bassin versant du Loup, en rive droite (Depetris *et al.*, 2005). Alors que la moitié orientale du massif de Biot fait partie intégrante du bassin versant du Loup, longeant même la plaine alluviale à hauteur de Villeneuve-Loubet, la plaine de la Cagne est relativement proche du massif andésitique (figure 109).

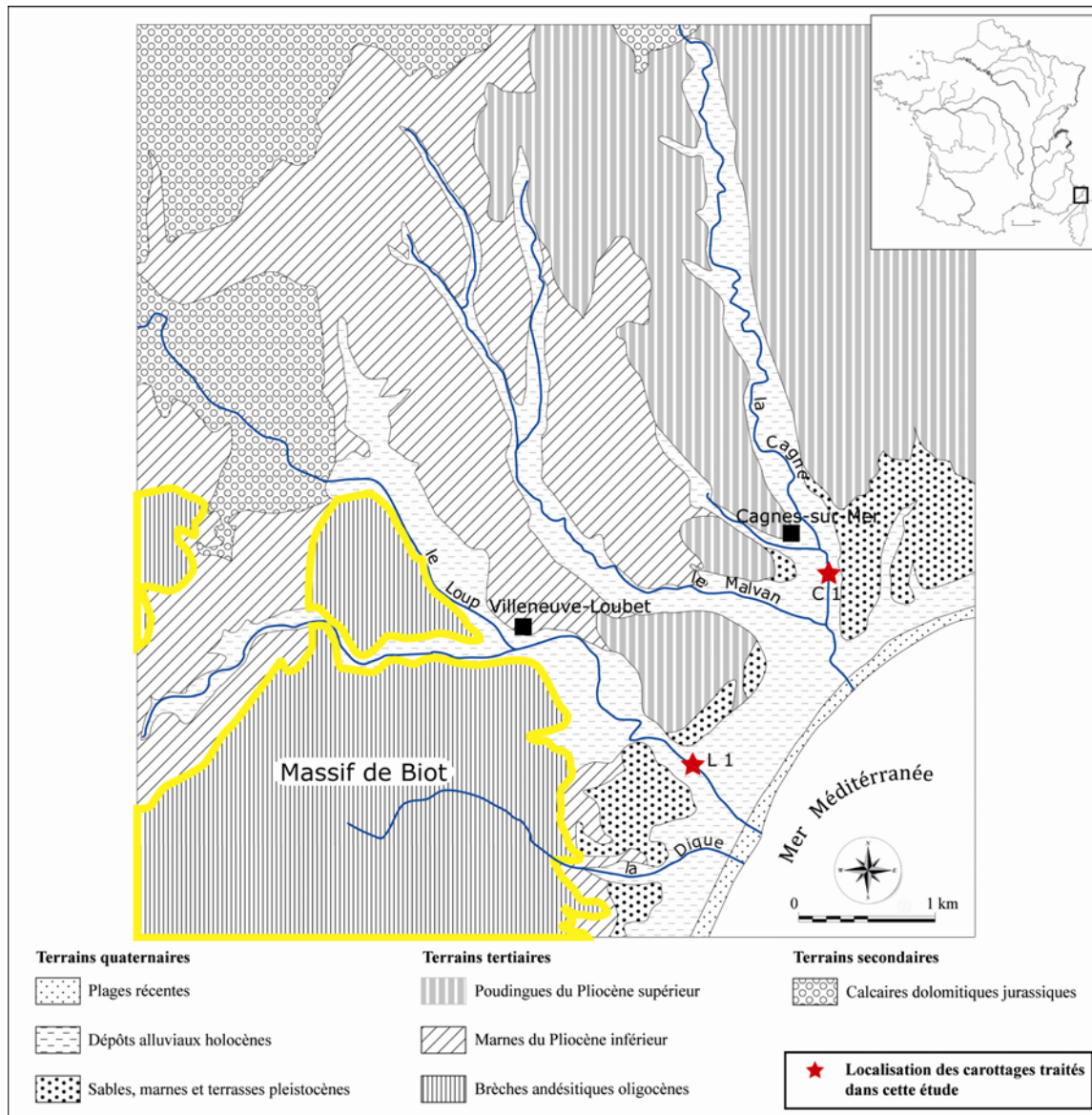


Figure 109 : Localisation des conglomérats andésitiques du massif de Biot par rapport aux plaines du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes).

Cette première constatation est le point de départ de notre analyse de l'évolution des valeurs de la bruyère arborescente au sein des séquences holocènes du Loup et de la Cagne. Au début du 7^{ème} millénaire, ces valeurs oscillent entre 0.5 et 8 % des apports polliniques totaux. Jusqu'à la fin du Néolithique moyen (3700 cal. BCE), elles ne vont cesser d'augmenter atteignant un maximum de 30 % des apports polliniques dans la Cagne autour de 4700 cal. BCE et de 11 % dans le Loup autour de 5050 cal. BCE. Les valeurs observées dans les deux bassins versants dessinent une courbe générale croissante et régulière faisant de la bruyère arborescente (*Erica arborea*) associée au pin (*Pinus*) les deux seuls taxons ligneux dont les valeurs augmentent après 4700 cal. BCE.

1.2.1. Analyse des conditions d'humidité estivale

Pour comprendre davantage l'évolution des valeurs de la bruyère arborescente, leurs confrontations avec les valeurs du sapin (*Abies alba*) sont riches d'information. Effectivement le sapin et la bruyère arborescente sont deux espèces complètement opposées en termes d'exigences climatiques et notamment de bilans hydriques. Alors que le sapin exige une humidité atmosphérique élevée et constante tout au long de l'année et craint la sécheresse estivale, la bruyère arborescente dont le bilan hydrique des stations est généralement déficitaire, supporte très bien les conditions sèches (Rameau *et al.*, 2008). D'autre part la dynamique de développement de la bruyère arborescente est fortement liée à la fréquence des incendies : il s'agit d'une espèce héliophile, pionnière, dont la souche est très résistante au feu et qui fait preuve d'une grande vigueur de repousse après incendie (Lieutaghi, 2006).

Alors que l'augmentation régulière des valeurs de la bruyère arborescente entre le 7^{ème} et le 4^{ème} millénaire indique un renforcement progressif des conditions de sécheresse estivale, la figure 110 montre par ailleurs que cette tendance à la hausse sur le très long terme, enregistre des variations sur des échelles de temps plus courtes. Alors qu'il est très difficile de comparer l'ensemble des spectres entre eux, tant les variations sont importantes, nous proposons au travers de la figure 110, la définition d'un indice d'humidité estivale défini par le calcul de la différence des valeurs du sapin et de la bruyère et pondéré par l'apport pollinique relatif des deux taxons.

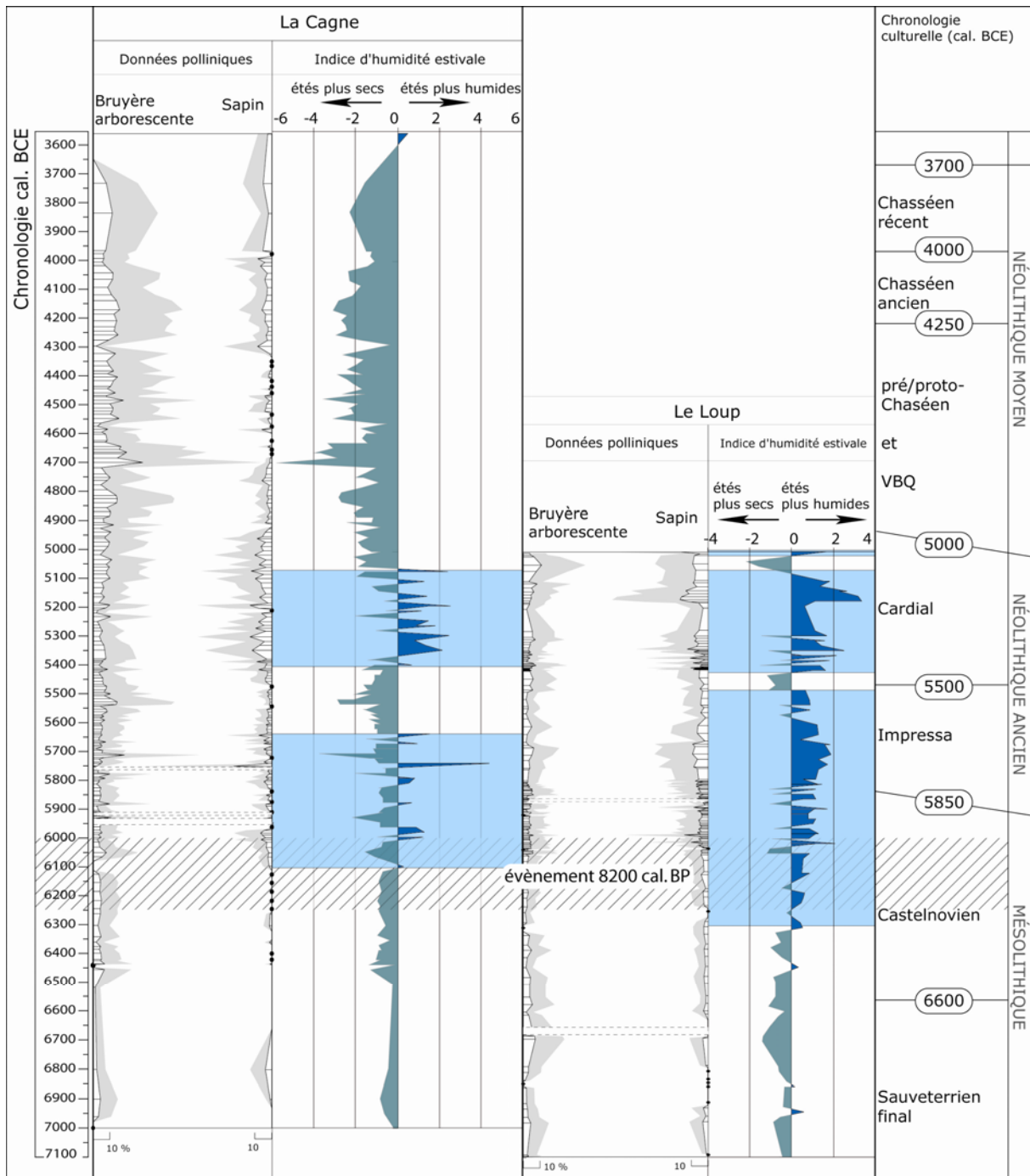


Figure 110 : Définition d'un indice d'humidité estivale pour la première moitié de l'Holocène dans le Sud-Est de la France, établi à partir des valeurs polliniques du sapin et de la bruyère arborescente. Les bandes bleues représentent les phases à forte humidité estivale.

Deux grandes phases caractérisées par des étés plus humides peuvent être mises en évidence. Celles-ci sont centrées sur le 6^{ème} millénaire et sont documentées à la fois par les données de la Cagne et du Loup. Le renforcement des conditions humides estivales débute vers 6300 cal. BCE dans le Loup et vers 6100 cal. BCE dans la Cagne. Si l'analyse de la dynamique paléohydrologique à travers le prisme de la végétation ne reflète pas l'événement 8200 cal. BP, environ 6200 cal. BCE (plus humide dans cette région), par contre cet indice

signale un renforcement des conditions d'humidité estivale à partir de 6300 dans le Loup et 6100 cal. BCE dans la Cagne (figure 110). Au cours du 5^{ème} et du début du 4^{ème} millénaire, l'indice calculé sur les archives sédimentaires de la Cagne s'inverse montrant la mise en place sur la longue durée d'une nouvelle variabilité climatique saisonnière et plus particulièrement d'une sécheresse estivale renforcée.

Alors que les données paléobotaniques relatives à la dynamique paléohydrologique révèlent des conditions d'humidité annuelles cycliques au cours des trois millénaires étudiés, l'augmentation des conditions xériques estivales à partir du 5^{ème} millénaire montre un renforcement des contrastes climatiques saisonniers, caractéristique du climat méditerranéen actuel.

Afin de vérifier la validité de cet indice, nous l'avons également calculé à partir des données issues de l'analyse pollinique du sondage de Biot dans la vallée de la Brague (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) située à l'opposé du massif andésitique, à environ 10 kilomètres de la vallée du Loup (figure 111). Les bassins versants sont comparables par leur taille (66 km²) et les formations géologiques qu'elles traversent, mais surtout par la proximité du massif de Biot favorable au développement de la végétation acidiphile à bruyère arborescente. Même si la résolution des analyses polliniques est moins précise et que la documentation radiochronologique pour les 7^{ème}, 6^{ème} et 5^{ème} millénaires est moins riche (4620 ± 60 BP, 5740 ± 70 BP et 8320 ± 90 BP), d'intéressantes tendances sont observées. En effet, la courbe de la Brague montre une nette bipartition des trois millénaires traités avec l'installation au début du 5^{ème} millénaire de conditions climatiques caractérisées par des étés plus secs. En ce sens, la correspondance des indices entre les bassins versants de la Cagne et de la Brague montre bien que la transition des 6^{ème} et 5^{ème} millénaires est le témoin d'une modification des conditions climatiques régionales avec une augmentation de la fréquence des étés secs et chauds. Par ailleurs, la reconstruction paléoclimatique réalisée sur le site d'Accesa (Finsinger *et al.*, 2010) à partir des analogues actuels et des assemblages polliniques fossiles, montre également un renforcement des sécheresses estivales dès le début du 5^{ème} millénaire (figure 111).

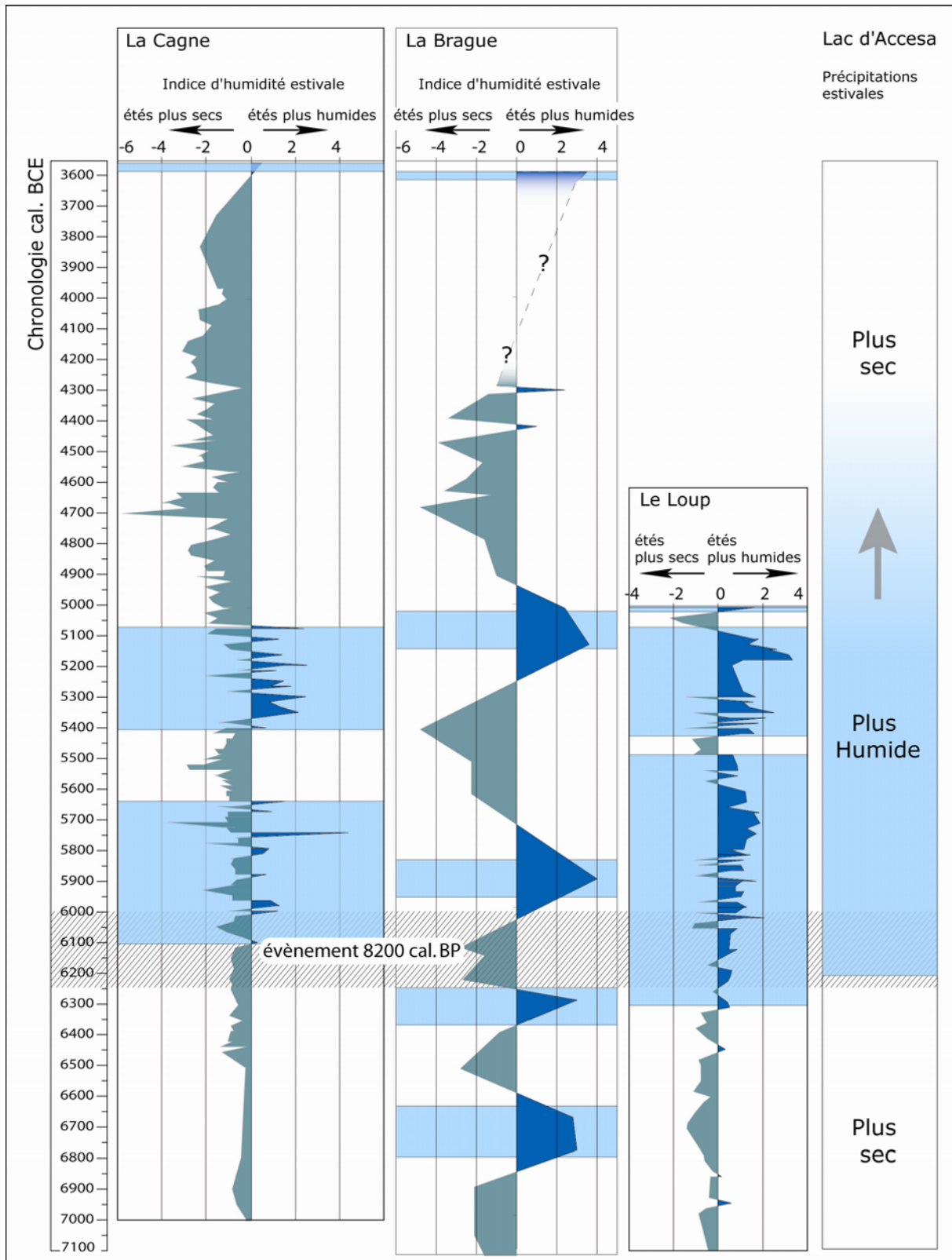


Figure 111 : Les conditions d'humidité estivales dans le Quart Nord-Ouest de la Méditerranée entre 7000 et 3600 cal. BCE. **Le Loup** et **La Cagne** (traités dans cette étude) ; **La Brague** (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) ; **Accesa** (Finsinger *et al.*, 2010).

Enfin les résultats de cette étude soulignent à l'image du Loup et de la Cagne que le 7^{ème} millénaire BCE se caractérise également par des étés plus secs et que la transition avec le 6^{ème} millénaire BCE se définit par une nette augmentation des conditions d'humidité estivale. Existe-t-il un lien entre l'installation sur le long terme de ces conditions d'humidité estivale et l'impact de l'événement 8200 cal BP (environ 6200 cal. BCE) sur le fonctionnement des conditions climatiques régionale ? Peut-on considérer cet événement comme un des facteurs déclencheurs de l'arrivée de nouvelles conditions climatiques saisonnières dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée ? Ces résultats nous incitent à entamer la réflexion et il est bien évident que ces questionnements restent très ouverts.

2. La végétation des bassins du Loup et de la Cagne du 7^{ème} au 5^{ème} millénaire BCE : témoin des dynamiques géomorphologiques

Les morphologies des plaines du Loup et de la Cagne telles que nous les connaissons aujourd'hui sont relativement anciennes. Au cours de l'Holocène et en zone littorale, c'est principalement l'équilibre entre la vitesse de remontée marine et le volume de la charge détritique qui s'accumule dans les basses plaines alluviales qui définissent la morphologie des plaines côtières. Or, depuis environ 6500 ans, la vitesse de remontée marine a fortement diminué passant en moyenne de un centimètre par an à moins d'un millimètre par an. Depuis le changement d'ère, la vitesse de remontée marine est tellement faible, que le niveau n'a augmenté que d'environ 65 centimètres (Lambeck *et al.*, 2011 ; Lambeck *et al.*, 2004). Par ailleurs, les processus de progradation qui sont à l'origine de la formation des deltas actuels sont commandés par la vitesse de remontée marine. Il existe donc une connexion directe entre la remontée marine et la formation des plaines côtières. Sur la longue durée, la formation et la mobilité des différents milieux sédimentaires propres à une zone d'embouchure fluviale sont donc en partie commandées par la remontée marine (contrôle aval eustatique). Lorsque les milieux sédimentaires se transforment, le paysage végétal se transforme également. De ce fait nous tentons ci-après d'identifier au sein des séquences holocènes du Loup et de la Cagne les changements opérés par la végétation qui trouvent leur origine dans les processus géomorphologiques alluviaux.

2.1. L'aulne (*Alnus*) marqueur du niveau marin

Les diagrammes du Loup et de la Cagne sont caractérisés par une augmentation subite des valeurs de l'aulne (*Alnus*). Vers 6200 cal. BCE dans la basse vallée du Loup et 6450 cal. BCE dans la basse vallée de la Cagne les valeurs de l'aulne passent de moins d'un pourcent à respectivement 30 et 40 %. Sur une échelle régionale, les valeurs de l'aulne enregistrent également d'importantes augmentations, notamment dans la basse vallée de la Brague, située à quelques kilomètres du Loup et de la Cagne (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) et dans la plaine côtière de Rapallo en Ligurie (Bellini *et al.*, 2009). Sur chaque site, l'aulne apparaît brutalement mais à des âges différents (figure 112).

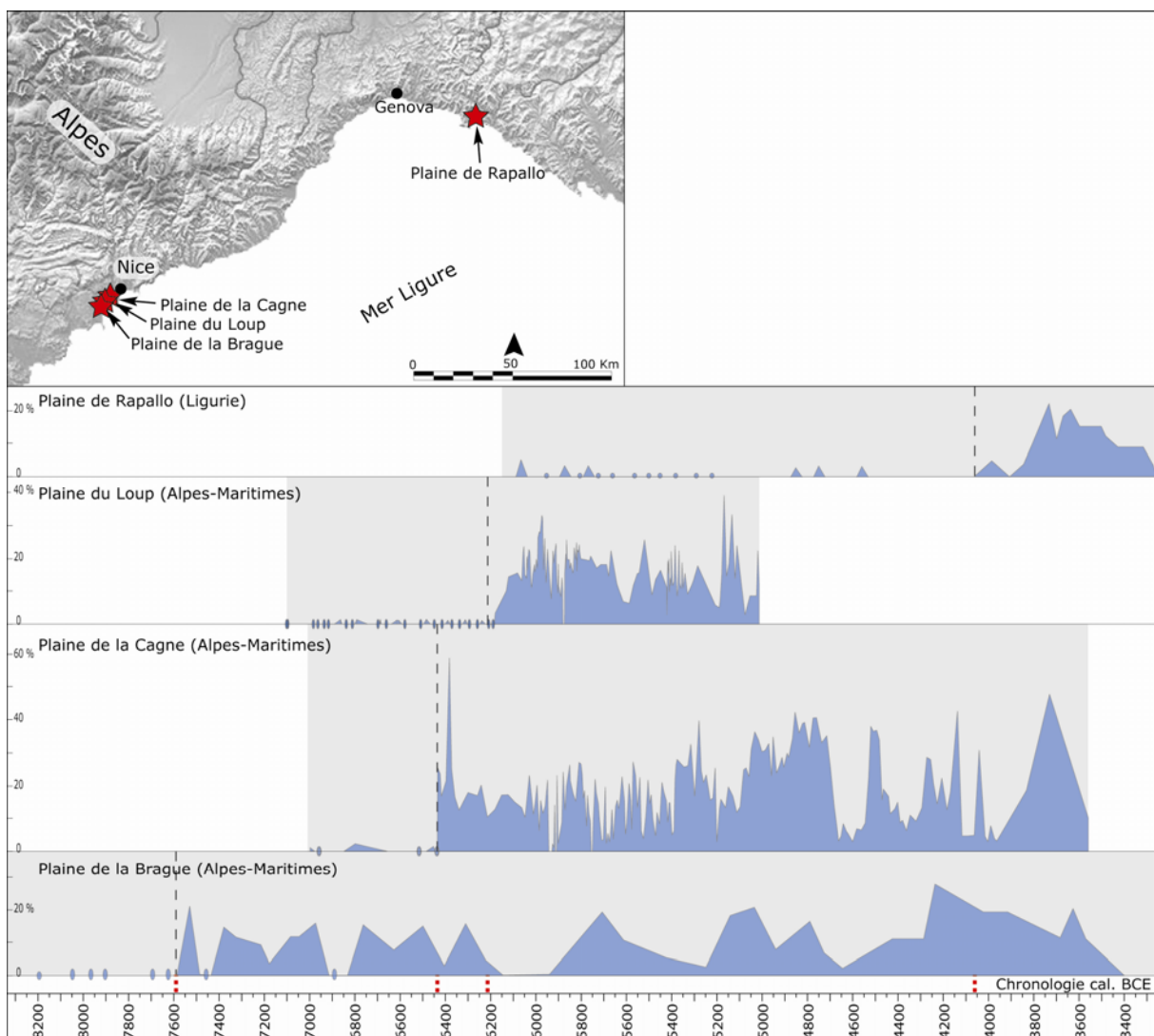


Figure 112 : Comparaison des valeurs de l'aulne dans les plaines de Rapallo en Ligurie (Bellini *et al.*, 2009), du Loup, de la Cagne et de la Brague (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) dans les Alpes-Maritimes au cours de la première moitié de l'Holocène.

Les zones en gris représentent les limites de l'analyse pollinique

Les travaux de Dubar *et al.* (2011) montrent l'importance de mettre en relation l'évolution holocène de la composition des spectres polliniques littoraux avec la remontée du niveau marin. Les auteurs montrent plus particulièrement que l'augmentation des valeurs de l'aulnaie coïncide avec l'installation des milieux limniques côtiers des plaines alluviales. Grâce à la précision de la résolution chronologique des analyses polliniques du Loup et de la Cagne et grâce à l'élaboration des modèles âges/profondeur, il est possible de localiser très précisément dans le temps l'apparition de l'aulne dans les basses vallées des Alpes-Maritimes. Lorsque l'on replace au sein des modèles âges/profondeur les niveaux dans lesquels l'aulne apparaît puis se développe et qu'on les compare avec la courbe prédictive de remontée marine, il est possible de montrer que ces niveaux sont associés à un rapprochement de la zone de carottage avec le niveau marin relatif. Comme en témoigne les descriptions lithostratigraphiques des séquences du Loup et de la Cagne, la conséquence de ce rapprochement est la formation d'un milieu limnique et la formation de tourbes littorales favorables au développement d'une aulnaie marécageuse, comme en témoigne l'apparition conjointe, plus particulièrement dans la Cagne, des *Typha angustifolia* et des roselières à *Poaceae* et *Cyperaceae* dans les deux bassins versants. Comme le montre l'analyse carpologique de la séquence de la Cagne, parallèlement au développement de l'aulne littoral, une flore aquatique apparaît dans la zone de carottage, laquelle met en évidence l'installation d'un plan d'eau douce côtier alternativement oligo-mésotrophe à *Characeae* et eutrophe à *Najas marina*. Etant donné que l'aulnaie marécageuse nécessite un engorgement permanent des sols en eau, et donc une nappe phréatique élevée, l'installation de ces plans d'eau en réponse au rapprochement du trait de côte favorise son développement.

Comme le montre la figure 113, au-delà des séquences traitées dans cette étude, l'apparition subite de l'aulne dans les séquences de la Brague et de la plaine de Rapallo en Ligurie coïncide également avec la montée du niveau marin jusqu'aux zones de carottage (Lambeck *et al.*, 2004) et le développement d'un milieu limnique. La topographie et la vitesse de sédimentation propres à chaque bassin versant, ainsi que la position du carottage dans la plaine alluviale, expliquent le décalage dans le temps de l'apparition de l'aulne dans les quatre bassins versants.

Par ailleurs, la disparition de l'aulne dans les spectres polliniques de la Cagne vers 3500 cal. BCE, mais également dans la plaine du Paillon à Nice (Dubar *et al.*, 1986) vers 4000 cal. BCE, correspond au début de la phase d'exhaussement définitive de la plaine au-dessus de la mer. En ce sens, il est possible d'associer l'apparition de l'aulne dans quatre bassins versants avec le rapprochement du niveau de la mer, et d'associer sa disparition,

observée dans la Cagne et dans le Paillon, avec une phase d'exondation des zones de carottages. Par conséquent, ces résultats nous permettent de préciser l'origine de l'aulne dans les séquences polliniques littorales holocènes. En effet, l'adéquation des valeurs de l'aulne avec l'évolution géomorphologique des plaines tend à montrer que l'aulne, en zone d'embouchure, compose principalement la strate arborescente des aulnaies marécageuses.

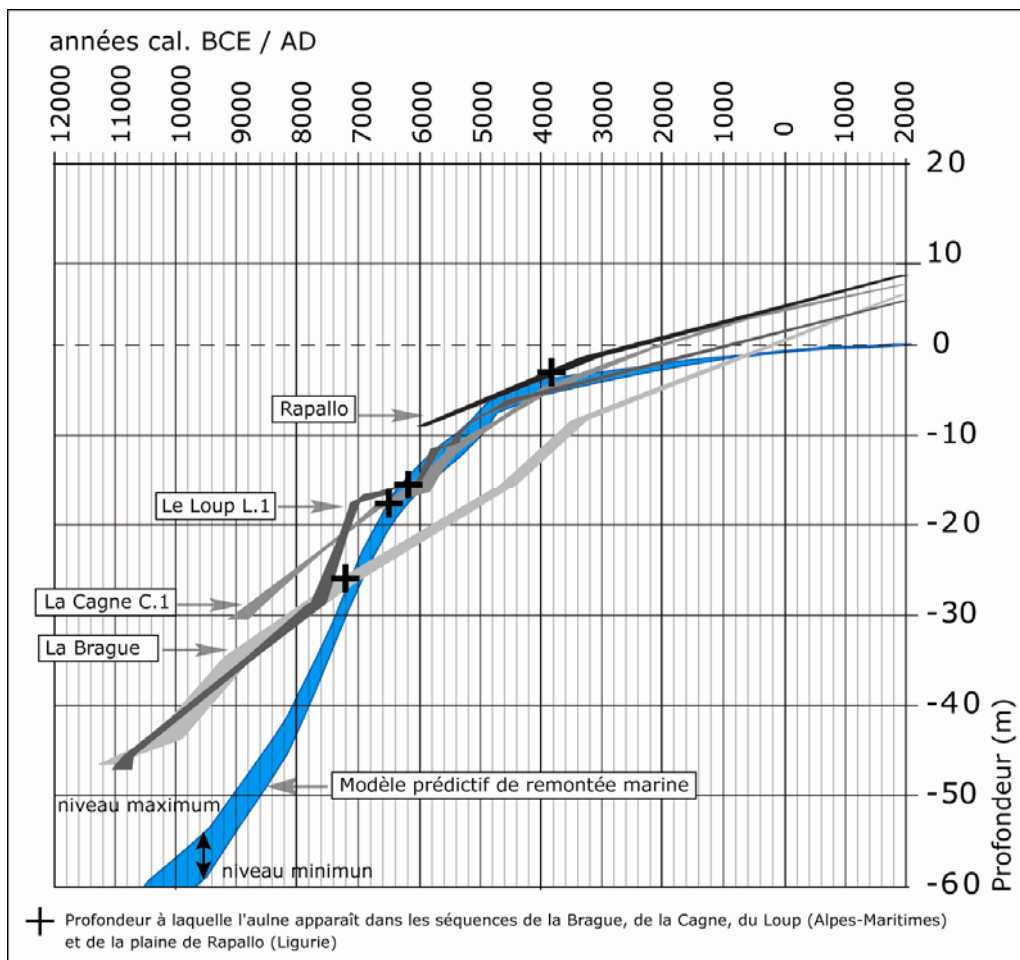


Figure 113 : Comparaison des modèles âge/profondeur des séquences de la Brague (Nicol-Pichard et Dubar, 1998), du Loup, de la Cagne et de la Plaine de Rapallo (Bellini *et al.*, 2009). Mise en évidence des profondeurs auxquelles l'aulne apparaît en relation avec le niveau marin relatif d'après Lambeck *et al.* (2011).

Il existe deux types d'aulnaie marécageuse : les bois d'aulnes marécageux méso-eutrophes (Code CORINE 44.911) et les bois d'aulnes marécageux oligotrophes (code CORINE 44.912) (Bissardon *et al.*, 1997). Alors que les *Cyperaceae* accompagnent l'aulne dans les spectres fossiles, il est possible de rattacher ces aulnaies aux bois méso-eutrophes à hautes herbes (*Carex* sp.). Plusieurs facteurs de rajeunissement du milieu tels que les crues assurent la pérennité de l'aulnaie. À contrario, lorsque les crues sont moins fréquentes ou que

la nappe enregistre un abaissement durable, l'aulne peut être remplacé par des essences concurrentielles comme le frêne (*Fraxinus*) dont les semis tolèrent l'ombrage.

En résumé, il est possible de montrer qu'au cours de l'Holocène, l'aulne glutineux s'implante sur les sols tourbeux du littoral en bordure de plan d'eau dans les basses plaines alluviales des Alpes-Maritimes et de Ligurie. Son implantation à proximité du littoral est assurée par la libération puis le transport fluvial, au cours des périodes de crue, des graines stockées dans les berges plus en amont au sein des formations de l'aulnaie riveraine.

Une fois en position littorale, l'aulne glutineux peut coloniser les berges du cours d'eau et participer à la formation des aulnaies riveraines. Cependant, son absence des diagrammes dans les phases d'exondation de la plaine, alors que le saule lui est présent (notamment dans le Loup et la Cagne), montre que la strate arborescente riveraine est dominée par l'aulne dans les zones d'embouchure, mais que le saule est davantage représenté dans les parties plus en amont du bassin versant. La présence des aulnaies marécageuses littorales en Ligurie et en Provence, entre le 8^{ème} et le 4^{ème} millénaire BCE, montre que si la remontée marine commande l'apparition de ces formations marécageuses, c'est essentiellement la localisation du carottage qui nous permet de l'observer. Grâce à ces conclusions il est possible de proposer le modèle, suivant lequel le long des plaines littorales de la Provence orientale, les zones d'embouchures propices au développement des tourbes côtières se caractérisent par le développement holocène des aulnaies marécageuses. À partir de ces considérations et comme le montre la figure 114, la position du carottage conditionne la composition des spectres polliniques holocènes.

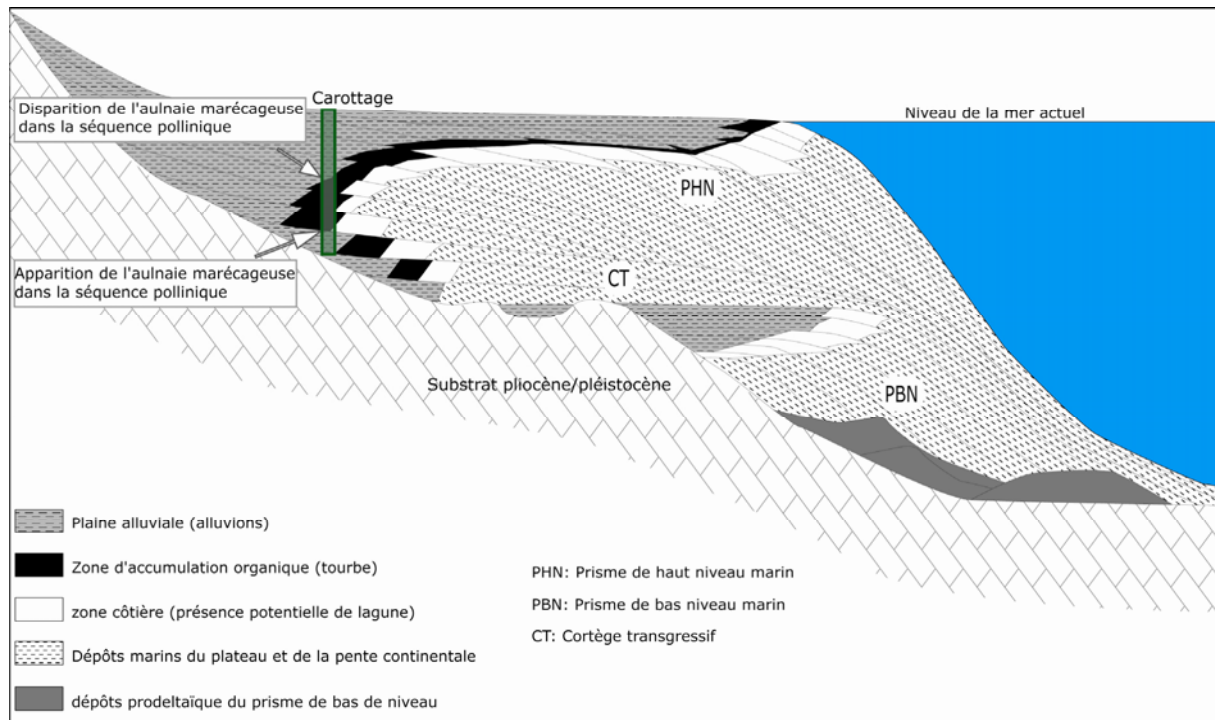


Figure 114 : Chronologie de l'apparition de l'aulnaie marécageuse au sein du modèle de stratigraphie séquentielle modifié d'après Christie-Blick et Driscoll (1995).

Pour conclure sur cet aspect, même si au cours de l'Holocène les formations arborescentes des zones humides alluviales, à savoir les formations riveraines et marécageuses sont mobiles et se transforment, le caractère majoritairement local de l'origine des spectres polliniques alluviaux (voir PARTIE III.1) nous accorde une lecture cohérente de l'évolution de la végétation.

2.2. La morphologie des plaines littorales du Loup et de la Cagne au début du Néolithique

Au début du 6^{ème} millénaire, la morphologie des plaines côtières était différente de celle d'aujourd'hui. Dans l'optique de restituer, dans sa complexité, les paysages néolithiques littoraux, il est important de prendre en considération l'évolution géomorphologique holocène des plaines alluviales côtières et de pouvoir proposer, grâce notamment aux variations du niveau marin, une image dynamique du paysage côtier. À partir des modèles âges/profondeur réalisés sur les séquences du Loup et de la Cagne, de la restitution des vitesses de remontée marine établies par Lambeck *et al.* (2004), ainsi que des marqueurs de niveaux marins observés dans les deux sondages étudiés (brusque apparition de l'aulnaie marécageuse), il est possible de proposer pour le Néolithique ancien, une reconstruction du trait de côte ainsi qu'une estimation de l'étendue des plaines alluviales par rapport à aujourd'hui.

Alors que le profil transversal en « V » des vallons, caractéristique des fleuves côtiers des Alpes-Maritimes, entraîne de fortes variabilités sur les vitesses de sédimentation des plaines alluviales côtières, cette spécificité explique également l'élargissement des plaines et l'augmentation de leur superficie (Sivan *et al.*, 2010). Cette considération est importante puisqu'elle montre que pendant le Néolithique ancien la largeur des plaines du Loup et de la Cagne, dans les zones de carottage, était plus réduite que celle d'aujourd'hui. La modélisation réalisée à partir des données du BRGM et des sondages traités dans cette étude (figure 115) montre qu'au cours de la période de l'Impresso-Cardial la plaine alluviale du Loup s'étend sur près de 200 mètres de largeur, pour une largeur actuelle de 400 mètres. La zone de carottage de la Cagne se situe actuellement dans une large plaine d'environ 1 kilomètre de largeur en amont de la confluence avec le Malvan. À l'époque du Néolithique ancien, la morphologie de la plaine était très différente. En effet, les deux cours d'eau (la Cagne et le Malvan) ne confluaient pas comme aujourd'hui au niveau de la ville de Cagne mais se jetaient directement dans la mer. Il existait alors deux vallons distincts étroits avec leur propre embouchure, séparés l'un de l'autre par les poudings varois du Pliocène supérieur.

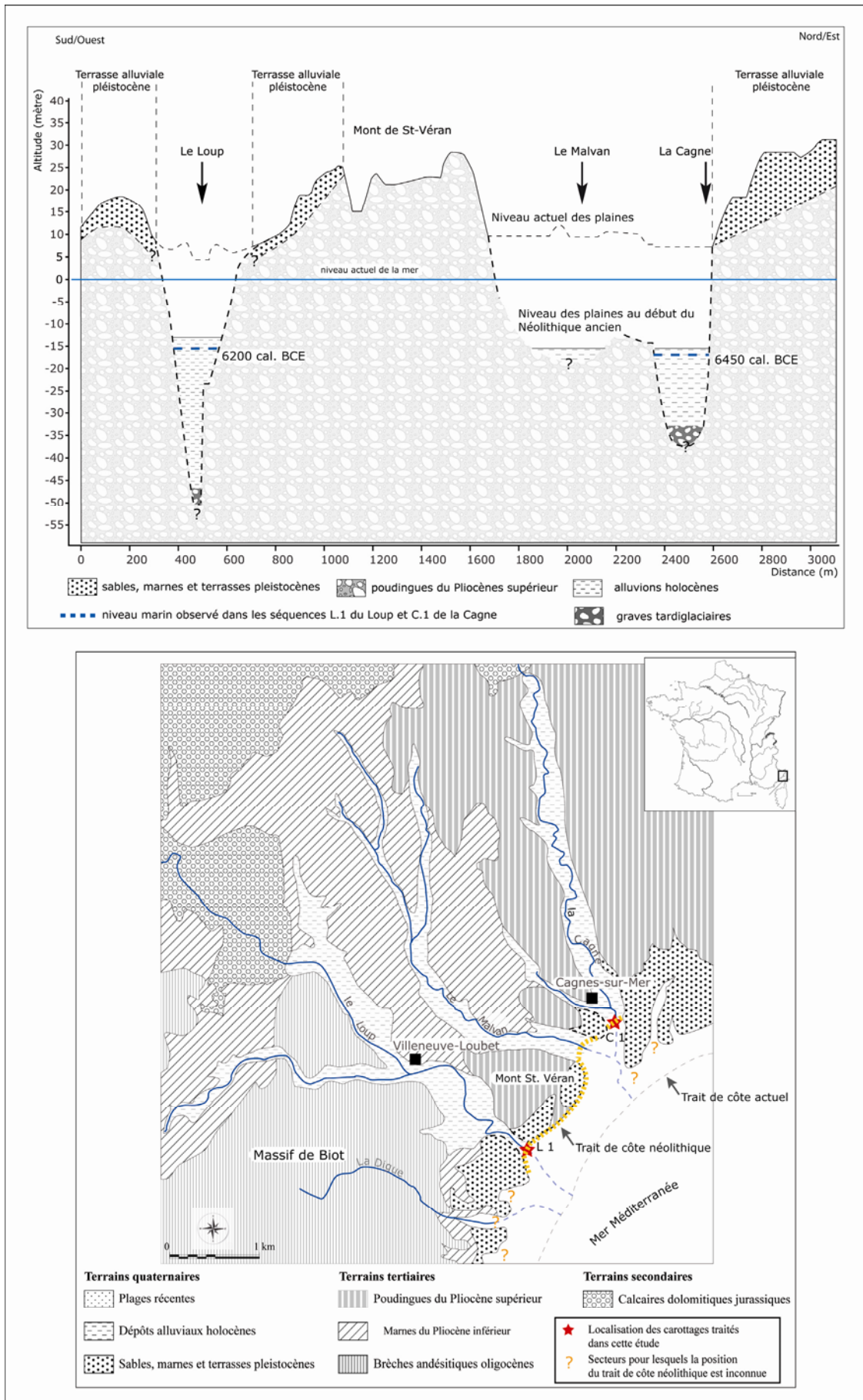


Figure 115 : Morphologie des plaines du Loup et de la Cagne au cours du Néolithique ancien.

Cette morphologie offrait un paysage tout à fait différent de celui d'aujourd'hui avec des vallons plus encaissés et des reliefs littoraux plus marqués.

D'autre part, nous interprétons l'apparition soudaine de l'aulnaie marécageuse vers 6450 cal. BCE dans la Cagne et vers 6200 cal. BCE dans le Loup, comme un rapprochement des milieux sédimentaires avec le niveau marin relatif (voir PARTIE IV.2.1). Nous pouvons, par conséquent, associer à ces dates un point par lequel le trait de côte passait. L'analyse des restes carpologiques et des assemblages fauniques, ainsi que la palynologie montrent qu'à partir de ces dates, respectivement dans le Loup et la Cagne, un milieu de sédimentation lagunaire s'installe jusqu'à environ 5000/4800 cal. BCE. Ces observations montrent que dans la Cagne et le Loup respectivement entre 6450 et 5000 cal. BCE et entre 6200 et 5000 cal. BCE, la mobilité du trait de côte qui se trouvait alors à proximité des zones de carottage, fut très réduite. L'équilibre entre le volume et la vitesse de sédimentation des apports détritiques fluviaux et la vitesse de remontée marine participe à l'élévation des basses plaines alluviales sans que la mer n'entre sur le long terme dans les terres et sans que les apports continentaux ne fassent reculer le trait de côte plus au large. À partir de ces considérations géomorphologiques et de l'âge estimé de l'apparition des grains de pollen de *Cerealia* qui détermine le début du Néolithique ancien dans les sondages, nous pouvons reconstruire le tracé du littoral entre la zone d'embouchure du Loup et celle de la Cagne, pour le début du Néolithique (entre 6000 et 5700 cal. BCE) (figure 115). La profondeur des terrasses alluviales pléistocènes a été prise en compte, lorsque cela a été possible, ainsi que le pendage des versants de l'incision du dernier maximum glaciaire (grâce notamment aux sondages du BRGM) pour pouvoir dessiner les marges des basses plaines néolithiques. Même si il existe de nombreuses incertitudes, la figure 115 montre que la plaine littorale qui longe aujourd'hui le Mont Saint-Véran n'existait pas et que les plaines, pour les populations qui arrivaient de la Méditerranée, se présentaient comme d'étroits et petits canyons fermés sur la mer par de petites lagunes d'eau douce.

3. L'occupation du territoire : les marqueurs polliniques d'anthropisation du Loup et de la Cagne au regard des données archéologiques, anthracologiques et carpologiques régionales.

Dans cette synthèse, nous proposons de redéfinir le contexte archéologique des bassins versants traités afin de reconsidérer les données polliniques des basses plaines du Loup et de

la Cagne relatives à l'anthropisation du milieu à l'échelle des deux bassins en termes d'occupation du territoire. Dans un second temps, nous élargissons l'échelle d'analyse en comparant les données relatives aux bassins versants avec les données archéologiques et paléobotaniques régionales et plus particulièrement les données carpologiques relatives à la céréaliculture et les données anthracologiques relatives aux mutations des milieux d'ordre anthropique.

3.1. La chronologie archéologique des bassins versants du Loup et de la Cagne et les marqueurs paléobotaniques d'anthropisation

La documentation archéologique des bassins versants est lacunaire, tant sur le plan de la chronologie que des secteurs prospectés et/ou fouillés. Alors qu'aucun site, relatif aux périodes du Mésolithique, n'a été référencé dans les bassins versants, à l'exception de quelques indices d'une occupation castelnovienne sur le massif de Biot (comm. orale D. Binder), les sites préhistoriques au niveau des plaines alluviales sont inaccessibles puisque trop profonds pour être expertisés (Sivan, 2008). Néanmoins, grâce aux sites prospectés et/ou fouillés et analysés des bassins versants traités et aux sites majeurs localisés dans un périmètre autour du Loup et de la Cagne, de moins de 90 kilomètres de rayon (figure 116), il est possible de proposer une chronologie fiable des implantations humaines au cours du Néolithique dans le Sud-Est de la France et donc de vérifier la cohérence des marqueurs polliniques d'anthropisation.

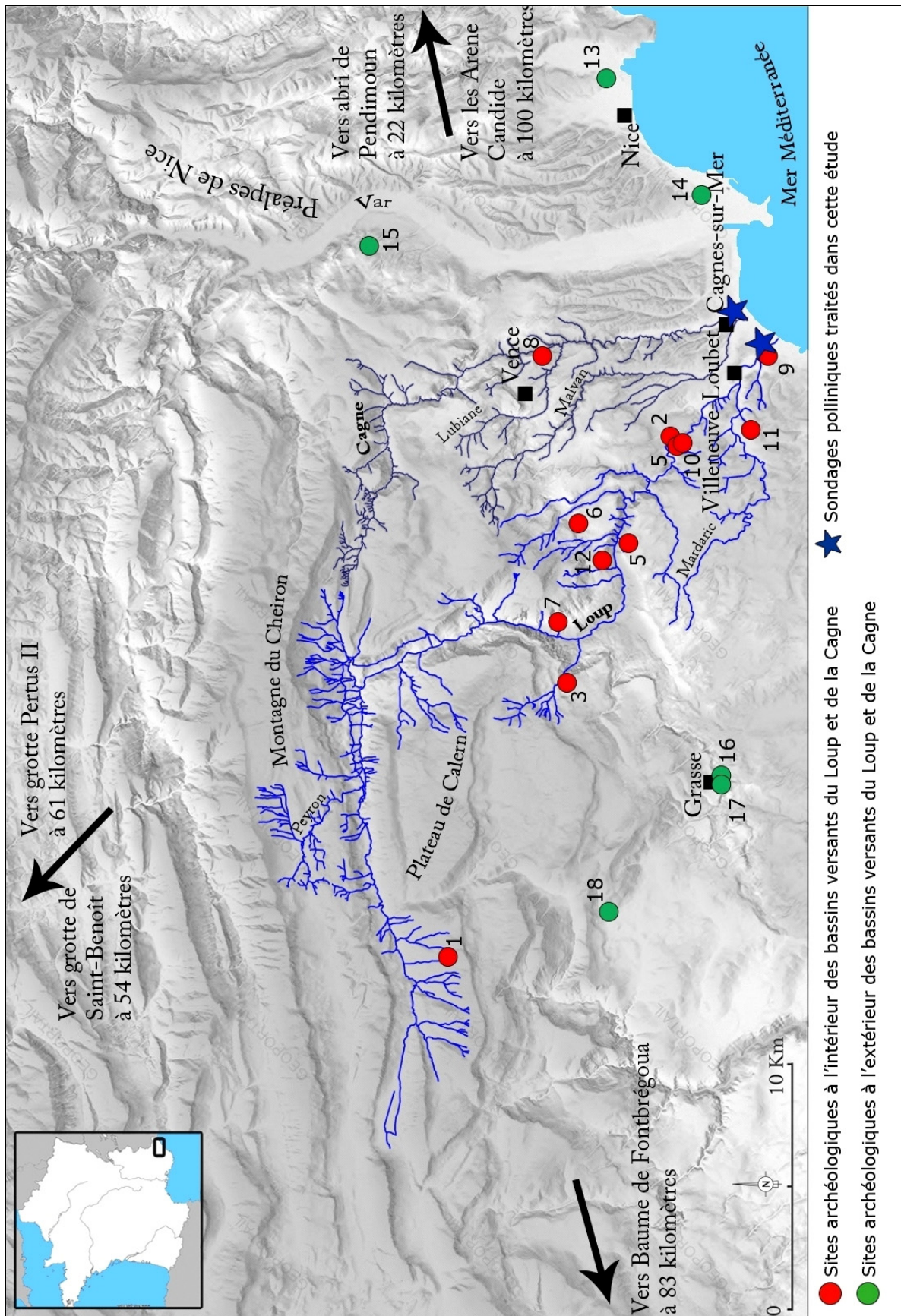


Figure 116 : Distribution des sites archéologiques majeurs du Néolithique ancien et moyen dans les bassins versant du Loup et de la Cagne et dans la région.

Les numéros des sites sont référencés dans le tableau de la page suivante.

Ces sites sont les suivants : la grotte Lombard à Saint-Vallier-de-Thiery (Binder, 1991), Giribaldi (Binder, 2004) et Caucade (Binder et Courtin, 1987) à Nice localisés entre 5 et 10 kilomètres, l'Abri Pendimoun (Binder *et al.*, 1993) localisé sur la commune du Castellar à proximité de la frontière italienne (à 22 kilomètres), les grottes de Saint-Benoît (à 54 kilomètres) (Barral, 1955) et Pertus II (à 61 kilomètres) (Iaworsky, 1960), dans les Alpes-de-Haute-Provence et enfin la Baume de Fontbrégoua (Courtin, 1976) dans le Var à 83 kilomètres du Loup et de la Cagne (tableau 14).

N°	Nom du Site	Commune (départ.)	Fonction	Datation	Références biblio.	Coordonnées
1	Les Gleirettes	Caussols (06)	Grotte sépulcrale	Néolithique (ind.)	Fulconis, 1989	N 43°45'20" E 6°49'35"
2	Grotte Blanchi	La colle-sur-Loup (06)	Cavité sépulcrale/occupation	Néolithique moyen	Burkhalter <i>et al.</i> , 1955	N 43°40'58" E 7°9'41"
3	Le Thoronet	Gourdon (06)	Abri sous roche	Néolithique ancien/moyen	Salicis, 2002	N 43°43'11" E 6°57'43"
4	Grotte du Tram	Roquefort-les-Pins (06)	Occupation	Néolithique (ind.)	Chochoy et Octobon, 1953	N 43°39'26" E 7°3'58"
5	La Garagai	Gourdon (06)	Occupation	Néolithique (ind.)	Octobon, 1955	N 43°41'38" E 7°2'24"
6	Grotte Schlumberger	Tourettes-sur-Loup (06)	Occupation	Néolithique ancien	Lautier, 2003	N 43°42'49" E 7°3'0"
7	Vallon de la Tuilière	Tourettes-sur-Loup (06)	Indice d'occupation	Néolithique moyen	Lautier, 2003	N 43°43'12" E 7°59'58"
8	Station du Pioulier	Vence (06)	Occupation	Néolithique moyen	Morel, 1976	N 43°43'48" E 7°7'55"
9	Saint-Andrieu	Villeneuve-Loubet (06)	Indice d'occupation	Néolithique ancien/moyen	Lautier et Lepère, 2007	N 43°38'52" E 7°8'4"
10	La Boyère Nord	Villeneuve-Loubet (06)	Occupation	Néolithique moyen	Lautier et Lepère, 2007	N 43°40'25" E 7°5'22"
11	Tour de la Madone	Villeneuve-Loubet (06)	Occupation	Néolithique (ind.)	Lautier et Lepère, 2007	N 43°39'7" E 7°5'47"
12	Baume Obscure	Tourettes-sur-Loup (06)	Grotte sépulcrale	Néolithique moyen	Lautier, 2003	N 43°42'27" E 7°2'0"
13	Giribaldi	Nice (06)	Plein air/occupation	Néolithique ancien/moyen	Binder <i>et al.</i> , 2004	N 43°42'37" E 7°16'33"
14	Caucade	Nice (06)	Plein air/occupation	Néolithique ancien/moyen	Binder et Courtin, 1987	N 43°40'26" E 7°13'16"
15	La Rouret	Carros (06)	Occupation	Néolithique moyen	Courtin, 1986	N 43°47'32" E 7°11'50"
16	Chiris	Grasse (06)	Occupation	Néolithique moyen	Gassin <i>et al.</i> , 2004	N 43°39'23" E 6°55'37"
17	Station Sans Peur	Grasse (06)	Occupation	Néolithique ancien/moyen	Binder, 1987	N 43°39'31" E 6°55'32"
18	Grotte Lombard	Saint-Vallier-de-Thiery (06)	Occupation	Néolithique ancien	Binder <i>et al.</i> , 1991	N 43°41'07" E 6°49'26"
	Abri Pendimoun	Castellar (06)	Occupation	Néolithique ancien/moyen	Binder <i>et al.</i> , 2004	N 43°48'47" E 7°30'22"
	Grotte Pertus II	Méailles (04)	Bergerie	Néolithique moyen	Iaworsky, 1960	N 44°02'03" E 6°37'42"
	Grotte Saint-Benoit	Saint-Benoit (04)	Grotte sépulcrale/Occupation	Néolithique moyen	Barral <i>et al.</i> , 1955	N 43°58'13" E 6°43'37"
	Baume Fontbrégoua	Salernes (83)	Occupation	Néolithique ancien/moyen	Courtin, 1976	N 43°33'50" E 6°13'52"
	Les Arene Candide	Finale Ligure (Italie)	Occupation	Néolithique ancien/moyen	Maggi, 1997	N 44°10'00" E 8°21'00"

Tableau 14 : Liste des sites du Néolithique ancien et moyen des bassins versants du Loup et de la Cagne et du Sud-Est de la France (localisés sur la carte de la figure 116).

Le cadre gris représente les sites à l'intérieur des bassins versants du Loup et de la Cagne, le cadre rose représente les sites localisés à proximité des bassins et le cadre blanc représente les sites les plus éloignés.

La carte de répartition des sites du Néolithique ancien et moyen dans les bassins versant du Loup et de la Cagne et sur une plus large échelle dans le Sud-Est de la France, montre un réel attrait des groupes néolithiques pour les zones côtières. Malheureusement, l'inaccessibilité des sites en contexte alluvial ne permet pas de bénéficier d'une documentation archéologique au cœur des basses plaines alluviales. En ce sens, une quantité potentiellement importante de données manque aux archéologues et empêche de percevoir

dans sa complexité l'occupation du territoire littoral par les sociétés néolithiques. Le site de plein air de Giribaldi à Nice (Binder, 2004) qui a fait l'objet d'une étude complète et d'une approche pluridisciplinaire et qui se localise en limite de plaine du Paillon et donc beaucoup plus accessible, représente un avant goût de ce qui se trouve sous 10 à 20 mètres de sédimentation alluviale dans les plaines du loup et de la Cagne. Dans ce type de contexte, la palynologie permet d'atteindre et de documenter, indirectement, les occupations anthropiques d'espaces inaccessibles (pour le moment) par l'archéologie.

3.1.1. Le Néolithique ancien (5850-5000 cal. BCE)

Plusieurs sites localisés dans le bassin versant du Loup comme la grotte Lombard (Binder, 1991) et plus largement dans le Sud-Est de la France comme Caucade (Manen *et al.*, 2006) à Nice, l'Abri Pendimoun à Castellar (Binder *et al.*, 1993 ; Binder et Sénépart, 2010) et la Baume Fontbrégoua à Salernes (Luzi et Courtin, 2001) permettent de documenter grâce à leurs séries céramiques, l'apparition dans l'arc liguro-provençal au cours du 6^{ème} millénaire des entités culturelles de l'Impresso-Cardial et du Cardial tyrrhénien puis du Cardial franco-ibérique. D'autres sites datés également du Néolithique ancien par les séries lithiques et les datations par le radiocarbone complètent la vue d'ensemble, tel que la station Sans Peur à Grasse (Binder, 1987), et le Thoronet sur la commune de Gourdon (Salicis, 2002). Par ailleurs, les travaux de prospections et d'inventaires réalisés dans le bassin versant du Loup par Lautier (2003), Lautier et Lepère (2007) ont permis d'attribuer à la grotte de Schlumberger sur la commune de Tourrettes-sur-Loup ainsi qu'à l'emplacement de l'oppidum de Saint Andrieu à Villeneuve-Loubet, des traces d'occupation du Néolithique ancien. Les datations les plus anciennes de l'arc Liguro-Provençal proviennent des niveaux Imprensa/cardial des sites de l'abri Pendimoun, de Nice Caucade et des Arene Candide. Sur le site de l'abri Pendimoun les datations les plus anciennes ont été réalisées sur charbon (*Quercus* sp.) : 5770-5560 cal. BCE mais également sur des graines de céréales (amidonner - *Triticum dicocum*) : 5721-5559 cal. BCE (Binder et Sénépart, 2010). Sur le site de Nice Caucade plusieurs datations réalisées sur des charbons indéterminés permettent d'attribuer aux plus anciens niveaux les intervalles d'âges suivant 5978-5491 et 6061-5060 cal. BCE (Binder, 1995). Enfin sur le site des Arene Candide les datations réalisées sur des graines de céréales et sur charbon permettent d'attribuer les niveaux les plus anciens respectivement aux intervalles suivants : 5790-5639 et 6059-5662 cal. BCE (Maggi, 1997). Les premiers marqueurs polliniques d'anthropisation enregistrés dans les séquences du Loup et de la Cagne

apparaissent vers 6009 ± 120 cal. BCE dans la Cagne et vers 5925 ± 25 cal. BCE dans le Loup. Nous rappelons que ces dates sont en réalité des estimations réalisées par les modèles âge/ profondeur et que par conséquent elles doivent être considérées avec précaution. Néanmoins, même si ces âges ne sont pas issus d'une datation directe sur un matériau archéologique *in situ*, ces marqueurs montrent un recul simultané dans les deux bassins versants au cours des premiers siècles du 6^{ème} millénaire, de la couverture forestière caducifoliée parallèlement à l'apparition puis au développement dans les séquences du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*). Par conséquent il est possible et pertinent de mettre en relation l'occupation anthropique documentée par les sites archéologiques des bassins versants et plus largement de la région au cours du Néolithique ancien avec l'apparition des premiers témoins polliniques de céréaliculture dans les plaines alluviales en zone côtière. Ce premier constat est très important puisqu'il permet d'apporter la preuve d'une exploitation agricole des plaines côtières dès le début du 6^{ème} millénaire.

Alors que les marqueurs polliniques d'anthropisation montrent significativement l'apparition d'une pression, ou du moins d'une présence anthropique dans les plaines côtières, à partir du début du 6^{ème} millénaire, ceux-ci ne permettent pas de parler d'intensité différentielle du signal au cours du Néolithique ancien. Dans l'attente de pouvoir travailler sur plusieurs sondages polliniques au sein d'un même bassin versant, la possibilité que les pratiques puissent se déplacer plus en amont et que par conséquent le signal pollinique qui en résulte puisse être dilué doit être considéré comme un postulat définissant les limites de ce type d'analyse. Cependant, ce travail de thèse permet de comparer non pas deux sondages au sein d'un bassin versant mais deux séquences polliniques voisines prélevées dans deux bassins versants attenants. Grâce à cette approche, il est possible d'étudier les variations conjointes et divergentes des signaux anthropiques et de pouvoir aborder pour la période du Néolithique l'amplitude de la pression anthropique exercée sur la végétation alluviale côtière.

L'apparition dans les diagrammes, du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) en parallèle avec l'implantation des premiers groupes Impresso-Cardial du littoral azuréen, s'accompagne dans les deux bassins versants, entre 6000 et 5875 cal. BCE, d'une expansion des plantes rudérales (notamment dans la Cagne), mais également d'une régression du couvert forestier caducifolié (voir PARTIE III.2.6.4). Celle-ci est continue et perdure pendant environ un siècle dans la Cagne entre 6000 et 5900 cal. BCE, elle est également enregistrée dans la plaine du Loup, mais de manière plus variable, centrée sur deux épisodes, le premier autour de 5925 cal. BCE et le second autour de 5875 cal. BCE. Cette évolution conjointe d'indices paléoécologiques tend à prouver que les implantations Impresso-Cardial des Alpes-Maritimes

s'accompagnent d'une gestion des terres alluviales et que celle-ci, et très rapidement, s'étend à la chênaie-ormie mature qui enregistre pour la première fois les stigmates sur le moyen terme du passage de l'homme. Par ailleurs cette double observation, effectuée à la fois dans le Loup et la Cagne, montre que dès l'implantation de ces premiers groupes d'agro-pasteurs, les zones littorales/alluviales étaient occupées et exploitées et donc considérées comme des espaces privilégiés. Ces résultats montrent à quel point il est intéressant de mener des analyses polliniques en contexte alluvial, qui plus est en zone côtière, puisque elles permettent de discuter de l'attractivité, en termes de rentabilité agricole, des zones humides, et plus largement des plaines alluviales au cours du Néolithique ancien.

Une mise en perspective à l'échelle du quart Nord-Ouest de la Méditerranée s'impose. Etant donné que la datation des premiers marqueurs polliniques d'anthropisation dans les plaines du Loup et de la Cagne coïncide avec l'apparition du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*), il est pertinent de comparer ces âges avec ceux obtenus par les datations effectuées sur les graines de céréales cultivées des différents sites du Néolithique ancien dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée (figure 117).

L'apparition dans les séquences du Loup et de la Cagne du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) est datée respectivement de 5950-5900 cal. BCE et de 6256-5786 cal. BCE. Lorsque l'on replace ces intervalles d'âges à 2 sigma au sein de la chronologie de la Néolithisation proposée à partir des datations réalisées sur les graines de céréales cultivées, les marqueurs polliniques d'anthropisation des sondages étudiés sont contemporains de la première vague de néolithisation de la région attestée dans le Sud de l'Italie, et sont légèrement plus anciens que l'ensemble de l'arc Liguro-Provençal documenté par les sites de l'abri Pendimoun (Binder et Sénépart, 2010), les Arene Candide (Maggi, 1997) et San Sebastiano di Perti (Starnini et Vicino, 1993), daté entre environ 5850 et 5500 cal. BCE. Cette observation nous amène à nous questionner sur l'expansion linéaire ou non des techniques liées à la céréaliculture, dans le quart Nord-Ouest de la Méditerranée et donc au concept de diffusion.

Les sociétés néolithiques sont complexes et même s'il existe des ensembles techniques cohérents et homogènes, la maîtrise de l'ensemble des procédés notamment liés à l'agriculture dans la partie la plus occidentale de la Méditerranée ne suit pas une logique de diffusion d'est en ouest.

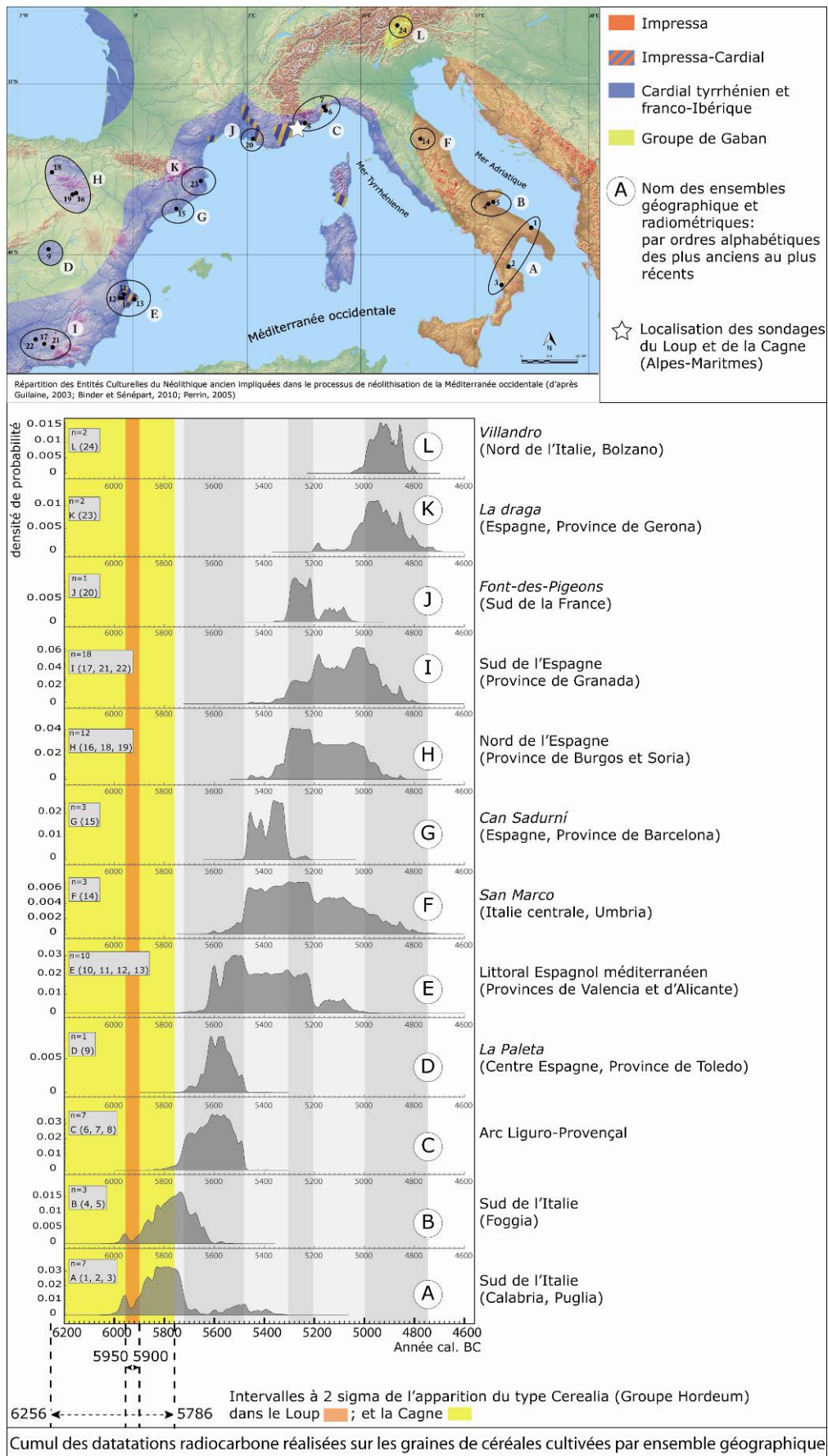


Figure 117 : La néolithisation du quart Nord-Ouest de la Méditerranée et l'apparition des grains de pollen du type *Cerealia* dans les sondages du Loup et de la Cagne.

La datation du site de la Paleta (province de Toledo) dans le centre de l'Espagne (Jiménez Guijarro *et al.*, 2008) associé au Cardial ibérique ainsi que celles de plusieurs sites de la province de Valencia tel que Mas d'Is (Bernabeu *et al.*, 2003), et la Falguera (García-Puchol *et al.*, 2006) sur le littoral méditerranéen associé à la culture de l'Impresso-Cardial montrent une certaine contemporanéité de la maîtrise des premières pratiques agricoles avec les sites de l'arc Liguro-Provençal. La mobilité des groupes et leur capacité de réaliser de longs trajets rapidement ne doivent pas être sous-estimées. Par conséquent, la contemporanéité des ensembles du sud de l'Italie avec les plaines du Loup et de la Cagne dans le Sud-Est de la France ne doit pas être considérée comme une incohérence.

3.1.2. Le Néolithique moyen (5000-3700 cal. BCE)

À la fois dans les bassins versants du Loup et de la Cagne, et plus largement dans le Sud-Est de la France, certains sites du Néolithique ancien continuent d'être occupés au 5^{ème} et au 4^{ème} millénaires, alors que d'autres sont le témoin de nouvelles implantations. Encore une fois, l'expertise archéologique dans la région n'est pas complète et ne reflète qu'une partie de la réalité de densité des sites du Néolithique moyen sur le littoral azuréen. Quoiqu'il en soit, parmi ces sites quelques-uns ont fait l'objet d'approches pluridisciplinaires et ont pu bénéficier d'une analyse approfondie du matériel archéologique ainsi que d'une bonne documentation radiochronologique. On peut citer le site de Giribaldi localisé sur les marges de la plaine du Paillon en plein cœur de la ville de Nice (Binder, 2004), Pertus II à Méaille (Iaworsky, 1960) et la grotte de Saint Benoit dans les Alpes-de-Hautes-Provences (Barral, 1955). Au 5^{ème} millénaire, l'économie de production du Néolithique se développe. Celle-ci fondée sur la domestication des espèces végétales et animales s'intensifie comme le montrent les restes fauniques de Giribaldi qui soulignent la diversité des espèces domestiquées. On retrouve chez les caprinés, le mouton et la chèvre, le bœuf chez les bovinés et le cochon domestique chez les suidés (Binder, 2004). Par rapport au Néolithique ancien notamment de Pendimoun (Binder *et al.*, 1993) et des Arene Candide (Rowley-Conwy, 1997) en Ligurie, et en l'état actuel des recherches, le spectre des espèces animales domestiquées s'élargit au Cardial avec l'arrivée de la chèvre et des suidés au Néolithique moyen VBQ (Binder *et al.*, 2008). À propos des plantes cultivées, il est difficile de mettre en évidence pour le Néolithique moyen par rapport au Néolithique ancien une augmentation ou une baisse de la diversité des céréales et des légumineuses cultivées. La principale raison réside dans le manque d'analyses carpologiques systématiques et donc dans la documentation inégale

observée entre sites. Il existe cependant quelques synthèses carpologiques régionales qui doivent être mentionnées. La plus complète d'entre elles concerne le Nord de l'Italie, avec 35 sites répartis entre la côte ligure et le Nord de l'Adriatique datés entre 5700 et 3500 cal. BCE (Rottoli et Castiglioni, 2009). Une des principales conclusions de cette étude montre qu'entre le Néolithique ancien et moyen, il n'existe pas de différences significatives au niveau de la diversité des plantes cultivées des ces « deux » Néolithiques. Parmi ces plantes, les céréales cultivées occupent la plus grande place avec dans l'ordre des plus fréquents au moins fréquents, l'orge (*Hordeum vulgare*), l'amidonnier (*Triticum dicoccum*), l'en grain (*Triticum monococcum*) et le blé dur (*Triticum aestivum*).

Dans le Sud de la France, les sites d'altitude et de plaine du Néolithique moyen (Martin *et al.*, 2008) mettent également en évidence la prépondérance des céréales parmi les plantes cultivées, avec contrairement à l'Italie du nord une préférence pour les blés nus (*Triticum aestivum*). En revanche, si les blés vêtus sont minoritaires, il connaissent au cours du 5^{ème} et 4^{ème} millénaires un véritable essor comme l'amidonnier (*Triticum dicoccum*) l'en grain (*Triticum monococcum*) et l'orge vêtue (*Hordeum vulgare*) (Gassin *et al.*, 2010). Il existe des exceptions comme en Languedoc sur le site de la Salle à Carcassonne (Marinval, 2003), où l'orge vêtue cultivée est dominante et presque exclusive dans les analyses carpologiques du Néolithique moyen. C'est également le cas sur le site du Chenet des Pierres dans les Alpes Françaises (Martin *et al.*, 2008).

Les niveaux du Néolithique moyen définis dans le sondage pollinique de la Cagne peuvent être replacés dans ce contexte régional. Au sein de notre diagramme d'anthropisation (figure 107), l'intensité du forçage anthropique par les pourcentages du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) est très difficile à percevoir. Cependant, même si au cours du Néolithique ancien et moyen le type pollinique est le même (groupe *Hordeum*), le couvert forestier dès le 6^{ème} millénaire enregistre un recul continu sur la longue durée. Nous avons discuté plus haut de l'effet potentiel des processus de progradation sur la sous-représentation de la chênaie caducifoliée au profit des plantes herbacées pionnières telles que les plantes héliophyles en bordure de zone humide. Or cet effet, bien qu'il soit cohérent, intervient au moment où les spectres anthracologiques de la région (Thiébault, 2001 ; Thiébault *et al.*, 2004) mettent en évidence d'importantes mutations d'origine anthropique qui ont pour principale conséquence d'entraîner la régression de la chênaie à feuillage caduc au profit des formations sclérophylles. Bien entendu le recul de la chênaie dans la plaine alluviale de la Cagne ne se produit pas au profit du chêne vert (*Quercus ilex*), néanmoins la bruyère arborescente (*Erica arborea*) qui pousse vraisemblablement sur les sols acides du massif de Biot à proximité,

semble atteindre un nouvel équilibre écologique faisant intervenir les feux anthropiques qui participe largement à son développement. Parmi les plantes herbacées qui s'étendent à partir du 5^{ème} millénaire dans la basse plaine de la Cagne, il y a par ailleurs les plantes rudérales qui témoignent tout de même d'une augmentation de la fréquence des occupations humaines. En résumé, ce qu'il est possible de percevoir, à partir d'environ 5000 cal. BCE dans le diagramme pollinique de la Cagne, est en réalité un cumul d'effets interdépendants dont les processus de progradation, le forçage anthropique et le réchauffement climatique participent à la régression de la chênaie à feuillage caduc dans les basses plaines côtières. Encore une fois, à partir de ces données, il est difficile de parler d'intensification du forçage anthropique au cours du Néolithique moyen par rapport au Néolithique ancien. Cependant, lorsque l'on met en évidence ces données au regard des résultats anthracologiques régionales et des indices archéologiques et archéozoologiques qui révèle un élargissement de l'éventail des pratiques agricoles, avec notamment les traces d'une exploitation intensive du lait sur certains sites de grotte (Helmer *et al.*, 2005), il est possible d'interpréter le recul global de la chênaie entre 5000 et 3600 cal. BCE, dans la basse plaine de la Cagne, comme une réponse à une augmentation du forçage anthropique.

Pour finir dans le bassin de la Cagne et grâce à la très haute résolution d'analyse, il est possible d'identifier au cours de cette tendance générale les phases pendant lesquelles la pression anthropique semble s'atténuer. C'est le cas au début du Chasséen ancien, vers 4250 cal. BCE, pendant lequel on observe la disparition des grains de pollen du type *Cerealia* conjointement à un recul des plantes rudérales au profit de la ripisylve, de la chênaie et de la sapinière. Dans ce cas précis, l'expansion conjointe de l'ensemble des formations forestières tend à montrer une fermeture globale du milieu dont l'origine pourrait être liée à l'abandon de certaines pratiques humaines. Puisque cette expansion profite non pas à une seule formation forestière mais à toutes, l'action des variations climatiques et des processus géomorphologiques n'est pas retenue.

CONCLUSION

La région de l'arc liguro-provençal présente un grand intérêt pour la compréhension des sociétés de la fin du Mésolithique et du Néolithique, à la fois en termes de diffusion des complexes techno-culturels dans le quart nord-ouest de la Méditerranée (Binder, 2013 ; Binder *et al.*, 2012 ; Binder *et al.*, 2008) et en termes de gestion et occupation des espaces naturels (Thiébaud, 2001). Dans cette optique, la documentation de l'histoire de l'anthropisation du couvert végétal alluvial dans les plaines du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes) au cours de la première moitié de l'Holocène est d'un intérêt majeur. Le choix de travailler dans les basses plaines alluviales en zone littorale permet de documenter des secteurs trop souvent délaissés par les analyses paléoenvironnementales et plus particulièrement par les analyses polliniques. En effet pour des raisons de taphonomie et de mise en œuvre, le nombre d'analyses dans ce type de contexte est encore trop faible, notamment dans les Alpes-Maritimes. Il est vrai que la tâche est complexe et passe par une bonne connaissance des processus physiques liés au fonctionnement des hydrosystèmes et des variations des vitesses de remontée du niveau marin. L'approche pluridisciplinaire est en ce sens indispensable.

Cet état de fait a défini l'ensemble des enjeux et des objectifs de ce travail. De manière à pouvoir caractériser localement et dans sa complexité l'interaction homme/milieu au cours de la Préhistoire récente dans les plaines alluviales côtières des Alpes-Maritimes, ce travail s'est donc intéressé à documenter par la palynologie, l'histoire de la végétation alluviale au cours de la première moitié de l'Holocène. En outre, de manière à qualifier les spectres polliniques alluviaux, ce travail a également abordé un aspect strictement méthodologique de la palynologie, en l'occurrence le traitement du transport pollinique fluvial. Mais cette analyse des spectres polliniques passe également par une identification précise des milieux de dépôt, d'où la nécessité d'opter pour une approche pluridisciplinaire qui permet de démêler et comprendre la majorité des processus physiques des zones littorales. La palynologie, la carpologie, l'ostracologie, l'analyse de la remontée du niveau marin, l'observation macroscopique des archives sédimentaires ainsi que la radiochronologie sont autant de disciplines et de domaines scientifiques qui ont été discutés dans ce travail.

Ce sont les nombreuses questions posées au début de cette étude qui ont permis d'orienter les différentes approches. L'aspect méthodologique fondé sur l'analyse du transport des grains de pollen au sein d'un hydrosystème a été motivée par le contexte d'étude et par la

question suivante : qu'elle est la représentativité spatiale et chronologique des enregistrements polliniques alluviaux ? A cette question l'analyse du flux pollinique actuel de la Cagne a apporté de nombreuses réponses. En effet une stratégie d'échantillonnage raisonnée, inspirée par les travaux de Brown *et al.* (2007), a pris en considération à la fois des eaux claires de surfaces les particules remises en suspension au cours des montées des eaux, les sédiments du lit et des berges, le tout sur quatre sites d'un transect amont/aval. Plusieurs résultats notables ont été mis ainsi en évidence. Le premier réside dans l'identification des sources polliniques qui alimentent le flux fluvial. Elles sont dites primaires et correspondent aux apports atmosphériques des formations forestières dominantes à proximité des sites d'échantillonnage et dites secondaires lorsque les stocks polliniques déposés au fond du lit ou sur les sols forestiers sont déversés ou remis en suspension au cours des journées pluvieuses. Le deuxième point réside dans la quantification du transport pollinique fluvial. Celui-ci ne profite pas à tous les taxons et donc à toutes les formations végétales du bassin versant. Seules les formations riveraines qui alimentent sur une grande surface les sources secondaires ainsi que le pin dont la production et la morphologie pollinique lui confèrent une place de poids, profitent réellement de ce transport pollinique fluvial. En résumé, l'analyse a révélé que dans le cadre d'un petit bassin versant, hormis pour les taxons cités précédemment, la composition du flux pollinique est principalement commandée par la végétation locale et donc que le transport fluvial ne doit pas être considéré comme un élément perturbateur dans l'analyse des spectres fossiles.

Ensuite à la question principale : est-il possible de quantifier l'interaction homme/milieu dans les plaines alluviales du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes) au cours du Néolithique ancien et moyen ? La réponse est non. Mais à la question est-il possible de la qualifier ? La réponse est oui. De manière à définir l'origine des dynamiques de la végétation, pour dans un second temps identifier celles qui étaient d'origine anthropique, il a fallu observer l'évolution du couvert végétal à travers le prisme des processus physiques de l'hydrosystème, de la remontée du niveau marin et des conditions climatiques régionales. Seule l'identification des principaux facteurs exogènes et endogènes pouvait permettre d'isoler les spectres anthropiques. Pour suivre ce raisonnement une expertise pluridisciplinaire a été menée. Grâce à celle-ci, les variations enregistrées par l'évolution de la végétation du Loup et de la Cagne ont pu être classées en trois catégories : les variations d'origine eustatique, les variations d'origine paléohydrologique et climatique et enfin les variations d'origine anthropique. La géomorphologie des plaines littorales est principalement commandée par l'équilibre entre les mécanismes eustatiques et l'énergie détritico fluviale

(Dubar, 2003). De cet équilibre naissent les processus transgressifs et progradants qui définissent le trait de côte et entraînent sa mobilité. Au terme des analyses menées sur les sondages du Loup et de la Cagne, le constat est le suivant : de nombreuses variations enregistrées par les spectres polliniques sont définies par le forçage eustatique. C'est le cas notamment de l'apparition de l'aulne à la fois dans les sondages du Loup et de la Cagne, mais également dans les plaines de la Brague (Alpes-Maritimes) (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) et de Rapallo sur la côte ligure (Bellini *et al.*, 2009). Cette apparition fait écho à l'installation d'une lagune et au développement d'une aulnaie marécageuse, suite à la remontée rapide du niveau marin. Ces milieux lagunaires apparaissent dans les diagrammes entre 6400 et 6200 cal. BCE, mais étaient sans doute plus anciens. Ensuite, en réponse au processus de progradation qui débute dans la région entre 5000 et 4700 cal. BCE, le trait de côte avance en direction de la mer tout comme les milieux alluviaux et côtiers tels que la lagune. L'incidence de ces processus géomorphologiques dans la composition des spectres polliniques est de taille, puisque l'élargissement des paysages littoraux s'accompagne d'une dynamique de peuplement végétal. On observe d'ailleurs dès 5000 cal. BCE dans le sondage de la Cagne, une expansion des herbacées telles que les héliophytes et les taxons des prairies humides.

L'influence de la dynamique paléohydrologique et, à une plus large échelle, celle des variations climatiques entre le 7^{ème} et le 5^{ème} millénaire BCE ont également une incidence sur la composition des spectres polliniques du Loup et de la Cagne. Grâce à l'analyse à haute résolution, il a été possible d'observer au sein de l'évolution des enregistrements polliniques différents stades de succession végétale liés au régime des crues. En effet, en raison d'une augmentation de la fréquence des crues, la végétation riveraine enregistre plusieurs phases de régression ou de rajeunissement qui se caractérisent par le développement d'une strate herbacée pionnière identifiée par les valeurs croissantes de la petite massette (*Typha minima*) (Rameau *et al.*, 2001). Lorsque le régime des crues diminue en intensité, ou lorsque le sondage s'éloigne du chenal actif au cours de processus de défluviation, l'association du *Thyphetum minima* est remplacée par les taxons arborescents post-pionniers et des stades matures, à savoir l'aulne (*Alnus*), le saule (*Salix*) et le frêne (*Fraxinus*). Cette succession a été observée à plusieurs reprises dans les séquences du Loup et de la Cagne et doit être utilisée comme un marqueur direct de la dynamique paléohydrologique. D'ailleurs, grâce à ce marqueur et à l'analyse couplée de la qualité de l'eau des milieux lagunaires identifiés dans le sondage de la Cagne, ce travail montre qu'à l'échelle des trois millénaires traités, il n'existe pas de rupture dans l'évolution du régime moyen des crues annuelles.

Cependant, lorsque l'on change d'échelle, le constat est différent. Puisqu'à partir de la réalisation d'un indice d'humidité estivale établi en fonction des valeurs du sapin (*Abies*) et de la bruyère arborescente (*Erica arborea*), le 6^{ème} millénaire apparaît beaucoup plus humide, comparativement aux 7^{ème} et 5^{ème} millénaires. Cet indice ne fait pas référence au régime des crues annuelles, mais permet de documenter les variations saisonnières d'humidité atmosphérique ainsi que les conditions de sécheresse estivale. Lorsque l'on compare cet indice avec les données polliniques de la Brague à Biot (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) et celle du site d'Accesa sur le littoral toscan (Finsinger *et al.*, 2010), il est possible de mettre en évidence pour le 6^{ème} millénaire, une tendance climatique régionale caractérisée par des étés moins chauds et plus humides.

Ce constat doit inciter la communauté scientifique à reconsidérer l'échelle des données paléoclimatiques utilisées pour cette période. En effet, il est primordial, lorsque cela est possible, de distinguer les conditions saisonnières des conditions annuelles. Malheureusement la majorité des données ne s'y prêtent pas et doivent par conséquent être utilisées à bon escient. C'est le cas des analyses et des observations réalisées sur les spéléothèmes des grottes de Renella (Zhornyak *et al.*, 2011) et de Corchia (Zanchetta *et al.*, 2007) dans le nord de la Toscane qui mettent également en évidence une augmentation des conditions d'humidité au cours de ce 6^{ème} millénaire, mais pour lesquelles les variations saisonnières ne sont pas identifiables. Dans ce cas précis, si l'on considère un fonctionnement climatique régional homogène en termes de condition d'humidité à l'échelle de la mer Ligure et du nord de la mer Tyrrhénienne au dessus de la latitude 43°N comme le suggère les travaux de Magny *et al.* (2003), l'augmentation régionale des conditions d'humidité du 6^{ème} millénaire correspondrait à un renforcement du régime pluviométrique estival.

En décomposant les spectres polliniques, il est donc possible d'isoler les différents facteurs écologiques de contrôle : eustatique, géomorphologique, paléohydrologique et climatique. Le dernier, l'homme, est sans doute le plus difficile à identifier. En effet, grâce au recul dont les spécialistes disposent par exemple sur l'histoire moderne de la végétation et du climat, on connaît assez précisément l'action d'une chute des températures moyennes sur l'expansion et la structure d'un couvert forestier (ex. du Petit Âge Glacière). En revanche, étant donné qu'il est encore très difficile de définir précisément l'ampleur et l'intensité des pratiques agro-sylvo-pastorales de la fin de la préhistoire, l'action du forçage anthropique sur la végétation est par conséquent compliquée à évaluer. Néanmoins, dans le cadre de ce travail, des marqueurs d'anthropisation « directs » ont été qualifiés et utilisés pour tenter cette difficile évaluation. Les marqueurs directs correspondent aux plantes utilisées par l'homme et

constituent de ce fait l'indice le plus précis. Par opposition les marqueurs indirects sont représentés dans un premier temps, par les plantes dont le développement est favorisé par la présence et/ou l'activité humaine et, dans un second temps, par les dynamiques végétales inféodées à l'homme et à son forçage. Ils sont bien évidemment utilisés.

Les résultats sont majeurs, les deux séquences polliniques montrent une apparition du type *Cerealia* (groupe *Hordeum*) presque simultanée dans les deux bassins versants au cours des premiers siècles du 6^{ème} millénaire et plus précisément vers 5950 cal. BCE. Les résultats sont significatifs et indiquent une exploitation agricole précoce des basses plaines du Loup et de la Cagne. Lorsque l'on compare ces données paléobotaniques avec la documentation archéologique des Alpes-Maritimes et plus largement de l'arc liguro-provençal, cette exploitation des plaines côtières est légèrement antérieure aux plus anciennes installations du complexe Impresso-Cardial (Binder, 2013) telles que Pendimoun (Binder et Sénépart, 2010), les Arene Candide (Maggi, 1997), La grotte Lombard (Binder, 1991), Nice Caucade (Binder et Courtin, 1987) et Fontrégoua (Courtin, 1976). Cette observation est fondamentale puisque qu'elle permet d'ouvrir le débat sur l'acquisition et la diffusion des techniques liées à l'agriculture néolithique dans le bassin nord-ouest de la Méditerranée. Malheureusement ce type d'analyses couplées à une bonne documentation radiochronologique est encore rare dans la moitié occidentale de la Méditerranée. Seule une multiplication de ce type d'analyses côtières, dans la région concernée, permettra d'établir un modèle probant.

Au cours du Néolithique ancien, la pression anthropique ininterrompue exercée sur le couvert végétal via les activités de céréaliculture sont minimales, seuls les plus anciennes traces infligent à la chênaie-ormnaie méditerranéenne une régression significative mais brève. Le Néolithique moyen qui débute vers 5100-5000 cal. BCE avec la mise en place du techno-complexe VBQ, est le témoin d'importantes mutations. Les vitesses de remontée marine diminuent favorisant les processus progradants et donc l'élargissement de plaines littorales. Les conditions de précipitations évoluent également se caractérisant par une tendance saisonnière marquée par la succession d'été plus secs et chauds. Ainsi, alors que le paysage littoral et le climat changent, les marqueurs polliniques indirects d'anthropisation s'intensifient parallèlement à une artificialisation de la végétation comme elle est enregistrée par les spectres anthracologiques des sites de la région (Thiébaud, 2001). Toutefois une phase de déprise agricole est mise en évidence entre 4350 et 4100 cal. BCE, au cours du ProtoChasséen et du Chasséen ancien.

Les sociétés du Néolithique ancien et moyen sont complexes, et même si leurs cultures matérielles, les zones d'échanges et d'approvisionnement en matière première, les activités

agricoles sont de mieux en mieux connues, il n'empêche qu'il reste encore de nombreuses zones d'ombres concernant leurs modes de gestion du territoire et de leurs systèmes de mobilités.

Ce travail permet de cibler les plaines alluviales côtières comme des espaces privilégiés et stratégiques pour les premiers groupes d'agriculteurs et plus largement pour la néolithisation de la Méditerranée. A cet égard, ce travail signale l'intérêt majeur de réaliser des analyses paléobotaniques dans les plaines alluviales côtières trop souvent délaissées.

BIBLIOGRAPHIE

- Aguzzi M., Amorosi A., Colalongo M.L., Lucchi M.R., Rossi V., Sarti G., Vaiani S.C., 2007. Late Quaternary climatic evolution of the Arno coastal plain (Western Tuscany, Italy) from subsurface data. *Sedimentary Geology*, 202 (1-2), p. 211-229.
- Allen J.R.L., Dark P., 2008. Seasonality of modern pollen and sediment deposition in an estuarine context: the Severn Estuary Levels, southwest England. *Journal of Quaternary Science*, 23 (3), p. 213-228.
- Alley R.B., Ágústsdóttir A.M., 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24 (10-11), p. 1123-1149.
- Aloisi J.-C., Monaco A., Planchais N., Thommeret J., Thommeret Y., 1978. The holocene transgression in the Golfe du Lion, southwestern France: Paleogeographic and paleobotanical evolution *Géographie physique et Quaternaire*, 32 (2), p. 145-162.
- Ammerman A.J., 1987. Recenti contributi sul Neolitico della Calabria. *Atti XXVII Riunione Scientifica IIPP, Firenze*, p. 333-349.
- Andersen S.T., 1979. Identification of wild grass and cereal pollen. *Danmarks Geologisk Undersogelse, Arbog (1979)*, p. 69-92.
- Andrieu-Ponel V., Ponel P., Jull A.J.T., Beaulieu (de) J.L., Bruneton H., Leveau P., 2000. Towards the reconstruction of the Holocene vegetation history of Lower Provence : two new pollen profiles from Marais des Baux. *Vegetation History Archaeobotany*, 9, p. 71-84.
- Antonioli F., Oliverio M., 1996. Holocene Sea-Level Rise Recorded by a Radiocarbon-Dated Mussel in a Submerged Speleothem beneath the Mediterranean Sea. *Quaternary Research*, 45 (2), p. 241-244.
- Antonioli F., Chemello R., Improta S., Riggio S., 1999. Dendropoma lower intertidal reef formations and their palaeoclimatological significance, NW Sicily. *Marine Geology*, 161 (2-4), p. 155-170.
- Antonioli F., Silenzi S., Frisia S., 2001. Tyrrhenian Holocene palaeoclimate trends from spelean serpulids. *Quaternary Science Reviews*, 20 (15), p. 1661-1670.
- Antonioli F., Bard E., Potter E.-K., Silenzi S., Improta S., 2004. 215-ka History of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argentarola Cave speleothems (Italy). *Global and Planetary Change*, 43 (1-2), p. 57-78.
- Antonioli F., Anzidei M., Lambeck K., Auriemma R., Gaddi D., Furlani S., Orrù P., Solinas E., Gaspari A., Karinja S., Kovacic V., Surace L., 2007. Sea-level change during the Holocene in Sardinia and in the northeastern Adriatic (central Mediterranean Sea) from archaeological and geomorphological data. *Quaternary Science Reviews*, 26 (19-21), p. 2463-2486.
- Antonioli F., Ferranti L., Fontana A., Amorosi A., Bondesan A., Braitenberg C., Dutton A., Fontolan G., Furlani S., Lambeck K., Mastronuzzi G., Monaco C., Spada G., Stocchi P., 2009. Holocene relative sea-level changes and vertical movements along the Italian and Istrian coastlines. *Quaternary International*, 206 (1-2), p. 102-133.
- Antonioli F., D'Orefice M., Ducci S., Firmati M., Foresi L.M., Graciotti R., Pantaloni M., Perazzi P., Principe C., 2011. Palaeogeographic reconstruction of northern Tyrrhenian coast using archaeological and geomorphological markers at Pianosa island (Italy). *Quaternary International*, 232 (1-2), p. 31-44.
- Ariztegui D., Asioli A., Lowe J.J., Trincardi F., Vigliotti L., Tamburini F., Chondrogianni C., Accorsi C.A., Bandini Mazzanti M., Mercuri A.M., van der Kaars S., McKenzie J.A.,

- Oldfield F., 2000. Palaeoclimate and the formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the central Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158, p. 215-240.
- Arnaud-Fassetta G., Bruneton H., Berger J.F., Beaudouin C., Boes X., Provansal M., 2005. A -8,000-yr record of palaeohydrology and environmental change in fluvial- influenced sediments from Arles-Piton core, upper Rhone Delta, France. *Zeitschrift für Geomorphologie, NF*, 49 (4), p. 455-484.
- Arnaud-Fassetta G., Carcaud N., Castanet C., Salvador P.-G., 2010. Fluvial palaeoenvironments in archeological context: Geographical position, methodological approach and global change - Hydrological risk issues. *Quaternary International*, 216, p. 93-117.
- Arnold C., 2002. *Ecologie de la vigne sauvage en Europe (Vitis vinifera ssp. silvestris)*. thèse de doctorat, Université de Neuchâtel, Neuchâtel 256 pp.
- Arnold C., Schnitzler A., Parisot C., Maurin A., 2010. Historical reconstruction of a relictual population of wild grapevines (*Vitis vinifera* SSP *silvestris*, Gmelin, Hegi) in a floodplain forest of the upper Seine valley, France. *River Research and Applications*, 26 (7), p. 904-914.
- Asquerino M.D., 1990. Informe-memoria sobre la excavación en la Cueva de los Mármoles (Priego de Córdoba). *Anuario Arqueológico de Andalucía, II. Actividades Sistemáticas*, p. 302-306.
- Auriemma R., Solinas E., 2009. Archaeological remains as sea level change markers: A review. *Quaternary International*, 206 (1-2), p. 134-146.
- Barbero M., 2003. Notice de la carte de la végétation du Parc national du Mercantour au 1/100 000. Répartition des séries dynamiques de la végétation dans le contexte biogéographique des Alpes-Maritimes et de la Haute-Provence. *Ecologia Mediterranea*, 29 (2), p. 217-248.
- Barral I., 1955. Les grottes de Saint-Benoît (B.-A.). Le gisement, les fouilles, la céramique. *Bulletin du musée d'anthropologie préhistorique de Monaco*, 2, p. 149-228.
- Barthélemy L., 1985. Réflexions sur la répartition du pollen. Conséquences pour l'archéologie, *In: Renault-Miskovsky J., Bui-Thi-Mai, Girard M. (Ed.), Palynologie Archéologie, Actes des journées du 25-26-27 janvier 1984, Valbonne, CNRS*, p. 53-86.
- Beaudouin C., Suc J.-P., Acherki N., Courtois L., Rabineau M., Aloisi J.-C., Sierro F.J., Oberlin C., 2005. Palynology of the northwestern Mediterranean shelf (Gulf of Lions): First vegetational record for the last climatic cycle. *Marine and Petroleum Geology*, 22, p. 845-863.
- Beaudouin C., Jouet G., Suc J.-P., Berné S., Escarguel G., 2007a. Vegetation dynamics in southern France during the last 30 ky BP in the light of marine palynology. *Quaternary Science Reviews*, 26 (7-8), p. 1037-1054.
- Beaudouin C., Suc J.-P., Escarguel G., Arnaud M., Charmasson S., 2007b. The significance of pollen signal in present-day marine terrigenous sediments : The example of the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea). *Geobios*, 40, p. 159-172.
- Bellini C., Mariotti Lippi M., Montanarri C., 2009. The Holocene landscape history of the NW Italian coasts. *The Holocene*, 19 (8), p. 1161-1172.
- Bennike O., Jensen J.B., Lemke W., 2001. Late Quaternary records of *Najas* spp. (Najadaceae) from the southwestern Baltic region. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 114 (3-4), p. 259-267.
- Berger J.-F., 2005. *Etude géoarchéologique de sensibilité, Rapport final de l'étude préalable, CEPAM-RFF-SRA-PACA*, 80 pp.

- Berger J.-F., Guilaine J., 2009. The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective. *Quaternary International*, 200, p. 31-49.
- Berger J.F., Delhon C., Bonté S., Thiébault S., Peyric D., Beeching A., Vital J., 2002. Paléodynamique fluviale, climat, action humaine et évolution des paysages du bassin versant de la Cîtelte (moyenne vallée du Rhône, Drôme) à partir de l'étude de la séquence alluviale d'Espeluche-Lalo, *In: Bravard J.P., Magny M. (Ed.), Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans.*, Edition Errance, Paris, p. 223-237.
- Bernabeu J., Orozco T., Diez A., Gomez M., Molina F.J., 2003. Mas d'Is (Penaguila, Alicante) : Aldeas y recintos monumentales del Neolitica inicial en el valle del Serpis. *Trabajos de Prehistoria*, 60 (2), p. 39-59.
- Bernabeu J., Molina L., 2009. *La cova de les Cendres (Moraira-Teulada, Alicante)*, MARQ, Museo Arqueologico de Alicante, Serie Mayor, 6, Diputacion de Alicante, 232 pp.
- Berné S., Jouet G., Bassetti M.A., Dennielou B., Taviani M., 2007. Late Glacial to Preboreal sea-level rise recorded by the Rhône deltaic system (NW Mediterranean). *Marine Geology*, 245 (1-4), p. 65-88.
- Beug H.-J., 2004. *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 542 pp.
- Binder D., 1987. *Le Néolithique ancien provençal: typologie et technologie des outillages lithiques*, supplément à Gallia préhistoire, 24, CNRS, Paris, 212 pp.
- Binder D., Courtin J., 1987. Nouvelles vues sur les processus de néolithisation dans le Sud-Est de la France : "un pas en avant, deux pas en arrière", *In: Guilaine J., Courtin J., Roudil J.-L., Vernet J.-L. (Ed.), Première communautés paysannes en Méditerranée occidentales, Colloque international du CNRS, Montpellier, 1983*, CNRS, p. 491-499.
- Binder D., (Ed.), 1991. *Une économie de chasse au Néolithique ancien: la Grotte Lombard à Saint-Vallier-de-Thiery, Alpes-Maritimes* Paris, Monographie du CRA, CNRS, 243 pp.
- Binder D., Brochier J.-é., Duday H., Helmer D., Marinval P., Thiébault S., Wattez J., 1993. L'abri Pendimoun à Castellar (Alpes-Maritimes). Nouvelles données sur le complexe culturel de la céramique imprimée méditerranéenne dans son contexte stratigraphique. *Gallia préhistoire*, p. 177-251.
- Binder D., 1995. Eléments pour la chronologie du Néolithique ancien à céramique imprimé dans le midi, *In: Vorus J.L. (Ed.), De 6000 à 2000 avant notre ère dans le bassin rhodanien*, Documents du département d'anthropologie de l'écologie de l'université de Genève, 20, Ambérieux-en-Bugey: société préhistorique rhodanienne, p. 55-66.
- Binder D., 1996. La Villa Giribaldi à Nice : recherches sur un établissement du Néolithique moyen, *In, La vie Préhistorique*, Faton, Dijon, p. 354-357.
- Binder D., Maggi R., 2001. Le Néolithique ancien de l'arc liguro-provençal. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 98 (3), p. 411-422.
- Binder D., Jalot L., Thiébault S., 2002. Les occupations néolithiques des Petites Bâties (Lamotte-du-Rhône, Vaucluse), *In, Archéologie du TGV Méditerranée: fiches de synthèse - Tome 1 - La Préhistoire*, Monographie d'archéologie méditerranéenne 8. Association pour la recherche archéologique en Languedoc oriental, Lattes, p. 103-122.
- Binder D., (Ed.), 2004. *Un chantier archéologique à la loupe. Giribaldi*, Nice, Nice Musée, 80 pp.
- Binder D., Lepère C., Maggi R., 2008. Epipaléolithique et Néolithique dans l'arc Liguro-Provençal: Bilan et perspectives de recherche. *Bulletin du musée d'anthropologie préhistorique de Monaco* (suppl.1), p. 49-62.

- Binder D., Sénépart I., 2010. La séquence de l'Impresso-Cardial de l'abri Pendimoun et l'évolution des assemblages céramiques en Provence, *In: Manen C., Convertini F., Binder D., Sénépart I. (Ed.), Premières sociétés paysannes de Méditerranée occidentales: structure des productions céramiques*, Mémoire 51, Société préhistorique française, Paris, p. 149-157.
- Binder D., Collina C., avec la coll. de, Garcia-Puchol O., Guilbert R., Perrin T., 2012. Pressure knapping in the North-Western Mediterranean during the 7th millennium cal BC, *In: Desrosiers P.M., Rahmani N. (Ed.), The emergence of pressure knapping: from the origin to the modern experimentation*, Springer Verlag Heidelberg.
- Binder D., 2013. Mésolithique et Néolithique ancien en Italie et dans le sud-est de la France entre 7000 et 5500 BCE cal : questions ouvertes sur les dynamiques culturelles et les procès d'interaction, *In: Perrin T., Manen C., Marchand G., Allard P., Binder D., Ilett M. (Ed.), Transitions, ruptures et continuité durant la Préhistoire, actes du XXVIIe congrès préhistorique de France (Bordeaux-Les Eyzies, 2010)*, Société préhistorique française, Paris, p. 371-356.
- Biserni G., van Geel B., 2005. Reconstruction of Holocene palaeoenvironment and sedimentation history of the Ombrone alluvial plain (South Tuscany, Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 136 (1-2), p. 16-28.
- Bissardon M., Guibal L., Rameau J.-C., 1997. *Nomenclature CORINE Biotopes, types d'habitats français*, ENGREF, ENGREF, 217 pp.
- Blaauw M., 2010. Methods and code for "classical" age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5 (5), p. 512-518.
- Blasco A., Edo M., Villalba M.J., 2005. Cardial, Epicardial y Postcardial en Can Sadurni (Begues, Baix Llobregat). El largo fin del Néolítico Antiguo en Cataluña, *In: Arias P., Ontanon R., Garcia Monco C. (Ed.), Actas del III Congreso del Neolítico en la Península Iberica, Santander 5 a 8 octubre 2003*, Universidad de Cantabria, Santander, p. 867-878.
- Blindow I., 2000. Distribution of Charophytes along the Swedish Coast in Relation to Salinity and Eutrophication. *International Review of Hydrobiology*, 85 (5-6), p. 707-717.
- Blum M.D., Törnqvist T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47 (1), p. 2-48.
- Bodergat A.-M., 1983. *Les ostracodes, témoins de leur environnement : approche chimique et écologique en milieu lagunaire et océanique*. Doctorat d'Etat, Université Lyon 1, Lyon, 246 pp.
- Bodergat A.-M., 2002. L'ostracode, sa signification en terme d'environnement, *In: Mikovsky J.C. (Ed.), Géologie de la Préhistoire, méthodes, techniques, applications*, Association pour l'étude de l'environnement géologique de la Préhistoire, Presse universitaires de Perpignan, Paris, p. 769-771.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G., 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278 (5341), p. 1257-1266.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294 (5549), p. 2130-2136.
- Bosch A., Chinchilla J., Tarrus J., 2000. *El poblado lacustre neolítico de La Draga. Excavacions de 1990 a 1998*, Monografies del CASC2, Girona, 256 pp.
- Branch N.P., 2012. Early-Middle Holocene vegetation history, climate change and human activities at lago Riane (Ligurian Apennines, NW Italy). *Vegetation History and Archaeobotany*, p. 1-20.

- Bronk Ramsey C., 2008. Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews*, 27, p. 42-60.
- Broström A., Sugita S., Gaillard M.-J., 2004. Pollen productivity estimates for the reconstruction of past vegetation cover in the cultural landscape of southern Sweden. *The Holocene*, 14 (3), p. 368-381.
- Broström A., Nielsen A., Gaillard M.-J., Hjelle K., Mazier F., Binney H., Bunting J., Fyfe R., Meltsov V., Poska A., Räsänen S., Soepboer W., Stedingk H., Suutari H., Sugita S., 2008. Pollen productivity estimates of key European plant taxa for quantitative reconstruction of past vegetation: a review. *Vegetation History and Archaeobotany*, 17 (5), p. 461-478.
- Brown A.G., Carpenter R.G., Walling D.E., 2007. Monitoring fluvial pollen transport, its relationship to catchment vegetation and implications for palaeoenvironmental studies. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 147, p. 60-76.
- Brown A.G., Carpenter R.G., Walling D.E., 2008. Monitoring the fluvial palynomorph load in a lowland temperate catchment and its relationship to suspended sediment and discharge. *Hydrobiologia*, 607, p. 27-40.
- Brun C., 2007. *Archéophytes et néophytes. Pour une nouvelle détermination des marqueurs polliniques de l'anthropisation. Le cas des milieux cultivés et rudéraux de Franche-Comté*. Thèse de doctorat, Université de Franche-Comté, Besançon, 430 pp.
- Brun C., Dessaint F., Richard H., Bretagnolle F., 2007. Arable-weed flora and its pollen representation : A case study from the eastern part of France. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 146 (1), p. 29-50.
- Brush G.S., Brush L.M., 1994. Transport and deposition of pollen in an estuary: signature of the landscape, In: Traverse A. (Ed.), *Sedimentation of Organic Particles*, Cambridge University Press, Cambridge, p. 33-46.
- Buisson E., Dutoit T., Torre F., Römermann C., Poschlod P., 2006. The implications of seed rain and seed bank patterns for plant succession at the edges of abandoned fields in Mediterranean landscapes. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 115 (1-4), p. 6-14.
- Bunting M.J., 2003. Pollen-vegetation relationships in non-arboreal moorland taxa. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 125 (3-4), p. 285-298.
- Calcote R., 1995. Pollen Source Area and Pollen Productivity: Evidence from Forest Hollows. *Journal of Ecology*, 83 (4), p. 591-602.
- Cambon G., Suc J.-P., Aloisi J.-C., Giresse P., Monaco A., Touzani A., Duzer D., Ferrier J., 1997. Modern pollen deposition in the Rhône delta area (lagoon and marine sediments), France. *Grana*, 36, p. 105-113.
- Campbell I.D., Campbell C., 1994. Pollen preservation: experimental wet-dry cycles in saline and desalinated sediments. *Palynology*, 18, p. 5-10.
- Campbell I.D., Chmura G.L., 1994. Pollen distribution in the Atchafalaya river, USA. *Palynology*, 18, p. 55-65.
- Campbell I.D., 1999. Quaternary pollen taphonomy : examples of differential redeposition and differential preservation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149, p. 245-256.
- Carboni M.G., Bergamin L., Di Bella L., Landini B., Manfra L., Vesica P., 2005. Late Quaternary paleoclimatic and paleoenvironmental changes in the Tyrrhenian Sea. *Quaternary Science Reviews*, 24 (18-19), p. 2069-2082.
- Carboni M.G., Bergamin L., Di Bella L., Esu D., Cerone E.P., Antonioli F., Verrubbi V., 2010. Palaeoenvironmental reconstruction of late Quaternary foraminifera and molluscs from the ENEA borehole (Versilian plain, Tuscany, Italy). *Quaternary Research*, 74 (2), p. 265-276.

- Cassou C., 2004. Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord-Atlantique. *La Météorologie*, 45, p. 21-32.
- Cassou C., 2008. Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 455, p. 523-527.
- Cattaneo A., Steel R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth Science Reviews*, 62, p. 187-228.
- Chabal L., 1997. *Forêts et sociétés en Languedoc (Néolithique final, Antiquité tardive). L'anthracologie, méthode et paléoécologie*, Documents d'Archéologie Française, Edition de la maison des sciences de l'homme, Paris, 190 pp.
- Chabal L., 1998. Préhistoire des boisements de l'Hérault, In: Sainte-Marie M., Ferras C. (Ed.), *Bois et Forêts de l'Hérault. Histoire de la forêt héraultaise de la préhistoire à nos jours*, Montpellier, p. 15-27.
- Chauchard S., 2007. *Dynamique d'une forêt de montagne méditerranéenne dans un monde changeant*. Thèse de doctorat, Université Montpellier II science et techniques du Languedoc, Montpellier, 182 pp.
- Chauchard S., Carcaillet C., Guibal F., 2007. Patterns of land-use abandonment control tree-recruitment and forest dynamics in mediterranean mountains. *Ecosystems*, 10, p. 936-948.
- Chauchard S., Beilhe F., Denis N., Carcaillet C., 2010. An increase in the upper tree-limit of silver fir (*Abies alba* Mill.) in the Alps since the mid-20th century: A land-use change phenomenon. *Forest Ecology and Management*, 259 (8), p. 1406-1415.
- Cheddadi R., Birks H.J., Tarroso P., Liepelt S., Gömöry D., Dullinger S., Meier E., Hülber K., Maiorano L., Laborde H., 2013. Revisiting tree-migration rates: *Abies alba* (Mill.), a case study. *Vegetation History and Archaeobotany*, p. 1-10.
- Chmura G.L., Liu K.-B., 1990. Pollen in the lower Mississippi River. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 64 (1-4), p. 253-261.
- Chmura G.L., Eisma D., 1995. A palynological study of surface and suspended sediments on a tidal flat : implications for pollen transport and deposition in coastal water. *Marine Geology* 128, p. 183-200.
- Chmura G.L., Smirnov A., Campbell I.D., 1999. Pollen transport through distributaries and depositional patterns in costal waters. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149, p. 257-270.
- Christie-Blick N., Driscoll N.W., 1995. Sequence stratigraphy. *Annual Reviews Earth and Planetary Sciences*, 23, p. 451-478.
- Clements F.E., 1936. Nature and structure of the climax. *Journal of Ecology*, 24, p. 252-284.
- Collina-Girard J., Degiovanni C., Lafont R., 1996. Datation d'un paléorivage submergé (-100m) à l'Ouest de la grotte Cosquer (Marseille, Méditerranée française). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, p. 341-344.
- Collina-Girard J., 2002. Underwater mapping of Late Quaternary submerged shorelines in the Western Mediterranean Sea and the Caribbean Sea. *Quaternary International*, 92 (1), p. 63-72.
- Colombaroli D., Marchetto A., Tinner W., 2007. Long-term interactions between Mediterranean climate, vegetation and fire regime at Lago di Massaciuccoli (Tuscany, Italy). *Journal of Ecology*, 95 (4), p. 755-770.
- Colombaroli D., Vannièrè B., Emmanuel C., Magny M., Tinner W., 2008. Fire-vegetation interactions during the Mesolithic-Neolithic transition at Lago dell'Accesa, Tuscany, Italy. *The Holocene*, 18 (5), p. 679-692.

- Conchon O., 1977. Néotectonique en Corse orientale d'après l'étude des formations quaternaires : comparaison entre la Marana et la plaine d'Aléria. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (19-3), p. 631-639.
- Coppola D., 2001. Grotta Sant'Angelo (Ostuni, Brindisi), Scavi 1984 : dalla ceramica graffita al linguaggio simbolico. *Atti della società per la preistoria e protostoria della regione Friulli-Venezia Giulia*, 12, p. 67-126.
- Corenblit D., Tabacchi E., Steiger J., Gurnell A.M., 2007. Reciprocal interactions and adjustments between fluvial landforms and vegetation dynamics in river corridors: A review of complementary approaches. *Earth-Science Reviews*, 84 (1-2), p. 56-86.
- Corenblit D., Steiger J., Tabacchi E., 2010. Biogeomorphologic succession dynamics in a Mediterranean river system. *Ecography*, 33 (6), p. 1136-1148.
- Costa L.-J., 2006. Récents acquis sur la circulation préhistorique de l'obsidienne en Corse. *Bulletin de la Société préhistorique française*, p. 71-85.
- Costa L.J., 2004. Nouvelles données sur le Mésolithique des îles Tyrrhéniennes (Corse et Sardaigne). *Gallia préhistoire*, p. 211-230.
- Costantini L., Stancanelli M., 1994. La preistoria agricola dell'Italia centro-meridionale : contributo delle indagini archeobotaniche. *Origini*, 18, p. 149-244.
- Court-Picon M., 2007. *Mise en place du paysage dans un milieu de moyenne et haute montagne du tardiglaciaire à l'époque moderne. Analyse du signal palynologique en Champsaur (Hautes-Alpes, France) à l'interface des dynamiques naturelles et des dynamiques sociales*. Thèse de doctorat, Université de Franche-Comté, Besançon, 732 pp.
- Court-Picon M., Vella C., Chabal L., Bruneton H., 2010. Paléo-environnements littoraux depuis 8 000 ans sur la bordure occidentale du Golfe du Lion: le lido de l'étang de Thau (carottage Setif, Sète, Hérault). *Quaternaire*, 21 (1), p. 43-60.
- Courtin J., 1976. La Baume Fontbrégoua (Salernes, Var), In: Courtin J. (Ed.), *Livret-guide de l'Excursion B2 "Sites néolithiques et protohistoriques de la région de Nice*, Gap, p. 21-29.
- Courtin J., Evin J., Thommeret Y., 1985. Révision de la stratigraphie et de la chronologie absolue du site de Châteauneuf-lès-Martigues (Bouches-du-Rhône). *L'Anthropologie*, 89, p. 543-556.
- Crepaldi F., 2001. Le Chasséen en Ligurie. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 98 (3), p. 485-494.
- Cruise G.M., 1990. Pollen stratigraphy of two Holocene peat sites in the Ligurian Apennines, northern Italy. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 63, p. 299-313.
- Cruise G.M., Macphail R.I., Linderholm J., Maggi R., Marshall P.D., 2009. Lago di Bargone, Liguria, N Italy: a reconstruction of Holocene environmental and land-use history. *The Holocene*, 19 (7), p. 987-1003.
- Daget P., 1977. Le bioclimat méditerranéen : caractères généraux, modes et caractérisation. *Vegetatio*, 34, p. 1-20.
- Dardeau G., Dubar M., Toutin-Morin N., Courme M.-D., Crevola G., 2010. Carte géol. France (1/50000), feuille Grasse-Cannes (999), Orléans, BRGM. Notice explicative par Dardeau G., Dubar M., Courme M.-D., Crevola G., Mangan Ch. (2010).
- Dark P., Allen J.R.L., 2005. Seasonal deposition of Holocene banded sediments in the Severn Estuary Levels (southwest Britain): palynological and sedimentological evidence. *Quaternary Science Reviews*, 24 (1-2), p. 11-33.
- David F., 1997. Holocene tree limit in the northern French Alps stomata and pollen evidence. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 97, p. 227-237.

- David F., Barbero M., 2001. Les érables dans l'étage subalpin : une longue histoire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Série III - Sciences de la Vie*, 324 (2), p. 159-164.
- De Beaulieu J.L., 1977. *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises*. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille III, 358 pp.
- Delcourt A., Mullenders W., Pierart P., 1959. La préparation des spores et des grains de pollen, actuels et fossiles. *Les Naturalistes belges*, 40, p. 90-120.
- Delhon C., Thiébault S., 2005. The migration of beech (*Fagus sylvatica* L.) up the Rhone: the mediterranean history of a "mountain" species *Vegetation History Archaeobotany*, 14, p. 119-132.
- Dellery B., Durozoy G., Couvernet C., 1965. *Données hydrogéologiques sur les basses vallées alluviales entre l'Esteret et le Var (Siagne, Brague, Loup et Cagne)*. DSGR66A20, Bureau de recherches géologiques et minière, service géologique national, Marseille, p. 126.
- Depetris W., Frachon C., Kulesza V., Offerhaus B., 2004. *Réseau Natura 2000. Site des Préalpes de Grasse, PARTIE B: Plan de gestion détaillé par habitats et par espèces*, Office National des Forêts (agence des Alpes-Maritimes), p. 79.
- Depetris W., Frachon C., Kulesza V., Menetrier F., Offerhaus B., 2005. *Réseau Natura 2000. Site FR9301571 "Rivière et gorges du Loup", PARTIE B: Plan de gestion détaillé par habitats*, Office National des Forêts (agence des Alpes-Maritimes), p. 93.
- Deser C., Blackmon M., 1993. Surface climate variation over the North Atlantic ocean during Winter: 1900-1989. *Journal of Climate*, 6, p. 1743-1753.
- Devillers B., Excoffon P., Morhange C., Bonnet S., Bertoncetto F., 2007. Relative sea-level changes and coastal evolution at *Forum Julii* (Fréjus, Provence). *Geoscience*, 339, p. 329-336.
- Drescher-Schneider R., Beaulieu (de) J.-L., Magny M., Walter-Simonnet A.-V., Bossuet G., Millet L., Brugiapaglia E., Drescher A., 2007. Vegetation history, climate and human impact over the last 15,000 years at Lago dell'Accesa (Tuscany, Central Italy). *Vegetation History Archaeobotany*, 16 (4), p. 279-299.
- Drysdale R., Zanchetta G., Hellstrom J., Maas R., Fallick A., Pickett M., Cartwright I., Piccini L., 2006. Late Holocene drought responsible for the collapse of Old World civilizations is recorded in an Italian cave flowstone. *Geology*, 34, p. 101-104.
- Dubar M., Damblon F., Nicol-Pichard S., Vernet J.-L., Chaix L., Cataliotti J., Irr F., Babinot J.-F., 1986. L'environnement côtier des Alpes-Maritimes à la fin de la transgression versilienne d'après l'étude biostratigraphique du site de l'étoile à Nice (France). *Revue de Paléobiologie*, 5 (2), p. 289-310.
- Dubar M., Guglielmi Y., Falgueres C., 1992. Néotectonique et sédimentation côtière quaternaires en bordure de l'arc subalpin de Nice (A.M., France). *Quaternaire*, 3 (3-4), p. 105-110.
- Dubar M., Anthony E.J., 1995. Holocene Environmental Change and River-Mouth Sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. *Quaternary Research*, 43 (3), p. 329-343.
- Dubar M., Huault M.-F., 2002. Variabilité climatique à haute fréquence dans une laminite lagunaire du Pléistocène moyen de Cros-De-Cagne (Alpes Maritimes). *Quaternaire*, 13 (3-4), p. 171-177.
- Dubar M., 2003. The Holocene deltas of Eastern Provence and the French Riviera: geomorphological inheritance, genesis and vulnerability. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 4, p. 263-270.

- Dubar M., Bui Thi Mai, Nicol-Pichard S., Thinon M., 2004. Etude palynologique du carottage de Pont d'Argens (Roquebrune-sur-Argens, Var) : histoire holocène de la végétation en Provence cristalline; facteurs naturels et anthropiques. *Ecologia Mediterranea*, 30 (2), p. 147-157.
- Dubar M., Bui-Thi-Maï, Girard M., 2011. Evolution de la végétation littorale de la Cote d'Azur (Var et Alpes-maritimes, France) en relation avec les derniers stades de la remontée du niveau marin à l'Holocène. Esquisse d'un modèle quaternaire. *Quaternaire*, 22 (1), p. 61-71.
- Dufour S., Piégay H., 2004. *Guide de gestion des forêts riveraines de cours d'eau*, ONF, Agence RMC, CNRS, Université Lyon 3, 132 pp.
- Emberger L., 1955. Une classification biogéographique des climats. *Rev. Trav. Fac. Sci.*, 7, p. 3-43.
- Emeis K.-C., Schulz H.-M., Struck U., Rossignol-Strick M., Erlenkeuser H., Howell M.W., Kroon D., Mackensen A., Ishizuka S., Oba T., Sakamoto T., Koizumi I., 2005. Eastern Mediterranean surface water temperatures and O composition during deposition of sapropels in the late Quaternary. *Paleoceanography*, 18 (1), p. 1-18.
- Erdtman G., 1960. The acetolysis method. A revised description *Sven. Bot. Tidskr.*, 54, p. 561-564.
- Faegri K., Iversen J., 1989. *Textbook of pollen analysis*, 4th ed. The Blackburn, New Jersey.
- Fagherazzi S., Howard A.D., Niedoroda A.W., Wiberg P.L., 2008. Controls on the degree of fluvial incision of continental shelves. *Computers & Geosciences*, 34 (10), p. 1381-1393.
- Fauquette S., 1995. Etude paléoécologique (pollen et macrorestes) d'un site du Brinaçonnais : le lac d Cristol (Hautes-Alpes, France). *Palynosciences*, 3, p. 51-68.
- Finsinger W., Colombaroli D., De Beaulieu J.-L., Valsecchi V., Vannièrè B., Vescovi E., Chapron E., Lotter A.F., Magny M., Tinner W., 2010. Early to mid-Holocene climate change at Lago dell'Accesa (central Italy): climate signal or anthropogenic bias? *Journal of Quaternary Science*, 25 (8), p. 1239-1247.
- Firbas F., 1937. Der Pollenanalytische Nachweis des Getreidebaus. *Zeitschrift für Botanik*, 31, p. 447-478.
- Fleitmann D., Mudelsee M., Burns S.J., Bradley R.S., Kramers J., Matter A., 2008. Evidence for a widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present. *Paleoceanography*, 23 (1), p. 1-6.
- Forkasiewicz J., 1975. *Alimentation en eau de l'Hippodrome de Cagnes-sur-Mer, compte rendu des travaux de forage et des pompages d'essai*. 75 SGN 190 PRC, Bureau de recherches géologiques et minière, service géologique national, Marseille, p. 43.
- Frezza V., Carboni M.G., 2009. Distribution of recent foraminiferal assemblages near the Ombrone River mouth (Northern Tyrrhenian Sea, Italy). *Revue de Micropaléontologie*, 52 (1), p. 43-66.
- Gälman V., Rydberg J., Shchukarev A., Sjöberg S., Martinez-Cortizas A., Bindler R., Renberg I., 2009. The role of iron and sulfur in the visual appearance of lake sediment varves. *Journal of Paleolimnology*, 42, p. 141-153.
- Gamisans J., 1999. *La végétation de la Corse*, Edisud, 392 pp.
- García-Puchol O., Molina L., Aura J.E., 2006. El abrigo de La Falguera. Trabajos, estratigrafía y secuencia, In: García-Puchol O., Aura J.E. (Ed.), *El abrigo de La Falguera (Alcoi, Alacant)*. 8000 años de ocupación humana en la cabecera del río Alcoi, p. 97-117.
- Gardner A.R., Willis K.J., 1999. Prehistoric farming and the postglacial expansion of beech and hombeam: a comment on Küster. *The Holocene*, 9 (1), p. 119-121.
- Gassin B., Ferreira Bicho N., Bouby L., Buxo Capdevila R., Carvalho A.F., Ignaco Clemente C., Marival P., Philibert S., Gibaja Bao J.F., Gonzalez Urquijo J.E., Ibanez Estevez

- J.J., Linton J., 2010. Variabilité des techniques de récolte et traitement des céréales dans l'Occident méditerranéen au Néolithique ancien et moyen : facteurs environnementaux, économiques et sociaux, *In: Beeching A., Thirault E., Vital J. (Ed.), Economie et société à la fin de la Préhistoire. Actualité de la recherche. Actes des 7e rencontres méridionales de Préhistoire récente, Bron, 3 et 4 novembre 2006*, Document d'archéologie en Rhône-Alpes et Auvergne, n°34, ALPARA, Maison de l'Orient et de la Méditerranée, Lyon, p. 19-38.
- Gaudillat V., Haury J., Barbier B., Peschadour F., 2001. *Cahier d'habitats Natura 2000, connaissance et gestion des habitats et espèces d'intérêt communautaire, Tome 3, Habitats humides*, MEDD/MAP/MNHN, Edition la documentation française, Paris, 456 pp.
- Gavilán Ceballos B., Vera Rodríguez J.C., Pena Chocarro L., Mas Cornellà M., 1996. El Ve y IVe milenios en Andalucía central : la cueva de los Murciélagos de Zuheros (Córdoba). Recientes aportaciones. *I congrés del Neolític a la península Ibèrica. Rubricatum 1*, p. 323-327.
- Gensous B., Tesson M., 2003. L'analyse des dépôts postglaciaires et son application à l'étude des séquences de dépôt du Quaternaire terminal sur la plate-forme au large du Rhône (golfe du Lion). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174 (4), p. 401-419.
- Gibbard P.L., Lewin J., 2009. River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. *Tectonophysics*, 474 (1-2), p. 41-55.
- Giguet-Covex C., 2010. *Contribution des sédiments laminés lacustres à l'étude des changements environnementaux Holocène. Approche couplée sédimentologique/géochimique à haute résolution. Application à deux lacs nord-alpins*. Thèse de doctorat, Université de Savoie, Chambéry, 335 pp.
- Girard M., Renault-Miskovsky J., 1969. Nouvelles techniques de préparation en palynologie appliquées à trois sédiments du Quaternaire final de l'abri cornille (Istres-Bouches-Du-Rhône). *Bulletin de l'association française pour l'étude du Quaternaire*, 4, p. 275-284.
- Guilaine J., 2003. *De la vague à la tombe. La conquête néolithique de la Méditerranée*, Seuil, Paris, 375 pp.
- Guilaine J., Manen C., 2007. From Mesolithic to early Neolithic in the western mediterranean. *Proceedings of the British Academy*, 144, p. 21-51.
- Guilbert R., 2003. Les systèmes de débitage de trois sites sauveterriens dans le Sud-Est de la France. *Bulletin de la Société Préhistorique française*, p. 463-478.
- Guillon S., Berger J.-F., Richard H., Bouby L., Binder D., 2010. Analyse pollinique du bassin versant de la Cagne (Alpes-Maritimes, France): dynamique de la végétation littorale au Néolithique *In: Delhon C., Théry-Parisot I., Thiébaud S. (Ed.), Des hommes et des plantes. Exploitation du milieu et gestion des ressources végétales de la préhistoire à nos jours. XXXe rencontre internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes*, Antibes, p. 355-369.
- Haas J.N., Richoz I., Tinner W., Wick L., 1998. Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *The Holocene*, 8 (3), p. 301-309.
- Hayward B.W., 2004. Foraminifera-based estimates of paleobathymetry using Modern Analogue Technique, and the subsidence history of the early Miocene Waitemata Basin. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 47 (4), p. 749-767.
- Hedges R.E.M., Housley R.A., Law I.A., Bronk C.R., 1990. Radiocarbon dates from the oxford AMS system : Archaeometry datelist 10. *Archaeometry*, 32 (1), p. 101-108.
- Heiri C., Bugmann H., Tinner W., Heiri O., Lischke H., 2006. A model-based reconstruction of Holocene treeline dynamics in the Central Swiss Alps. *Journal of Ecology*, 94 (1), p. 206-216.

- Hellman S., Bunting M.J., Gaillard M.J., 2009a. Relevant Source Area of Pollen in patchy cultural landscapes and signals of anthropogenic landscape disturbance in the pollen record: A simulation approach. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 153 (3-4), p. 245-258.
- Hellman S., Gaillard M.-J., Bunting J.M., Mazier F., 2009b. Estimating the Relevant Source Area of Pollen in the past cultural landscapes of southern Sweden - A forward modelling approach. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 153 (3-4), p. 259-271.
- Helmer D., Gourichon L., Sidi Maamar H., Vigne J.-D., 2005. L'élevage des caprinés néolithiques dans le sud de la France: saisonnalité des abattages, relations entre grottes-bergeries et sites de plein air. *Anthropozoologica*, 40 (1), p. 167-189.
- Hesse M., Halbritter H., Zetter R., Weber M., Buchner R., Frosch-Radivo A., Ulrich S., 2009. *Pollen Terminology An illustrated handbook*, Springer Wien New York, Wien, 264 pp.
- Higham T.F.G., Bronk Ramsey C., Brock F., Baker D., Ditchfield P., 2011. Radiocarbon dates from the oxford AMS system : *ARCHAEOLOGY* Datalist 34. *Archaeometry*, 53 (5), p. 1067-1084.
- Holmes P.L., 1990. Differential transport of spores and pollen: A laboratory study. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 64 (1-4), p. 289-296.
- Holmes P.L., 1994. The sorting of spores and pollen by water: experimental and field evidence, *In*: Traverse A. (Ed.), *Sedimentation of Organic Particles*, Cambridge University Press, Cambridge, p. 9-32.
- Hopkins J.J., 1950. Differential pollen flotation and deposition of conifers and deciduous trees. *Ecology*, 31 (4), p. 633-641.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M., 2003. An overview of the North Atlantic Oscillation. *Geophysical monograph*, 134, p. 1-35.
- Hurrell J.W., Deser C., 2009. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 78, p. 28-41.
- Iaworsky G., 1960. La grotte de Pertus II à Méailles (B.-A.). Du Néolithique au Romain. *Bulletin du musée d'anthropologie préhistorique de Monaco*, 7, p. 81-152.
- Jalut G., Dedoubat J.J., Fontugne M., Otto T., 2009. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International*, 200 (1-2), p. 4-18.
- Jeffries R., Darby S.E., Sear D.A., 2003. The influence of vegetation and organic debris on flood-plain sediment dynamics: case study of a low-order stream in the New Forest, England. *Geomorphology*, 51 (1-3), p. 61-80.
- Jiménez Guijarro J., Rojas Rodriguez-Malo J., Garrido Resino G., Perera Rodriguez J., 2008. El yacimiento del Neolítico inicial de la Paleta (Numancia de la Sagra, Toledo), *In*: Hernandez Perez M.S., Soler Diaz J.A., Lopez Padilla J.A. (Ed.), *IV Congreso del Neolítico Peninsular 1*, p. 126-136.
- Joerin U.E., Stocker T.F., Schlüchter C., 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene*, 16 (5), p. 697-704.
- Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjörnsdóttir A.E., White J., 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science*, 16 (4), p. 299-307.
- Kharbouch M., 2000. L'homme et la végétation dans la région du mont Bego (Tende, Alpes-Maritimes) depuis des millénaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330 (12), p. 889-894.

- Kharbouch M., Gauthier A., 2000. Nouvelles analyses polliniques dans la région de la vallée des merveilles. Etude du lac long supérieur (Tende, Alpes-Maritimes). *Quaternaire*, 11 (3-4), p. 243-256.
- Köhler E., Lange E., 1979. A contribution to distinguishing cereal from wild grass pollen grains by LM and SEM. *Grana*, 18, p. 133-140.
- Kozłowski J.K., 2005. Paléolithique supérieur et Mésolithique en Méditerranée : cadre culturel. *L'Anthropologie*, 109 (3), p. 520-540.
- Külköylüoğlu O., Dügel M., Kilic M., 2007. Ecological requirements of Ostracoda (Crustaceae) in a heavily polluted shallow lake, Lake Yeniçaga (Bolu, Turkey). *Hydrobiologia*, 585, p. 119-133.
- Küster H., 1988. *Vom werden einer Kulturlandschaft: vegetationsgeschichtliche Studien am Auberger (Südbayern)*, Acta Humaniora, Weinheim.
- Küster H., 1997. The role of farming in the postglacial expansion of beech and hornbeam in the oak woodlands of central Europe. *The Holocene*, 7 (2), p. 239-242.
- Küster H., 1999. Prehistoric farming and the postglacial expansion of beech and hornbeam: a reply to Gardner and Willis. *The Holocene*, 9 (1), p. 121-122.
- Laborel J., Morhange C., Lafont R., Le Campion J., Laborel-Deguen F., Sartoretto S., 1994. Biological evidence of sea-level rise during the last 4500 years on the rocky coast of continental southwestern France and Corsica. *Marine Geology*, 120, p. 203-223.
- Lachenal A.M., Bodergat A.M., 1990. Les ostracodes et les variations du golfe de Gabès (Méditerranée) depuis 30000 ans. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6, p. 113-122.
- Lagares F., 2008. Relevés de profils bathymétriques en Croatie du Nord : indices de pauses holocènes du niveau marin. *Comptes Rendus Geoscience*, 340 (1), p. 49-56.
- Lambeck K., Bard E., 2000. Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 175, p. 203-222.
- Lambeck K., Chappell J., 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 292 (5517), p. 679-686.
- Lambeck K., Antonioli F., Purcell A., Silenzi S., 2004. Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, 23 (14-15), p. 1567-1598.
- Lambeck K., Purcell A., 2005. Sea-level in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas. *Quaternary Science Reviews*, 24, p. 1969-1988.
- Lambeck K., Antonioli F., Anzidei M., Ferranti L., Leoni G., Scicchitano G., Silenzi S., 2011. Sea level change along the Italian coast during the Holocene and projections for the future. *Quaternary International*, 232 (1-2), p. 250-257.
- Lapraz G., 1984. Les vestiges des forêts riveraines de la région de Nice. *Colloques Phytosociologiques 9, Les forêts alluviales, Strasbourg, 1980*, p. 191-200.
- Lautier L., 2003. Révision de l'inventaire archéologique de la commune de Tourrettes-sur-Loup (06). *Mémoires de l'Institut de préhistoire et d'archéologie Alpes-Méditerranée*, XLV, p. 219-246.
- Lautier L., Lepère C., 2007. Rapport de prospection-inventaire des vallées du loup, de la Cagne et du Malvan : commune de Villeneuve-Loubet. CEPAM, UMR 6130, pp. 118.
- Lenôtre N., Ferrandini J., Delfau M., Panighi J., 1996. Mouvements verticaux actuels de la Corse (France) par comparaison de nivellements. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 323 (11), p. 957-964.
- Leorri E., Cearreta A., Horton B.P., 2008. A foraminifera-based transfer function as a tool for sea-level reconstructions in the southern Bay of Biscay. *Geobios*, 41 (6), p. 787-797.
- Lieutaghi P., 2006. *Petite ethnobotanique méditerranéenne*, Actes Sud, 335 pp.

- Lippi M.M., Guido M., Menozzi B.I., Bellini C., Montanarri C., 2007. The Massaciuccoli Holocene pollen sequence and the vegetation history of the costal plains by the Mar Ligure (Tuscany and Liguria, Italy). *Vegetation History Archaeobotany*, 16, p. 267-277.
- Lopez -Saez J.A., Dubar M., Nicol-Pichard S., 2001. Le contexte naturel de la période Atlantique (7800-5000 BP) en Provence orientale (France) et le début de l'agriculture: essai d'interprétation, In: Fombella Blanco M.A., Fernandez Gonzales D., Valencia Barrera R.M. (Ed.), *Palinologia: Diversidad y aplicaciones*, Université de Leon, Leon, p. 179-188.
- Lowe J.J., Watson C., 1993. Lateglacial and early holocene pollen stratigraphy of the northern apennines, Italy. *Quaternary Science Reviews*, 12, p. 727-738.
- Luzi C., Courtin J., 2001. La céramique des niveaux préchasséens de la Baume Fontbrégoua (Salernes, Var). *Bulletin de la Société Préhistorique française*, 98 (3), p. 471-483.
- Maggi R., 1997. The radiocarbon chronology, In: Maggi R. (Ed.), *Arene Candide : a functional and environmental assessment of the Holocene sequence (Excavations Bernabo'Brea - Cardini 1940-1950)*, Memorie dell'Istituto Italiano di Paleontologia Umana, nuova serie, 5, Roma, p. 31-52.
- Magny M., Bégeot C., Guiot J., Peyron O., 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, 22, p. 1589-1596.
- Magny M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113 (1), p. 65-79.
- Magny M., Beaulieu (de) J.L., Drescher-Schneider R., Vannièrè B., Walter-Simonnet A.-V., Miras Y., Millet L., Bossuet G., Peyron O., Brugiapaglia E., Leroux A., 2007a. Holocene climate in the central Mediterranean as record by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews*, 26, p. 1736-1758.
- Magny M., Vannièrè B., Beaulieu (de) J.L., Bégeot C., Heiri O., Millet L., Peyron O., Walter-Simonnet A.-V., 2007b. Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. *Quaternary Science Reviews*, 26, p. 1951-1964.
- Magny M., Vannièrè B., Calo C., Millet L., Leroux A., Peyron O., Zanchetta G., La Mantia T., Tinner W., 2011. Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews*, 30 (19-20), p. 2459-2475.
- Magri D., 1999. Late Quaternary vegetation history at Lagaccione near Lago di Bolsena (central Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 106 (3-4), p. 171-208.
- Magri D., Sadori L., 1999. Late Pleistocene and Holocene pollen stratigraphy at Lago di Vico, central Italy. *Vegetation History Archaeobotany*, 8, p. 247-260.
- Magri D., Vendramin G.G., Comps B., Dupanloup I., Geburek T., Gömöry D., scaron, an, Latałowa M., Litt T., Paule L., Roure J.M., Tantau I., Van Der Knaap W.O., Petit R.J., De Beaulieu J.-L., 2006. A new scenario for the Quaternary history of European beech populations: palaeobotanical evidence and genetic consequences. *New Phytologist*, 171 (1), p. 199-221.
- Magri D., 2008. Patterns of post-glacial spread and the extent of glacial refugia of European beech (*Fagus sylvatica*). *Journal of Biogeography*, 35 (3), p. 450-463.
- Manen C., Sabatier P., 2003. Chronique radiocarbone de la néolithisation en Méditerranée nord-occidentale. *Bulletin de la Société Préhistorique française*, 100 (3), p. 479-504.
- Manen C., Convertini F., Binder D., Beeching A., Briois F., Bruxelles L., Guilaine J., Sénépart I., 2006. Premiers résultats du projet ACR. "Production céramiques des

- premières sociétés paysannes". L'exemple des faciès impressa du Sud de la France, *In: Fouéré P., Chevillot C., Courtaud P. (Ed.), Paysage et peuplements : aspects culturels et chronologiques en France méridionale : actualité de la recherche*, p. 233-246.
- Marchand G., 2005. Contacts, blocages et filiations entre les aires culturelles mésolithiques et néolithiques en Europe atlantique. *L'Anthropologie*, 109 (3), p. 541-556.
- Marinval P., 2003. L'ensemble caropologique du site bizien de la salle (Carcassonne, Aude). *Bulletin de la Société Préhistorique française*, 100 (2), p. 353-355.
- Martin A., Edo M., Tarrus J., Clop X., 2010. Le Néolithique ancien de Catalogne (VIe - première moitié du Ve millénaire av. J.-C.) - Les séquences chronoculturelles. *Mémoire L1 de la Société préhistorique française*, p. 197-214.
- Martin L., Jacomet S., Thiebault S., 2008. Plant economy during the Neolithic in a mountain context : the case of "Le Chenet des Pierres" in the French Alps (Bozel-Savoie, France). *Vegetation History and Archaeobotany*, 17 (1), p. 113-122.
- Martínez G., Afonso J.A., Cámara J.A., Molina F.J., 2010. Contextualización cronológica y análisis tecno-tipológico de los artefactos tallados del Neolítico antiguo de los Castillejos (Montefrío, Granada), *In: Gibaja Bao J.F., Carvalho A.F. (Ed.), Os Últimos Caçadores-Recolectores e as Primeiras Comunidades Productoras do Sul da Península Ibérica e do Norte de Marrocos*, Universidad do Algarve, p. 163-171.
- Massei N., Laignel B., Deloffre J., Mesquita J., Motelay A., Lafite R., Durand A., 2010. Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950-2008. *International Journal of Climatology*, 30, p. 2146-2154.
- Mastronuzzi G., Sansò P., 2002. Holocene uplift rates and historical rapid sea-level changes at the Gargano promontory, Italy. *Journal of Quaternary Science*, 17 (5-6), p. 593-606.
- Mayewski P.A., Rohling E.E., Curt Stager J., Karlén W., Maasch K.A., David Meeker L., Meyerson E.A., Gasse F., van Kreveland S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R.R., Steig E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62 (3), p. 243-255.
- Mazier F., 2006. *Modelisation de la relation entre la pluie pollinique actuelle, végétation et pratique pastorales en moyenne montagne (Pyrénées et Jura). Application pour l'interprétation des données polliniques fossiles*. Thèse de doctorat, Cotutelle Université de Franche-Comté et Université de Neuchâtel, Besançon, 228 pp.
- Mazier F., Broström A., Gaillard M.J., Sugita S., Vittoz P., Buttler A., 2008. Pollen productivity estimates and relevant source area of pollen for selected plant taxa in a pasture woodland landscape of the Jura mountains (Switzerland). *Vegetation History and Archaeobotany*, 17, p. 479-495.
- Mazier F., Gaillard M.J., Kunes P., Sugita S., Trondman A.K., Broström A., 2012. Testing the effect of site selection and parameter setting on REVEALS-model estimates of plant abundance using the Czech Quaternary Palynological Database. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 187 (0), p. 38-49.
- Mazuré de Keroualin K., 2001. *La première Néolithisation de l'Europe: une réévaluation des modalités du peuplement*. thèse de doctorat, Université de Genève, Genève.
- Médail F., Diadema K., 2006. Biodiversité végétale méditerranéenne et anthropisation : approches macro et micro-régionales. *Annales de Géographie*, 115, p. 618-640.
- Meese D.A., Gow A.J., Grootes P., Stuiver M., Mayewski P.A., Zielinski G.A., Ram M., Taylor K.C., Waddington E.D., 1994. The Accumulation Record from the GISP2 Core as an Indicator of Climate Change Throughout the Holocene. *Science*, 266 (5191), p. 1680-1682.
- Meisch C., 2000. *Freshwater ostracoda of western and central europe. Susswasser fauna von Mitteleuropa, Band 8/3*, Spektrum Akademischer Verlag, Berlin, 522 pp.

- Mezquita F., Roca J.R., Reed J.M., Wansard G., 2005. Quantifying species-environment relationships in non-marine Ostracoda for ecological and palaeoecological studies: Examples using Iberian data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 225 (1-4), p. 93-117.
- Milker Y., Schmiedl G., Betzler C., Römer M., Jaramillo-Vogel D., Siccha M., 2009. Distribution of recent benthic foraminifera in shelf carbonate environments of the Western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 73 (3-4), p. 207-225.
- Milker Y., Schmiedl G., Betzler C., 2011. Paleobathymetric history of the Western Mediterranean Sea shelf during the latest glacial period and the Holocene: Quantitative reconstructions based on foraminiferal transfer functions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 307 (1-4), p. 324-338.
- Miramont C., 1998. *Morphogénèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance*. Thèse de doctorat de Géographie, Université d'Aix-Marseille 1, 286 pp.
- Moore P., Webb J.A., Collison M.E., 1991. *Pollen analysis 2nd ed.*, Blackwell Science Publications, Oxford, 216 pp.
- Morhange C., Laborel J., Hesnard A., 2001. Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166 (3-4), p. 319-329.
- Munoz A.M., 1972. Analisis de Carbono-14 sobre muestras recogidas por el Instituto de Arqueologia del aUniversidad de Barcelona. *Pyrenae*, 8, p. 147-150.
- Neale J.V., 1988. Ostracods and paleosalinity reconstruction, In: De Deckker P., Colin J.-P.,Peypouquet J.-P. (Ed.), *Ostracoda in the Earth Sciences*, Amsterdam, p. 125-155.
- Nesje A., Dahl S.O., 2001. The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences. *Journal of Quaternary Science*, 16 (2), p. 155-166.
- Nesje A., Dahl S.O., Bakke J., 2004. Were abrupt Lateglacial and early-Holocene climatic changes in northwest Europe linked to freshwater outbursts to the North Atlantic and Arctic Oceans? *The Holocene*, 14, (2), p. 299-310.
- Nicol-Pichard S., 1982. Analyse pollinique de sédiments littoraux postglaciaires de l'embouchure du Paillon (Nice). *Ecologia Mediterranea*, 8 (4), p. 87-95.
- Nicol-Pichard S., 1987. Analyse pollinique d'une séquence tardi et postglaciale à Tourve (Var, France). *Ecologia Mediterranea*, 13 (1/2), p. 29-42.
- Nicol-Pichard S., Dubar M., 1998. Reconstruction of late-glacial and Holocene environments in south-east France based on the study of a 66 m long core from Biot, Alpes Maritimes. *Vegetation History Archaeobotany*, 1, p. 11-15.
- Nielsen A.B., Sugita S., 2005. Estimating relevant source area of pollen for small Danish lakes around AD 1800. *The Holocene*, 15 (7), p. 1006-1020.
- Nikula R., Väinölä R., 2003. Phylogeography of *Cerastoderma glaucum* (Bivalvia: Cardiidae) across Europe: a major break in the Eastern Mediterranean. *Marine Biology*, 143 (2), p. 339-350.
- Noble V., 2008. *Typologie des groupements végétaux des Alpes d'Azur (Préalpes de Grasse, Alpes-Maritimes), projet pour un futur Parc Naturel Régional*, Conservatoire Botanique National Méditerranéen de Porquerolles, p. 85.
- O'Brien S.R., Mayewski P.A., Meeker L.D., Meese D.A., Twickler M.S., Whitlow S.I., 1995. Complexity of Holocene Climate as Reconstructed from a Greenland Ice Core. *Science*, 270 (5244), p. 1962-1964.
- Oláníyì Odébdé M., 1982. Miocene foraminiferal paleoecology of the basin of Vence, Southeast France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 39 (3-4), p. 313-329.

- Pérès J.M., Picard J., 1964. *Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée*, recueil des travaux de la station marine d'endoume, bull. 31, Station Marine d'Endoume, 137 pp.
- Perrin T., 2005. Nouvelles réflexions sur la transition Mésolithique récent - Néolithique ancien à l'abri Gaban (Trento, Italie). *Preistoria Alpina*, 41, p. 89-146.
- Perrin T., 2008. La néolithisation de la vallée du Rhône et de ses marges, *In: Grimaldi S., Perrin T. (Ed.), Mountain environments in Prehistoric Europe: settlement and mobility strategies from the palaeolithic to the Early Bronze Age. Actes du XVe Congrès mondial de l'UISPP*, 1885, BAR International Series, Lisbonne, p. 121-130.
- Perrin T., Marchand G., Allard P., Binder D., 2009. Le second Mésolithique d'Europe occidentale: origine et gradient chronologique *Annales de la fondation Fyssen*, 24, p. 160-177.
- Phillips J.D., 2002. Geomorphic impacts of flash flooding in a forested headwater basin. *Journal of Hydrology*, 269 (3-4), p. 236-250.
- Piégay H., Pautou G., Ruffinoni C., 2003. *Les forêts riveraines des cours d'eau, écologie, fonctions et gestions*, Institut pour le développement forestier, Paris, 461 pp.
- Pinto P.E., Gégout J.-C., Hervé J.-C., Dhôte J.-F., 2008. Respective importance of ecological conditions and stand composition on *Abies alba* Mill. dominant height growth. *Forest Ecology and Management*, 255 (3-4), p. 619-629.
- Pipik R., Bodergat A.M., 2005. Espèces du groupe de *Candona candida*, *Candona neglecta* et quelques *Candona* à l'aspect morphologique problématique (Candonidae, Ostracoda) du Bassin de Turiec (Miocène supérieur, Slovaquie). *Revue de paléontologie*, 91, p. 279-309.
- Pirazzoli P.A., (Ed.), 1991. *World atlas of holocene sea-level changes*. Elsevier Oceanography Series, 58, 300 pp.
- Pirazzoli P.A., Laborel J., Saliège J.F., Erol O., Kayan I., Person A., 1991. Holocene raised shorelines on the Hatay coasts (Turkey): Palaeoecological and tectonic implications. *Marine Geology*, 96 (3-4), p. 295-311.
- Planchais N., 1982. Palynologie lagunaire de l'étang de Mauguio. Paléoenvironnement végétal et évolution anthropique. *Pollen et Spores*, 24 (1), p. 93-118.
- Planchais N., 1985. Analyses polliniques du remplissage holocène de la lagune de Canet (plaine du Roussillon, département des pyrénées-orientales). *Ecologia Mediterranea*, 11 (1), p. 117-127.
- Planchais N., 1987. Impact de l'homme lors du remplissage de l'estuaire du Lez (Palavas, Hérault) mis en évidence par l'analyse pollinique. *Pollen et Spores*, 29 (1), p. 73-88.
- Poquet J.M., Mezquita F., Rueda J., Miracle M.R., 2008. Loss of Ostracoda biodiversity in Western Mediterranean wetlands. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 18 (3), p. 280-296.
- Prentice I.C., 1985. Pollen representation, source area, and basin size: Toward a unified theory of pollen analysis. *Quaternary Research*, 23 (1), p. 76-86.
- Puertas O., 1998. Evolution holocène de la végétation en bordure de l'étang de Méjean : analyse pollinique du sondage d'Embouchac (Lattes, Hérault, France). *Quaternaire*, 9, p. 79-89.
- Quézel P., 1985. Definition of the mediterranean region and the origin of its flora, *In: Gomez-Campo C. (Ed.), Plant conservation in the Mediterranean area*, Dr. W. Junk Publishers, Dordrecht, p. 9-24.
- Quézel P., Médail F., 2003. *Ecologie et biogéographie des forêts du bassin méditerranéen*, Elsevier, 572 pp.
- Rameau J.-C., Chevallier H., Bartoli M., Gourc J., 2001. *Cahier d'habitats Natura 2000, connaissance et gestion des habitats et espèces d'intérêt communautaire, Tome 1*,

- Habitats forestiers*, MEDD/MAP/MNHN, Edition la documentation française, Paris, 761 pp.
- Rameau J.-C., Mansion D., Dumé G., Gauberville C., 2008. *Flore forestière française, guide écologique illustré, 3 Région Méditerranéenne*, Institut pour le Développement Forestier, Paris, 2426 pp.
- Raynal O., Bouchette F., Certain R., Sabatier P., Lofi J., Seranne M., Dezileau L., Briquet L., Ferrer P., Courp T., 2010. Holocene evolution of a Languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology (northern Gulf of Lions, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181 (2), p. 211-224.
- Reille M., 1990. *Leçon de palynologie et d'analyse pollinique*, Edition du CNRS, Paris, 206 pp.
- Reille M., 1992a. New pollen-analytical researches in Corsica: the problem of *Quercus ilex* L. and *Erica arborea* L., the origin of *Pinus halepensis* Miller forests. *New Phytologist*, 122 (2), p. 359-378.
- Reille M., 1992b. *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord*, Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, 520 pp.
- Reille M., 1995. *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord, Supplément 1*, Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, 327 pp.
- Reille M., 1998. *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord, Supplément 2*, Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, 521 pp.
- Riemer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.S., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E., 2009. INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51 (4), p. 1111-1150.
- Ritz J.-F., 1992. Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud : analyses en termes de contraintes. *Quaternaire*, 3 (3-4), p. 111-124.
- Roe H.M., van de Plassche O., 2005. Modern pollen distribution in a Connecticut saltmarsh: Implications for studies of sea-level change. *Quaternary Science Reviews*, 24 (18-19), p. 2030-2049.
- Rohling E.E., 1994. Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122, p. 1-28.
- Rojo M.A., Kunst M., Garrido Resino G., Garcia I., Morán G., 2008. *Paisajes de la memoria : asentamiento del neolítico antiguo en el Valle de Ambrona (Soria, Espana)*, Instituto Arqueológico Alernán y Universidad de Valladolid, 608 pp.
- Rossi A., Massei N., Laignel B., 2011. A synthesis of the time-scale variability of commonly used climate indices using continuous wavelet transform. *Global and Planetary Change*, 78, p. 1-13.
- Rottoli M., Castiglioni E., 2009. Prehistory of plant growing and collecting in northern Italy, based on seed remains from early Neolithic to the Chalcolithic (c. 5600-2100 cal B.C.). *Vegetation History and Archaeobotany*, 18, p. 91-103.
- Rousset C., Jacq V.A., Magnan N., 1996. Reconstitution des conditions paléo-environnementales du dépôt du soufre oligocène des Camoins, à Marseille (Bouches-du-Rhône, France); rôle des bactéries dans la constitution et dans l'évolution des sédiments d'une lagune continentale aux eaux sulfatées. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167 (3), p. 375-388.

- Rovere A., Antonioli F., Enei F., Giorgi S., 2011. Relative sea level change at the archaeological site of Pyrgi (Santa Severa, Rome) during the last seven millennia. *Quaternary International*, 232 (1-2), p. 82-91.
- Rowley-Conwy P., 1997. The animal bones from Arene Candide (Holocene sequence): final report, In: Maggi R. (Ed.), *Arene Candide : a functional and environmental assessment of the Holocene sequence (Excavations Bernabo'Brea - Cardini 1940-1950)*, Memorie dell'Istituto Italiano di Paleontologia Umana, nuova serie, 5, Roma, p. 153-278.
- Sabatier P., Dezileau L., Condomines M., Briquieu L., Colin C., Bouchette F.r., Le Duff M., Blanchemanche P., 2008. Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). *Marine Geology*, 251 (364), p. 224-232.
- Sabatier P., Dezileau L., Barbier M., Raynal O., Lofi J., Briquieu L., Condomines M., Bouchette F., Certain R., Grafenstein U.v., Jorda C., Blanchemanche P., 2010. Late-Holocene evolution of a costal lagoon in the Gulf of Lions (South of France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181 (1), p. 27-36.
- Sabatier P., Dezileau L., Colin C., Briquieu L., Bouchette F., Martinez P., Siani G., Raynal O., Von Grafenstein U., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research*, 77 (1), p. 1-11.
- Sadori L., Narcisi B., 2001. The Postglacial record of environmental history from Lago di Pergusa, Sicily. *The Holocene*, 11 (6), p. 655-671.
- Sadori L., Zanchetta G., Giardini M., 2008. Last Glacial to Holocene palaeoenvironmental evolution at Lago di Pergusa (Sicily, Southern Italy) as inferred by pollen, microcharcoal, and stable isotopes. *Quaternary International*, 181 (1), p. 4-14.
- Salicis C., 2002. Du Néolithique au Moyen Age au pied du plateau de Cavillone à Gourdon (06). *Mémoires de l'Institut de préhistoire et d'archéologie Alpes-Méditerranée*, 44, p. 147-160.
- Sampson A., Kozłowski J.K., Kaczanowska M., Giannouli B., 2002. The mesolithic settlement at Maroulas Kythnos. *Mediterranean Archaeology and Archaeometry*, 2, p. 45-68.
- Sanderson B.G., Asaeda T., Rajapakse L., Redden A.M., 2008. Mechanisms affecting biomass and distribution of charophytes and *Najas marina* in Myall Lake, New South Wales, Australia. *Hydrobiologia*, 608, p. 99-119.
- Sartoretto S., Collina-Girard J., Laborel J., Morhange C., 1995. Quand la grotte Cosquer à-t-elle été fermée par la montée des eaux? *Méditerranée*, 82 (3-4), p. 21-24.
- Scholz D., Frisia S., Borsato A., Spötl C., Fohlmeister J., Mudelsee M., Miorandi R., Mangini A., 2012. Holocene climate variability in north-eastern Italy: potential influence of the NAO and Solar activity recorded by speleothem data. *Climate of the Past*, 8, p. 1367-1383.
- Schumm S.A., 1977. *The fluvial system*, John Wiley and Sons, New-York, 338 pp.
- Scicchitano G., Antonioli F., Berlinghieri E.F.C., Dutton A., Monaco C., 2008. Submerged archaeological sites along the Ionian coast of southeastern Sicily (Italy) and implications for the Holocene relative sea-level change. *Quaternary Research*, 70 (1), p. 26-39.
- Siani G., Paterne M., Arnold M., Bard E., Métivier B., Tisnerat N., Bassinot F., 2000. Radiocarbon reservoir ages in the mediterranean sea and black sea. *Radiocarbon*, 42 (2), p. 271-280.
- Sittler C., 1955. Méthodes techniques physico-chimiques de préparation des sédiments en vue de leur analyse pollinique. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, 10 (2), p. 103-114.
- Sivan O., Court-Picon M., 2007. Evolution géomorphologique holocène des plaines alluviales niçoises. *Archéam*, 14, p. 8-17.

- Sivan O., 2008. Développement d'un outil de prédiction de la profondeur d'ensevelissement des vestiges archéologiques. L'exemple de la région niçoise. *Bulletin du musée d'anthropologie préhistorique de Monaco*, suppl. n°1, p. 287-290.
- Sivan O., Dubar M., Court-Picon M., 2010. Les variations postglaciaires des taux de sédimentation dans les basses plaines alluviales niçoises (Alpes-Maritimes). Modalités et paramètres de l'évolution. *Quaternaire*, 21 (1), p. 61-69.
- Skeates R., 2003. Radiocarbon dating the Mesolithic-Neolithic transition in Italy, In: Ammerman A.J., Biagi P. (Ed.), *The widening harvest : the neolithic transition in Europe : looking back, looking forward.*, Archaeological Institute of America, Boston, p. 157-187.
- Smirnov A., Chmura G.L., Lapointe M.F., 1996. Spatial distribution of suspended pollen in the Mississippi River as an example of pollen transport in alluvial channels. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 92, p. 69-81.
- Smith A.J., Horne D.J., 2013. Ecology of Marine, Marginal Marine and Nonmarine Ostracodes, In: Holmes J.A., Chivas A.R. (Ed.), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*, American Geophysical Union, p. 37-64.
- Smith D.E., Harrison S., Firth C.R., Jordan J.T., 2011. The early Holocene sea level rise. *Quaternary Science Reviews*, 30 (15-16), p. 1846-1860.
- Soepboer W., Sugita S., Lotter A.F., van Leeuwen J.F.N., Van der Knaap W.O., 2007. Pollen productivity estimates for quantitative reconstruction of vegetation cover on the Swiss Plateau. *The Holocene*, 17 (1), p. 65-77.
- Spampinato C.R., Costa B., Di Stefano A., Monaco C., Scicchitano G., 2011. The contribution of tectonics to relative sea-level change during the Holocene in coastal south-eastern Sicily: New data from boreholes. *Quaternary International*, 232 (1-2), p. 214-227.
- Spötl C., Nicolussi K., Patzelt G., Boch R., 2010. Humid climate during deposition of sapropel 1 in the Mediterranean Sea: Assessing the influence on the Alps. *Global and Planetary Change*, 71 (3-4), p. 242-248.
- Starnini E., Vicino G., 1993. Segnalazione di un sito neolitico in localita S. Sebastiano di Perti (Finale Ligure -SV). *Rassegna di Archeologia*, 11, p. 37-43.
- Steiger J., Tabacchi E., Dufour S., Corenblit D., Peiry J.-L., 2005. Hydrogeomorphic processes affecting riparian habitat within alluvial channel-floodplain river systems: a review for the temperate zone *River Research and Applications*, 21, p. 719-737.
- Stuiver M., Braziunas T.F., 1993. Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$: an evaluation of causal and spectral relationships. *The Holocene*, 3 (4), p. 289-305.
- Sugita S., 1994. Pollen Representation of Vegetation in Quaternary Sediments: Theory and Method in Patchy Vegetation. *Journal of Ecology*, 82 (4), p. 881-897.
- Sugita S., Gaillard M.J., Broström A., 1999. Landscape openness and pollen records: a simulation approach. *The Holocene*, 9 (4), p. 409-421.
- Sugita S., 2007. Theory of quantitative reconstruction of vegetation I: pollen from large sites REVEALS regional vegetation composition. *The Holocene*, 17 (2), p. 229-241.
- Tabacchi E., Lambs L., Guillois H., Planty-Tabacchi A.-M., Muller E., Décamps H., 2000. Impacts of riparian vegetation on hydrological processes. *Hydrological Processes*, 14, p. 2959-2976.
- Thiébaud S., 2001. Anthracanalyse des établissements néolithiques de la région liguro-provençale. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 98 (3), p. 399-409.
- Thiébaud S., Terral J.F., Marinval P., 2004. Gestion et exploitation d'un territoire au Néolithique : Le cas de Giribaldi (Nice, Alpes-Maritimes). L'apport de macrorestes végétaux. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, numéro spécial, p. 325-333.

- Tiné V., (Ed.), 2009. *Favella. Un villaggio del Neolitico antico nella Sibaritide*, Roma, Istituto Poligrafico, 625 pp.
- Tinner W., Lotter A.F., 2001. Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka. *Geology*, 29 (6), p. 551-554.
- Tinner W., Lotter A.F., 2006. Holocene expansions of *Fagus sylvatica* and *Abies alba* in Central Europe : where are we after eight decades of debate? *Quaternary Science Reviews*, 25, p. 526-549.
- Tinner W., Vescovi E., 2007. Ecologia e oscillazioni del limite degli alberi nelle Alpi dal Pleniglaciale al presente. *Acta Geologica*, 82, p. 7-15.
- Traverse A., 1990. Studies of pollen and spores in rivers and other bodies of water, in terms of source-vegetation and sedimentation, with special reference to Trinity River and Bay, Texas. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 64 (1-4), p. 297-303.
- Triat-Laval H., 1979. *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi- et postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône*. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille III, 343 pp.
- Triat-Laval H., Reille M., 1981. Analyse pollinique d'une séquence tourbeuse de provenance orientale. *Ecologia Mediterranea*, 7 (2), p. 31-37.
- Tweddle J., Edwards K., Fieller N.J., 2005. Multivariate statistical and other approaches for the separation of cereal from wild Poaceae pollen using a large Holocene dataset. *Vegetation History and Archaeobotany*, 14 (1), p. 15-30.
- Twiddle C.L., Bunting M.J., 2010. Experimental investigations into the preservation of pollen grains: A pilot study of four pollen types. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162 (4), p. 621-630.
- Valdeyron N., 2008. Sauveterrien et Sauveterriano: unité ou diversité du premier mésolithique en France méridionale et en Italie du nord. *Pallas*, 76, p. 247-259.
- van der Kaars S., 2001. Pollen distribution in marine sediments from the south-eastern Indonesian waters. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 171 (3-4), p. 341-361.
- van der Knaap W.O., van Leeuwen J.F.N., Finsinger W., Gobet E., Pini R., Schweizer A., Valsecchi V., Ammann B., 2005. Migration and population expansion of *Abies*, *Fagus*, *Picea*, and *Quercus* since 15000 years in and across the Alps, based on pollen-percentage threshold values. *Quaternary Science Reviews*, 24 (5-6), p. 645-680.
- van der Plicht J., van Geel B., Bohncke S.J.P., Bos J.A.A., Blaauw M., Speranza A.O.M., Muscheler R., Björck S., 2004. The Preboreal climate reversal and a subsequent solar-forced climate shift. *Journal of Quaternary Science*, 19 (3), p. 263-269.
- van Geel B., van der Plicht J., Renssen H., 2003. Major $\delta^{14}\text{C}$ excursions during the late glacial and early Holocene: changes in ocean ventilation or solar forcing of climate change? *Quaternary International*, 105 (1), p. 71-76.
- van Hinsbergen D.J.J., Kouwenhoven T.J., van der Zwaan G.J., 2005. Paleobathymetry in the backstripping procedure: Correction for oxygenation effects on depth estimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 221 (3-4), p. 245-265.
- Vandenberghe J., 1995. Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews*, 14 (6), p. 631-638.
- Vannièrè B., Colombaroli D., Chapron E., Leroux A., Tinner W., Magny M., 2008. Climate versus human-driven fire regimes in Mediterranean landscapes: the Holocene record of Lago dell'Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews*, 27, p. 1181-1196.
- Vella C., 1999. *Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône*. thèse de doctorat, Université Aix-Marseille 1, 225 pp.

- Vella C., Provansal M., 2000. Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern eastern Rhône delta, France. *Marine Geology*, 170 (1-2), p. 27-39.
- Vergés J., Allué E., Angelucci D., Burjachs F., Carrancho A., Cebriá A., 2008. Los niveles neolíticos de la cueva de El Mirador (Sierra de Atapuerca, Burgos) : Nuevos datos sobre la implantación y el desarrollo de la economía agropecuaria en la Submeseta Norte, *In: Hernández M., Soler Diaz J.A., López J. (Ed.), Actas del IV Congreso del Neolítico Peninsular II*, Alicante, p. 418-427.
- Vescovi E., Ammann B., Ravazzi C., Tinner W., 2010a. A new Late-glacial and Holocene record of vegetation and fire history from Lago del Greppo, northern Apennines, Italy. *Vegetation History Archaeobotany*, 19, p. 219-233.
- Vescovi E., Kaltenrieder P., Tinner W., 2010b. Late-Glacial and Holocene vegetation history of Pavullo nel Frignano (Northern Apennines, Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 160 (1-2), p. 32-45.
- Visbeck M., Cullen H., Krahnemann G., Naik N., 1998. An ocean model's response to North Atlantic Oscillation-like wind forcing. *Geophysical Research Letters*, 25 (24), p. 4521-4524.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Brauer A., Jouzel J., Johnsen S.J., 1999. A Mid-European Decadal Isotope-Climat Record from 15,500 to 5000 Years B.P. *Science*, 284 (5420), p. 1654-1657.
- Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21 (1-3), p. 295-305.
- Wasylikowa K., Witkowski A., Walanus A., Hutorowicz A., Alexandrowicz S.W., Langer J.J., 2006. Palaeolimnology of lake Zeribar, Iran, and its climatic implications. *Quaternary Research*, 66, p. 477-493.
- Woo H.J., Oertel G.F., Kearney M.S., 1998. Distribution of pollen in surface sediments of a barrier-lagoon system, Virginia, USA. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 102 (3-4), p. 289-303.
- Xu Q., Yang X., Wu C., Meng L., Wang Z., 1996. Alluvial Pollen on the North China Plain. *Quaternary Research*, 46 (3), p. 270-280.
- Zanchetta G., Drysdale R.N., Hellstrom J.C., Fallick A.E., Isola I., Gagan M.K., Pareschi M.T., 2007. Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews*, 26 (3-4), p. 279-286.
- Zhornyak L.V., Zanchetta G., Drysdale R.N., Hellstrom J.C., Isola I., Regattieri E., Piccini L., Baneschi I., Couchoud I., 2011. Stratigraphic evidence for a "pluvial phase" between ca 8200-7100 ka from Renella cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews*, 30 (3-4), p. 409-417.
- Zhu Y., Chen F.-H., Cheng B., Zhang J.-W., Madsen D.B., 2002. Pollen assemblage features of modern water samples from the Shiyang river drainage, arid region of China. *Acta Botanica Sinica*, 44 (3), p. 367-372.
- Zilhao J., 2001. Radiocarbon evidence for maritime pioneer colonization at the origins of farming in west Mediterranean Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 98 (24), p. 14180-14185.
- Zolitschka B., 2007. Varved lake sediment, *In: Elias S.A. (Ed.), Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier, Amsterdam, p. 3105-3114.

Liste des figures

Figure 1 : Le système fluvial du Loup et de la Cagne. a) Schéma du système fluvial d'après Schumm, 1977 ; b) Les principales zones de production, de transfert et de stockage des bassins versants du Loup et de la Cagne.	18
Figure 2 : a) Les bassins versant du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes, France) b) Vue 3D des basses plaines alluviales.	23
Figure 3 : Profil altitudinal du Loup et de la Cagne.	24
Figure 4 : Géologie des bassins versants du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes, France).	25
Figure 5 : Les bioclimats des bassins versant du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes, France).	29
Figure 6 : Débits journaliers et mensuels du Loup et de la Cagne mesurés entre 1991 et 2001.	31
Figure 7 : Limites des différents étages de végétation des bassins versants du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes, France).	34
Figure 8 : Dynamisme structurel et succession végétale d'une formation riveraine (d'après Boyer 1998).	39
Figure 9 : Dynamique et succession végétale des forêts à <i>Salix</i> et <i>Populus alba</i>	42
Figure 10 : Dynamique et succession végétale des forêts riveraines à <i>Alnus glutinosa</i>	44
Figure 11 : Distribution des formations forestières des sites natura 2000 du vallon du Loup et des Préalpes de Grasses.	47
Figure 12 : Impact de l'oscillation nord Atlantique en Europe occidentale. A) Cartes simplifiées de géopotential à 500 hPa, d'après Visbeck <i>et al.</i> (1998) ; B) Indices de la NAO mesurés à partir des mois d'hiver (décembre, janvier et février) entre 1864 et 2012, données disponibles en ligne (http://climatedataguide.ucar.edu).	53
Figure 13 : Localisation des séquences paléoclimatiques holocènes (Europe et Atlantique Nord) citées dans cette étude.	56
Figure 14 : Comparaison des données paléoclimatiques de l'Atlantique Nord et de l'Europe centrale. Mise en évidence des phases de refroidissement de la première moitié de l'Holocène.	59
Figure 15 : Comparaison des données paléo-écologiques et paléo-hydrologiques du bassin Nord Ouest de la Méditerranée. Mise en évidence des phases plus humides de la première moitié de l'Holocène.	63
Figure 16 : Localisation des principales analyses polliniques de l'Holocène ancien citées dans cette étude.	70
Figure 17 : Le sapin (<i>Abies alba</i>) et le hêtre (<i>Fagus sylvatica</i>) dans les séquences polliniques du Sud de la France et du Nord de l'Italie, entre 8000 et 3700 cal. BCE.	75
Figure 18 : Le chêne pubescent (<i>Quercus pubescens</i>) et la végétation méditerranéenne (<i>Quercus ilex</i> et <i>Erica arborea</i>) dans les séquences polliniques du Sud de la France et du Nord de l'Italie entre 8000 et 3700 cal. BCE.	76
Figure 19 : Analyses statistiques des correspondances des spectres polliniques attribués à la chronoculture du Sauveterrien final.	78
Figure 20 : L'aulne (<i>Alnus</i> sp.) dans les séquences polliniques du Sud de la France et du Nord de l'Italie entre 8000 et 3700 cal. BCE.	81
Figure 21 : Analyse statistique des correspondances des spectres polliniques attribués à la chronoculture du Castelnovien.	84
Figure 22 : Chronologie des sites du Néolithique ancien dans le Nord-Ouest de la Méditerranée réalisée à partir des âges radiochronologiques obtenus sur les graines de céréales cultivées. .	87
Figure 23 : Densité de probabilité des âges radiochronologiques obtenus sur des graines de céréales entre 6000 et 4800 cal. BCE.	90
Figure 24 : Le type <i>Cerealia</i> ou les <i>Poaceae</i> > à 40 µm dans les séquences polliniques du Sud de la France et du Nord de l'Italie entre 8000 et 3700 cal. BCE.	92
Figure 25 : Analyse statistique des correspondances des spectres polliniques attribués à la chronoculture du Néolithique ancien.	95

Figure 26 : Analyse statistique des correspondances des spectres polliniques attribués à la chronoculture du Néolithique moyen.	102
Figure 27 : Contexte sédimentaire des bassins avals du Loup et de la Cagne et localisation des sondages géotechniques du BRGM dans les plaines alluviales.....	105
Figure 28 : Modèle simplifié de mise en place d'un système à terrasse alluviale étagée.....	107
Figure 29 : Profil géologique des plaines alluviales du Loup et de la Cagne.....	108
Figure 30 : Les milieux sédimentaires d'une plaine alluviale : 1 : Chenal actif ; 2 : Levée de berge ; 3 : Zone de bas fond ; 4 : Plaine d'inondation ; 5 : berge de convexité ; 6 : sol alluvial hydromorphe, 7 : bras mort	110
Figure 31 : Modèle de stratigraphie séquentielle modifié d'après Christie-Blick et Driscoll (1995).	112
Figure 32 : Les différents étages du milieu marin, en zone littorale méditerranéenne.....	116
Figure 33 : Modèle prédictif de la remontée marine postglaciaire dans le Sud de la France et le Nord-Ouest de l'Italie, d'après les prédictions glacio-hydro-isostatiques (Lambeck <i>et al.</i> , 2011 ; Lambeck et Purcell, 2005).....	123
Figure 34 : Carte de localisation des sites mentionnés dans cette étude relatifs aux niveaux marins postglaciaires observés dans le bassin Nord-Ouest de la Méditerranée.	125
Figure 35 : Comparaison des niveaux marins holocènes observés avec le modèle prédictif de Lambeck <i>et al.</i> (2004).	127
Figure 36 : Profil géologique de la plaine alluviale de la Cagne à partir des sondages géotechniques du BRGM, de Fondasol et Sobesol.	133
Figure 37 : Profil géologique n°1 de la plaine alluviale du Loup réalisé à partir des sondages géotechniques du BRGM.	136
Figure 38 : Profil géologique n°2 de la plaine alluviale du Loup réalisé à partir des sondages géotechniques de l'opération géoarchéologique de sensibilité Antibes/Nice (Berger, 2005).	140
Figure 39 : Localisation des sondages du Loup (L.1) et de la Cagne (C.1) ; Alpes-Maritimes, France.	143
Figure 40 : Modèles âge / profondeur réalisés sur la séquence de la Cagne (Alpes-Maritimes) par interpolation linéaire et lissage (« spline ») ; modèles réalisés sur le logiciel R (package Clam).	147
Figure 41 : Modèle âge / profondeur réalisé sur la séquence C1 de la Cagne (Alpes-Maritimes) fondée sur la méthode bayésienne ; modèle réalisé sur le logiciel OxCal 4.1.....	149
Figure 42 : Diagramme stratigraphique de l'analyse des ostracodes de la séquence sédimentaire de la Cagne (C.1, Alpes-Maritimes). Analyses S. Bonnet.	152
Figure 43 : Diagramme carpologique du sondage C.1 de la Cagne (Alpes-Maritimes). Analyse L. Bouby.	160
Figure 44 : La qualité de l'eau de la lagune de la Cagne à travers les données faunistiques et carpologiques.....	162
Figure 45 : Détermination des principaux environnements sédimentaires du sondage C.1 de la Cagne, à partir des données faunistiques et végétales. M. F-L. : milieu fluvio-lagunaire.....	164
Figure 46 : Les milieux environnementaux côtiers de la Cagne et la remontée holocène du niveau marin.....	166
Figure 47 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 25.20 et 23.75 mètres de profondeur.	169
Figure 48 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 23.80 et 23.60 mètres de profondeur.	170
Figure 49 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 23.75 et 20.90 mètres de profondeur.	173
Figure 50 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 20.90 et 18.20 mètres de profondeur.	175
Figure 51 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 18.20 et 15.20 mètres de profondeur.	177
Figure 52 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 15.20 et 13.70 mètres de profondeur.	179
Figure 53 : Les milieux de sédimentation du sondage C.1 de la Cagne, entre 13.70 et 10.70 mètres de profondeur.	181

Figure 54 : Modèles âge / profondeur réalisés sur la séquence du Loup (Alpes-Maritimes) par interpolation linéaire et lissage (« spline ») ; modèles réalisés sur le logiciel R (package Clam).	185
Figure 55 : Modèle âge / profondeur réalisé sur la séquence du Loup (Alpes-Maritimes) basé sur la méthode bayésienne ; modèle réalisé sur le logiciel OxCal 4.1.	187
Figure 56 : Les milieux environnementaux côtiers du Loup et la remontée holocène du niveau marin.	190
Figure 57 : Les milieux de sédimentation du sondage L.1 du Loup, entre 22.80 et 20.00 mètres de profondeur.	193
Figure 58 : Exemples de sections laminés et micro-laminés de la séquence du Loup entre 21.30 et 20.30 mètres de profondeur.	195
Figure 59 : Les milieux de sédimentation du sondage L.1 du Loup, entre 20.00 et 17.00 mètres de profondeur.	197
Figure 60 : Les milieux de sédimentation du sondage L.1 du Loup, entre 16.80 et 14.00 mètres de profondeur.	199
Figure 61 : Les milieux de sédimentation du sondage L.1 du Loup, entre 14.00 et 12.50 mètres de profondeur.	202
Figure 62 : Méthode de comptage et de mesure de l'épaisseur des lamines sédimentaires.	204
Figure 63 : Nombre et épaisseur des lamines des sections C23 et C22 et C21 de la séquence C1 de la Cagne. Les âges calibrés situés aux extrémités des sections sont issus du modèle âge / profondeur. * âges calibrés à 2 sigmas obtenus sur la lamine n° 38 de la section C21.	206
Figure 64 : Nombre et épaisseur des lamines des sections C26 et C25 de la séquence C1 de la Cagne.	207
Figure 65 : Description macroscopique et processus dépositionnels des varves biochimiques (cycle du fer) et organo-détritiques des sections de la Cagne (C.22 et C.28). Mise en correspondance de la rythmicité des dépôts varvés avec les précipitations mensuelles moyennes de Nice (entre 1971 et 2000).	209
Figure 66 : Origine des apports polliniques en plaine alluviale.	212
Figure 67 : Les principaux facteurs contrôlant le flux pollinique fluvial.	217
Figure 68 : Le bassin versant de la Cagne, sa couverture végétale (sources Natura 2000 et IFN) et la localisation des sites d'échantillonnage de l'eau.	223
Figure 69 : Analyse du transport pollinique fluvial dans le bassin versant de la Cagne (Alpes-Maritimes)	227
Figure 70 : Distribution des formations végétales locales (source Natura 2000 et IFN) autour des sites d'échantillonnage d'eau de surface de la Cagne.	230
Figure 71 : Stratégie d'échantillonnage des eaux de la Cagne pour la définition du rôle des crues dans le transport pollinique fluvial.	231
Figure 72 : Les spectres polliniques saisonniers enregistrés dans les sédiments remis en suspension artificiellement sur le site C1 du bassin versant de la Cagne.	233
Figure 73 : Le spectre pollinique annuel enregistré dans les sédiments remis en suspension artificiellement sur le site C1 du bassin versant de la Cagne. Les résultats sont exprimés en pourcentage relatif.	234
Figure 74 : Le spectre pollinique enregistré dans des limons de crues prélevés sur le site C1 du bassin versant de la Cagne le 22/02/2009. Les résultats sont exprimés en pourcentage relatif.	234
Figure 75 : Le spectre pollinique enregistré dans les sédiments de versant et berge remobilisés dans les eaux de surface de la Cagne au cours d'un épisode de pluie. Echantillon prélevé le 05/06/2008 sur le site C4 du bassin versant de la Cagne.	235
Figure 76 : Couverture végétale locale de la station C1 (bassin versant de la Cagne). Carte d'après l'inventaire forestier de l'institut national de l'information géographique et forestière (http://inventaire-forestier.ign.fr/spip/).	239
Figure 77 : Comparaison des spectres polliniques fluviaux de la Cagne (prélèvements des mois de mai et août 2008) avec les principales formations végétales locales et leurs taxons polliniques associés.	240
Figure 78 : Les spectres polliniques fluviaux actuels de la Cagne. Enregistrements des sites C2 et C3 au cours d'une journée de pluie (05/11/2008).	241

Figure 79 : La couverture végétale locale de la station C2 (bassin versant de la Cagne). Carte d'après l'inventaire forestier de l'institut national de l'information géographique et forestière (http://inventaire-forestier.ign.fr/spip/).....	242
Figure 80 : La couverture végétale locale de la station C3 (bassin versant de la Cagne). Carte d'après l'inventaire forestier de l'institut national de l'information géographique et forestière (http://inventaire-forestier.ign.fr/spip/).....	243
Figure 81 : Comparaison des spectres polliniques fluviatiles actuels de la Cagne (prélèvements des mois d'avril et juin 2009) avec les principales formations végétales locales et leurs taxons polliniques associés.	245
Figure 82 : Les spectres polliniques des lamines organo-détritiques du Loup (section L.10).	255
Figure 83 : Comparaison des concentrations polliniques absolues (grains de pollen par gramme de sédiment) au sein des lamines de la section L.10 du Loup.....	256
Figure 84 : La vigne (<i>Vitis vinifera</i> subsp. <i>sylvestris</i>) et le lierre (<i>Hedera helix</i>) : marqueurs de saisonnalité des dépôts laminés du Loup et de la Cagne.	258
Figure 85 : Critères morphologiques de détermination des types polliniques <i>Triticum</i> , <i>Avena</i> et <i>Hordeum</i> . D'après Beug (2004).	260
Figure 86 : les caractéristiques morphologiques de quelques grains de pollen fossiles du type <i>Cerealia</i> du sondage C.1 de la Cagne (Alpes-Martimes).	262
Figure 87 : Diagramme pollinique du carottage C.1 du bassin versant de la Cagne (Alpes-Maritimes ; +7 mètres NGF).....	265
Figure 88 : Diagramme pollinique simplifié des zones Cg.1 et Cg.2 du bassin versant de la Cagne.	268
Figure 89 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Cg.3 du bassin versant de la Cagne.	270
Figure 90 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Cg.4 du bassin versant de la Cagne.	274
Figure 91 : Comparaison des spectres polliniques de la ripisylve de la zone Cg.4 avec l'épaisseur des varves sédimentaires. Ripisylve = aulne + saule + frêne.....	275
Figure 92 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Cg.5 du bassin versant de la Cagne.	278
Figure 93 : diagramme pollinique simplifié de la zone Cg.6 du bassin versant de la Cagne. * : les âges ont été obtenus grâce au modèle âge/profondeur.	280
Figure 94 : Comparaison des milieux sédimentaires et végétaux de la zone Cg.6 avec les vitesses de remontée marine établi par Lambeck <i>e. al.</i> (2011). Carpologie (Bouby, inédit).....	281
Figure 95 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Cg.6 et Cg.7 du bassin versant de la Cagne.	282
Figure 96 : Comparaison des données polliniques et carpologiques (Bouby, inédit) des zones Cg.6 et Cg.7 du sondage de la Cagne (entre 16.40 et 10.70 mètres) : évolution des environnements végétaux locaux.	284
Figure 97 : Diagramme pollinique du carottage L.1 du bassin versant de lu Loup (Alpes-Maritimes ; +5 mètres NGF).....	290
Figure 98 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Lp.1 du bassin versant du Loup.....	292
Figure 99 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Lp.2 du bassin versant du Loup.....	295
Figure 100 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Lp.3 du bassin versant du Loup.....	298
Figure 101 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Lp.4 du bassin versant du Loup.....	300
Figure 102 : Diagramme pollinique simplifié de la zone Lp.5 du bassin versant du Loup.....	302
Figure 103 : Diagramme pollinique synthétique des deux sondages du Loup et de la Cagne.	304
Figure 104 : Evolution de la chênaie caducifoliée et sclérophylle du Loup et de la Cagne dans la première moitié de l'Holocène par rapport à l'histoire régionale de la végétation littorale dans le quart nord-ouest de la Méditerranée.	306
Figure 105 : Présentation des unités dynamiques et des facteurs endogènes et exogènes de contrôle d'une forêt riveraine.	311
Figure 106 : Phases d'expansion du sapin (<i>Abies alba</i>) au cours de la première moitié de l'Holocène dans le quart nord-ouest de la Méditerranée.....	314
Figure 107 : Diagrammes polliniques d'anthropisation des plaines du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes).	317
Figure 108 : Les marqueurs paléobotaniques relatifs à la dynamique paléohydrologique du Loup et de la Cagne. Les bandes grises dans la frise chronologique représentent le cumul des signaux (Cagne + Loup)	328

Figure 109 : Localisation des conglomérats andésitiques du massif de Biot par rapport aux plaines du Loup et de la Cagne (Alpes-Maritimes).	330
Figure 110 : Définition d'un indice d'humidité estivale pour la première moitié de l'Holocène dans le Sud-Est de la France, établi à partir des valeurs polliniques du sapin et de la bruyère arborescente.	332
Figure 111 : Les conditions d'humidité estivales dans le Quart Nord-Ouest de la Méditerranée entre 7000 et 3600 cal. BCE. Le Loup et La Cagne (traités dans cette étude) ; La Brague (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) ; Accesa (Finsinger <i>et al.</i> , 2010).	334
Figure 112 : Comparaison des valeurs de l'aulne dans les plaines de Rapallo en Ligurie (Bellini <i>et al.</i> , 2009), du Loup, de la Cagne et de la Brague (Nicol-Pichard et Dubar, 1998) dans les Alpes-Maritimes au cours de la première moitié de l'Holocène.	336
Figure 113 : Comparaison des modèles âge/profondeur des séquences de la Brague (Nicol-Pichard et Dubar, 1998), du Loup, de la Cagne et de la Plaine de Rapallo (Bellini <i>et al.</i> , 2009). Mise en évidence des profondeurs auxquelles l'aulne apparaît en relation avec le niveau marin relatif d'après Lambeck <i>et al.</i> (2011).	338
Figure 114 : Chronologie de l'apparition de l'aulnaie marécageuse au sein du modèle de stratigraphie séquentielle modifié d'après Christie-Blick et Driscoll (1995).	340
Figure 115 : Morphologie des plaines du Loup et de la Cagne au cours du Néolithique ancien.	342
Figure 116 : Distribution des sites archéologiques majeurs du Néolithique ancien et moyen dans les bassins versant du Loup et de la Cagne et dans la région.	345
Figure 117 : La néolithisation du quart Nord-Ouest de la Méditerranée et l'apparition des grains de pollen du type <i>Cerealia</i> dans les sondages du Loup et de la Cagne.	350

Liste des tableaux

Tableau 1 : Liste des datations par le radiocarbone effectuées sur les graines de céréales cultivées prélevées sur les sites du Néolithique ancien dans le Nord-Ouest de la Méditerranée.....	89
Tableau 2 : Datations par le radiocarbone du sondage C.1 et OCA 3-212995 prélevés dans le vallon de la Cagne (Alpes-Maritimes, France).	145
Tableau 3 : Assemblages écologiques de l'ostracofaune du sondage C.1 de la Cagne (Alpes-Maritimes).	151
Tableau 4 : Assemblages écologiques des restes carpologiques du sondage C.1 de la Cagne (Alpes-Maritimes).	158
Tableau 5 : Les datations par le radiocarbone du sondage L.1 prélevé dans le vallon du Loup (Alpes-Maritimes).	183
Tableau 6 : Comparaison du nombre de lamines par section (C.21, C.22, C.23, C.25 et C.26) avec le modèle âge / profondeur.....	208
Tableau 7 : Les habitats floristiques de la haute vallée de la Cagne et leurs principaux taxons polliniques associés.	225
Tableau 8 : Comparaison des PPE (estimation de la production pollinique) du sapin (<i>Abies alba</i>) et du pin sylvestre (<i>Pinus sylvestris</i>). Les PPE ont été calculées à partir d'échantillons lacustres du plateau suisse (Soepboer <i>et al.</i> , 2007).	248
Tableau 9 : Vitesses de chute des grains de pollen de 16 taxa polliniques (vitesse exprimée en mètre par seconde).....	249
Tableau 10 : Moyennes des PPE (Estimation de la Production Pollinique) du pin et du sapin obtenues sur l'ensemble des sites européens traités dans la bibliographie. D'après (Mazier <i>et al.</i> , 2012).	249
Tableau 11 : Liste des mesures morphométrique réalisées sur 52 grains de pollen de <i>Poaceae</i> associés au type <i>Cerealia</i>	261
Tableau 12 : Définition des marqueurs paléobotaniques en milieu continental fluvial relatifs à la dynamique paléohydrologique du Loup et de la Cagne.	324
Tableau 13 : Définition des marqueurs paléobotaniques en milieu lagunaire relatifs à la dynamique paléohydrologique du Loup et de la Cagne.	325
Tableau 14 : Liste des sites du Néolithique ancien et moyen des bassins versants du Loup et de la Cagne et du Sud-Est de la France (localisés sur la carte de la figure 116.	346

Dynamique de la végétation alluviale côtière dans le Sud-Est de la France (bassins versants du Loup et de la Cagne, Alpes-Maritimes) au cours de la première moitié de l'Holocène

Résumé :

Au cours de la première moitié de l'Holocène les conditions climatiques, eustatiques et anthropiques connaissent de nombreuses et importantes modifications. Parmi celles-ci, les données régionales relatives au quart nord-ouest du bassin méditerranéen révèlent plusieurs variations pluriscallaires et significatives des conditions d'humidité ainsi que des températures. Parallèlement, la hausse du niveau marin enregistre des vitesses très élevées et la région de l'arc Liguro-Provençal voit l'installation des premières communautés agro-pastorales de la culture « Impressa », en l'occurrence dès le début du 6^{ème} millénaire cal. BCE. Afin de qualifier la réponse de la végétation alluviale côtière, entre la fin du 8^{ème} et le 5^{ème} millénaire, face à l'évolution de ces conditions, l'analyse pollinique à haute résolution de deux séquences sédimentaires alluviales (bassin du Loup et de la Cagne) a été réalisée. Grâce à une approche pluridisciplinaire (carpologie, ostracologie, sédimentologie...) et méthodologique inédite (analyse du transport pollinique fluvial) les résultats montrent une évolution précise des écosystèmes végétaux côtiers et alluviaux. Au sein de cette évolution, la remontée du niveau marin joue un rôle fondamental comme en témoigne l'expansion littorale des aulnaies marécageuses. Le forçage climatique joue également un rôle important. Les étés plus humides du 6^{ème} millénaire participe à la diffusion du sapin à basse altitude, alors que l'augmentation de la fréquence des sécheresses estivales enregistrées à partir du 5^{ème} millénaire favorise le développement d'une végétation sclérophylle à bruyère arborescente. La néolithisation de la région participe également au façonnage des paysages littoraux. La récurrence du type pollinique *Cerealia* (gr. *Hordeum*) dès les premières décennies du 6^{ème} millénaire atteste de l'importance des plaines alluviales côtières dans l'économie de production des premiers groupes néolithiques.

Mots clés : palynologie, littoral méditerranéen, Néolithique, niveaux marins postglaciaires, variations climatiques

Vegetation dynamics in the Mediterranean coastal plains (Loup and Cagne basin, Southeastern France) during the early to mid Holocene

Abstract:

This study investigates the impact of climate and sea level changes and the anthropogenic perturbations on the alluvial vegetation in the Mediterranean French coastal plains during the early to mid Holocene. Between 7000 and 3700 BCE, the combination of different type of regional proxy records reveal significant changes in the humid conditions and temperatures. These records also reveal rapid sea level changes and the first Neolithic settlement (5800 caL. BCE) in Southeastern France (« Impressed ware culture »). High resolution pollen data from two cores sampled in the alluvial plains of the Cagne and the Loup Rivers enable to study the vegetation responses to these changes. This study employed a pluridisciplinary approach (carpology, study of ostracods, sedimentology...) and developed a new methodology for the assessment of the fluvial pollen transport. The results reveal a significant connection between the vegetation structure from the coastal area and the sea level changes. This relationship explains the alder expansion in the swamp area. Moreover the results also reveal the effects of the humid summer conditions on the vegetation dynamics and explain the spruce expansion during the sixth millennium BCE as well as the expansion of the sclerophyllous vegetation during the fifth millennium BCE. The impact of the Neolithic agriculture on the alluvial land cover started with the first decades of the sixth millennium BCE. Thanks to the frequencies of the pollen grains of cereals (*Hordeum* gr.) and the pollen evidence of forest decline between 6000 and 3700 BCE, the results show the significance of the Mediterranean coastal area in the Neolithic economy.

Key words : palynology, Mediterranean coast, Neolithic, postglacial sea level changes, climatic variations

Dynamique de la végétation alluviale côtière dans le Sud-Est de la France (bassins versants du Loup et de la Cagne, Alpes-Maritimes) au cours de la première moitié de l'Holocène

Résumé :

Au cours de la première moitié de l'Holocène les conditions climatiques, eustatiques et anthropiques connaissent de nombreuses et importantes modifications. Parmi celles-ci, les données régionales relatives au quart nord-ouest du bassin méditerranéen révèlent plusieurs variations pluri-scalaires et significatives des conditions d'humidité ainsi que des températures. Parallèlement, la hausse du niveau marin enregistre des vitesses très élevées et la région de l'arc Liguro-Provençal voit l'installation des premières communautés agro-pastorales de la culture « Impressa », en l'occurrence dès le début du 6^{ème} millénaire cal. BCE. Afin de qualifier la réponse de la végétation alluviale côtière, entre la fin du 8^{ème} et le 5^{ème} millénaire, face à l'évolution de ces conditions, l'analyse pollinique à haute résolution de deux séquences sédimentaires alluviales (bassin du Loup et de la Cagne) a été réalisée. Grâce à une approche pluridisciplinaire (carpologie, ostracologie, sédimentologie...) et méthodologique inédite (analyse du transport pollinique fluvial) les résultats montrent une évolution précise des écosystèmes végétaux côtiers et alluviaux. Au sein de cette évolution, la remontée du niveau marin joue un rôle fondamental comme en témoigne l'expansion littorale des aulnaies marécageuses. Le forçage climatique joue également un rôle important. Les étés plus humides du 6^{ème} millénaire participe à la diffusion du sapin à basse altitude, alors que l'augmentation de la fréquence des sécheresses estivales enregistrées à partir du 5^{ème} millénaire favorise le développement d'une végétation sclérophylle à bruyère arborescente. La néolithisation de la région participe également au façonnage des paysages littoraux. La récurrence du type pollinique *Cerealia* (gr. *Hordeum*) dès les premières décennies du 6^{ème} millénaire atteste de l'importance des plaines alluviales côtières dans l'économie de production des premiers groupes néolithiques.

Mots clés : palynologie, littoral méditerranéen, Néolithique, niveaux marins postglaciaires, variations climatiques

Vegetation dynamics in the Mediterranean coastal plains (Loup and Cagne basin, Southeastern France) during the early to mid Holocene

Abstract:

This study investigates the impact of climate and sea level changes and the anthropogenic perturbations on the alluvial vegetation in the Mediterranean French coastal plains during the early to mid Holocene. Between 7000 and 3700 BCE, the combination of different type of regional proxy records reveal significant changes in the humid conditions and temperatures. These records also reveal rapid sea level changes and the first Neolithic settlement (5800 caL. BCE) in Southeastern France (« Impressed ware culture »). High resolution pollen data from two cores sampled in the alluvial plains of the Cagne and the Loup Rivers enable to study the vegetation responses to these changes. This study employed a pluridisciplinary approach (carpology, study of ostracods, sedimentology...) and developed a new methodology for the assessment of the fluvial pollen transport. The results reveal a significant connection between the vegetation structure from the coastal area and the sea level changes. This relationship explains the alder expansion in the swamp area. Moreover the results also reveal the effects of the humid summer conditions on the vegetation dynamics and explain the spruce expansion during the sixth millennium BCE as well as the expansion of the sclerophyllous vegetation during the fifth millennium BCE. The impact of the Neolithic agriculture on the alluvial land cover started with the first decades of the sixth millennium BCE. Thanks to the frequencies of the pollen grains of cereals (*Hordeum* gr.) and the pollen evidence of forest decline between 6000 and 3700 BCE, the results show the significance of the Mediterranean coastal area in the Neolithic economy.

Key words : palynology, Mediterranean coast, Neolithic, postglacial sea level changes, climatic variations