Quaternaire, **21**, (1), *2010*, p. 27-41

DYNAMIQUES FLUVIALES EN BASSE VALLÉE DU VIDOURLE AU COURS DES SIX DERNIERS SIÈCLES : CONFRONTATION DES DONNÉES PÉDOSÉDIMENTAIRES À HAUTE RÉSOLUTION TEMPORELLE À L'ANALYSE FRÉQUENTIELLE DES CRUES HISTORIQUES

Jean-François BERGER[1], Philippe BLANCHEMANCHE[2], Christelle REYNÈS[3] & Pierre SABATIER[4]

RÉSUMÉ

L'histoire paléohydrologique du delta du Vidourle au cours du dernier millénaire est examinée par l'étude comparative de deux types de proxies : les archives sédimentaires et les séries temporelles de crues historiques. L'analyse de la rythmicité des crues du Vidourle repose sur une étude micromorphologique à haute résolution des 3 m supérieurs de la carotte du Lièvre, localisée dans l'axe de l'embouchure moderne du Vidourle dans l'étang de Mauguio (Hérault). La vitesse de sédimentation est établie par 7 datations au carbone 14. Le modèle âge-profondeur illustre une rupture dans le taux de sédimentation un peu après l'An Mil et une nette accélération de la sédimentation à partir du XVII[e] s. Les tests de stationnarité réalisés montrent que la série de crues toutes classes confondues n'obéit pas à une distribution homogène. Aussi bien pour le Vidourle que pour l'ensemble des fleuves côtiers du bas Languedoc oriental pris en compte, une phase très active d'un siècle environ de 1680 à 1780 est caractérisée par la recrudescence des épisodes « extraordinaires » et « catastrophiques ». Elle met en évidence la variabilité cyclique de la composante hydro-climatique. Même si le forçage sédimentaire lié à la proximité du carottage par rapport au front du delta perturbe le signal, il est possible pour le dernier millénaire de restituer des phases d'hydrologie abondante responsables de crues de haute énergie et de les replacer dans le contexte des mises en valeur et des variations climatiques dans le nord-ouest du bassin méditerranéen au cours du dernier millénaire.

Mots-clés : bas Languedoc, Vidourle, Petit Âge Glaciaire, sédimentation, micromorphologie, paléohydrologie, crue, analyse fréquentielle.

ABSTRACT

FLUVIAL DYNAMICS IN VIDOURLE LOWER FLOOD PLAIN DURING THE LAST SIX CENTURIES: COMPARISON OF HIGH TEMPORAL RESOLUTION PEDOSEDIMENTARY DATA WITH STATIONARITY ANALYSIS OF HISTORICAL FLOODS

The palaeohydrological history of the lower flood plain of the Vidourle River during the Little Ice Age has been carried out by comparing two kinds of proxies: sedimentary archives and attested historical floods. The Vidourle flood frequency has been established after the micromorphological study, at a high resolution, of the upper three meters of the Lièvre core, sampled near the Vidourle River mouth, in the Mauguio coastal lagoon. Seven ^{14}C dates enabled us to estimate the velocity of fluvial deposition. The age-deep modeling shows a change in the deposition rate after 1000 AD and its increase since the seventeenth century. Stationary analysis exhibits a non-homogeneous behavior for all classes of floods. For the Vidourle River, like for all coastal rivers of the eastern Languedoc, "extraordinary" and catastrophic floods increased from 1680 to 1780 A.D. They reveal a cyclic variability of hydroclimatic factors even the proximity of the delta front can disturb the signal. It is possible to identify numerous hydrological periods responsible of high energy floods and replace them in the context of human activity and climatic fluctuations of the North-Western Mediterranean basin during the last millennium.

Keys-words: lower Languedoc, Vidourle, Little Ice Age, fluvial deposits, micromorphology, palaeohydrology, flood, stationary analysis.

1 - INTRODUCTION

Les études géoarchéologiques réalisées sur les plaines deltaïques du bas Languedoc méditerranéen mettent en évidence depuis le second Holocène des cinétiques hydro-sédimentaires sensiblement désynchronisées, liées à l'importance de leurs bassins versants respectifs mais aussi à la densité du peuplement, et ce dans des conditions hydro-climatiques quasi similaires (Blanchemanche *et al.,* 2003).

Ces deltas situés à l'aval d'hydrosystèmes relativement courts (quelques dizaines de km de long) présentent une réponse quasi instantanée aux événements hydrométéorologiques. L'étude des séquences sédimentaires souvent très dilatées, notamment dans les lobes progradants, met en évidence des phases d'accélération et de ralentissement des processus d'accrétion, variables dans l'espace.

Le rôle de la composante hydrologique naturelle sous contrôle météorologique et climatique est indéniable et

[1] CEPAM, CNRS UMR 6130, Valbonne. Courriel : berger@cepam.cnrs.fr
[2] Archéologie des sociétés méditerranéennes, CNRS UMR 5140, 34970 Lattes. Courriel : philippe.blanchemanche@montp.cnrs.fr
[3] Laboratoire de Physique industrielle et traitement de l'information, EA2415 faculté de Pharmacie, UM1, Montpellier. Courriel : creynes@univ-montp1.fr
[4] Géosciences UMII, CNRS UMR5243, Montpellier. Courriel : pierre.sabatier@gm.univ-montp2.fr

Manuscrit reçu le 01/09/2008, accepté le 15/06/2009

fondamental, mais sa variabilité propre doit être associée à des interactions multiples et emboîtées avec les données géomorphologiques (réajustements morphodynamiques selon la pente, la lithologie, adaptation du débit et de la charge solide…) et sociétales (aménagements hydrauliques, endiguement, etc.). En d'autres termes les accrétions sédimentaires observées sont multi-corrélées, 1) à la variable hydroclimatique, 2) aux réajustements du bassin versant, 3) aux activités agricoles (périodes d'extension des espaces cultivés et/ou pâturés, ou inversement phases de déprise), 4) aux aménagements des lits fluviaux eux-mêmes (Bravard, 2004).

Les études sur les crues historiques se sont multipliées ces dernières années, appuyées en particulier sur l'acquisition de séries temporelles au cours des 6 ou 7 derniers siècles (Barriendos *et al*., 2003 ; Benito *et al*., 2003 ; Lang *et al*., 1999 ; Brazdil *et al*., 1999 ; Pichard, 1995). D'autres, moins fréquentes, ont mis en parallèle les données chronostratigraphiques observées avec l'analyse des séries de crues anciennes, sur le bassin de l'Ardèche ou dans la péninsule ibérique sans atteindre une résolution infra-décennale (Sheffer *et al*., 2003 ; Benito *et al*., 2008). Une approche méthodologique similaire a été mise en œuvre pour les paléotempêtes en Méditerranée occidentale (Sabatier *et al*., 2008).

Nous proposons dans cet article de comparer la chronostratigraphie observée dans la basse vallée du Vidourle avec les fluctuations de son activité hydrologique et celles des fleuves côtiers du bas Languedoc oriental au cours des six derniers siècles afin de restituer les phases d'hydrologie abondante, responsables de crues de haute énergie. Ce travail s'inscrit dans un programme visant à expliquer l'accroissement de la fréquence des phénomènes hydrologiques extrêmes. Est-il lié à la variabilité naturelle du climat ou à une combinaison de deux facteurs : la fragilisation anthropique des paysages et la variable hydroclimatique ? Pour cela il nous faut (1) identifier et estimer la récurrence des événements extrêmes (crues) qui ont affecté la partie occidentale du bassin méditerranéen au cours de l'Holocène, (2) savoir si les phénomènes extrêmes s'inscrivent ou non dans l'évolution lente du climat passé et récent, (3) éclairer la relation vulnérabilité sociale et événements extrêmes à partir des sources de données historiques sur le peuplement.

2 - LE CADRE GÉOGRAPHIQUE

Fleuve côtier à régime méditerranéen, le Vidourle parcourt 96 km depuis les Cévennes granitiques où il prend sa source à 937 m d'altitude jusqu'à la Méditerranée, et draine un bassin versant de 798 km² (fig. 1). Celui-ci est doté d'un réseau hydrographique très dense dans son cours moyen. Le fleuve traverse des terrains de nature géologique différente qui déterminent un fonctionnement hydraulique complexe : après un cours torrentiel en contexte granitique et métamorphique à très forte pente, il traverse des formations karstiques pour couler ensuite dans une vallée constituée de massifs

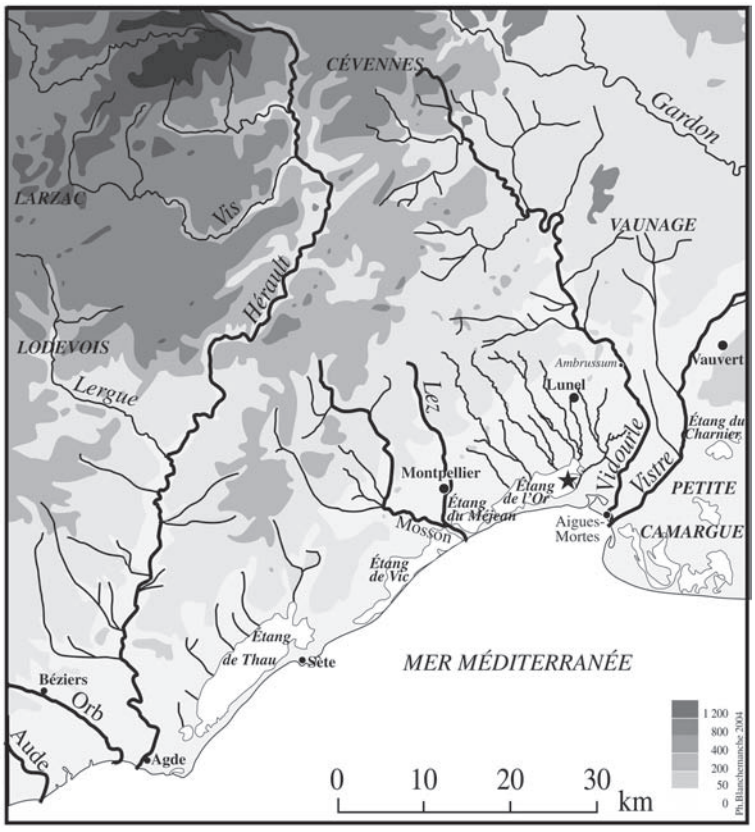


Fig. 1 : Les fleuves côtiers du bas Languedoc oriental.
★ : sondage du Lièvre réalisé à proximité de l'ancienne embouchure du Vidourle dans l'étang de l'Or.
Fig. 1: The coastal rivers of the oriental low Languedoc. ★ : the Lièvre core, near the old mouth of Vidourle river in the Or lagoon.

calcaires, entrecoupée de dépressions alluvionnaires, avant de rejoindre la mer en traversant une vaste plaine deltaïque de 131 km^2. Celle-ci s'est construite depuis l'Holocène moyen, en étroite interaction avec celle du Vistre, fleuve de 46 km prenant sa source au nord-est de Nîmes.

Les cumuls de précipitations orageuses sur le sud-est du Massif Central sont favorisés d'une part, par une situation synoptique de blocage, d'autre part, par la topographie du bassin. Le plus généralement, ils sont dus à des systèmes convectifs de méso-échelle quasi-stationnaires ou parfois à des perturbations frontales stationnant plusieurs jours sur la région, la masse d'air froid venue du nord surmontant une masse d'air chaud et humide provenant de la mer Méditerranée (Anquetin *et al*., 2005). Ils dépassent souvent les 200 mm en 24 heures, assortis localement de paroxysmes journaliers supérieurs à 350 mm. Associées, l'intensité démesurée des averses et des pentes particulièrement fortes provoquent l'apparition de crues éclair (flash floods). Les débits de crues décennaux du Vidourle atteignent alors 2 000 m^3/s et sont réduits à 900 m^3/s depuis la construction des barrages-écrêteurs et de déversoirs au pied des Cévennes.

Néanmoins les processus de ruissellement et leur traduction en termes d'aggradation de la plaine deltaïque sont influencés par l'intensité des défrichements et des mises en culture à une époque donnée. La première moitié du XVII^e s. est marquée en Languedoc oriental par une extension importante du vignoble, alors que la fin de ce siècle et le début du XVIII^e s. correspondent à une phase de déprise agricole avec un accroissement notable des biens abandonnés et donc des friches (Le Roy Ladurie, 1966).

Au contact des lagunes côtières, les entreprises d'assèchement des marais (par drainage ou comblement volontaire) se multiplient à partir des années 1745 en modifiant profondément les réseaux d'écoulement des eaux superficielles. Les formes les plus anciennes d'aménagement du cours d'eau lui-même datent de l'époque romaine et ont été mises en évidence sur le quartier bas de l'oppidum d'Ambrussum (Berger *et al*., 2004 ; Fiches, 2007). Les premières mentions d'endiguement dans sa basse plaine remontent au XIV^e s. et avaient pour but de protéger les communes riveraines de Lunel, Marsillargues et Saint-Laurent d'Aigouze particulièrement exposées (fig. 1 & 2). D'abord localisés aux secteurs les plus vulnérables, ces travaux sont généralisés au cours des siècles suivants et font l'objet de travaux de réfection et de consolidation au rythme des dégâts occasionnés par les crues. Ces digues, construites avec les matériaux sablo-limoneux non compactés trouvés sur place, sont très perméables et fragiles. Ce n'est qu'au cours des années 1825-1828, que le Vidourle qui se jetait jusqu'alors dans l'étang de l'Or (ou de Mauguio), sera raccordé directement à la mer à proximité d'Aigues-Mortes (fig. 3).

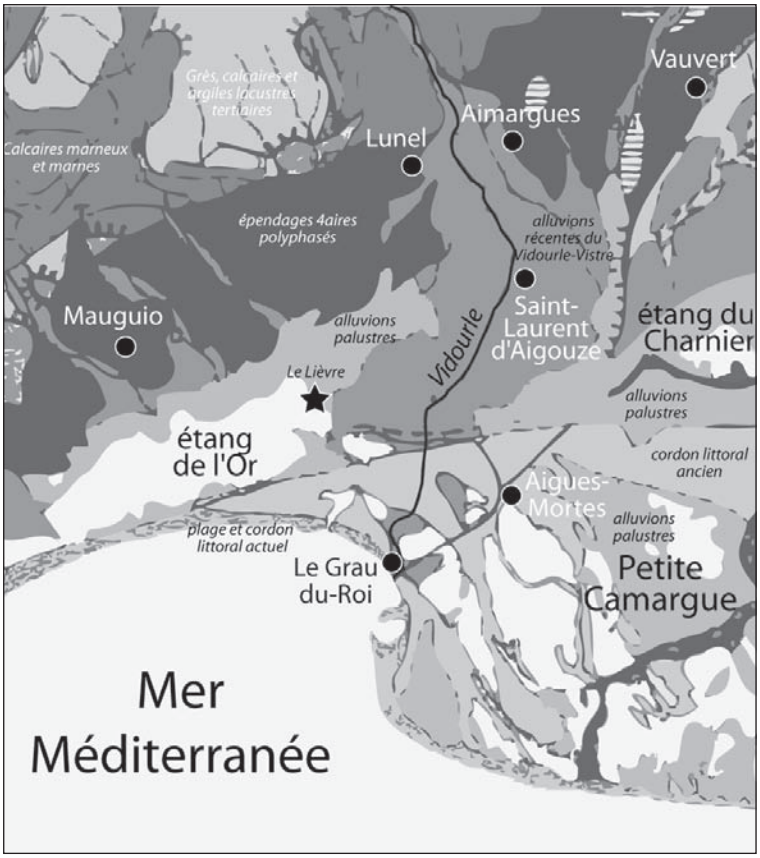


Fig. 2 : Les principales unités physiographiques de la zone littorale languedocienne entre l'étang de l'Or et la petite Camargue, avec la position de la carotte du Lièvre et des principaux sites d'études du delta holocène du Vidourle (adapté d'après la carte géologique du BRGM).
Fig. 2: The main physiographic units of the languedocian coastal zone between Or Lagoon and "Petite Camargue", with the location of the Lièvre core and main sites studied in the holocene Vidourle delta (adapted after the geological map of the BRGM).

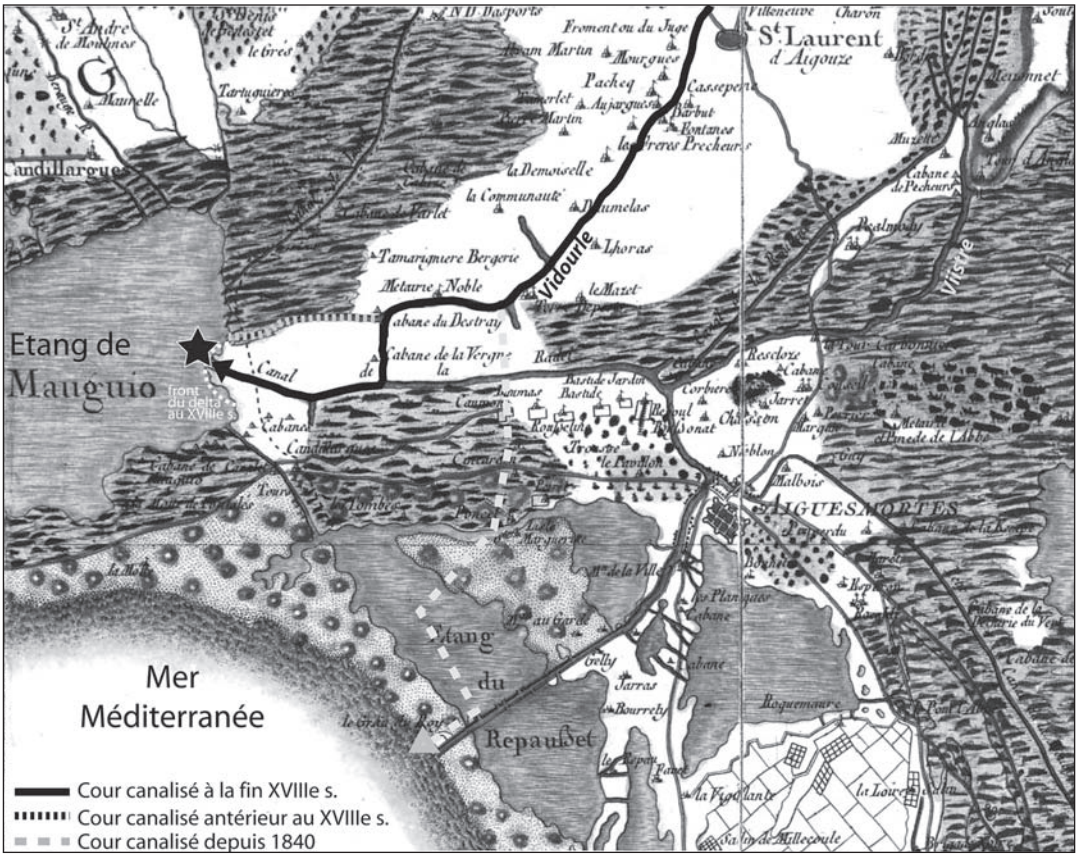


Fig. 3 : Position de la carotte du Lièvre sur la carte de Cassini (fin du XVIIIe S.).
Le lobe deltaïque du Vidourle canalisé (trait noir continu) progade alors sur l'étang de l'Or. Un ancien chenal, sans doute récemment abandonné est identifié un peu plus au nord, dans le même axe. Le détournement des eaux du Vidourle vers la Méditerranée, opéré vers 1840 à travers le cordon versilien (tiretés gris clairs) n'apparaît pas encore.
Fig. 3: Location of the Lièvre core on the Cassini map (end of the XVIIIth c.). The channeled Vidourle deltaic lob (continuous black feature) then progrades on the Or lagoon. An old channel, undoubtedly recently abandoned is identified a little more in north, in the same axis. The diversion of the Vidourle waters towards the Mediterranean, made around 1840, through the versilian offshore bar (clear gray indents) does not appear yet.

3 - HISTOIRE DE LA PALÉODYNAMIQUE FLUVIALE DU VIDOURLE AU COURS DU DERNIER MILLÉNAIRE PAR L'ÉTUDE DE LA CAROTTE DU LIÈVRE (MARSILLARGUES, HÉRAULT)

3.1 - CONTEXTE DE L'ÉTUDE

L'étude de la paléodynamique fluviale enregistrée dans les deltas méditerranéens est aujourd'hui très active (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Rey *et al*., 2005 ; Jorda, 2007) Un de leur intérêt tient en la très forte dilatation des enregistrements sédimentaires, qui favorise des approches à haute résolution. Cependant, la mobilité des lits fluviaux et de leurs embouchures nécessite une démarche de terrain permettant de cartographier la structure des différents corps sédimentaires pour localiser les lobes deltaïques successifs et les cordons littoraux en optimisant les campagnes de carottages. Elle offre ainsi l'opportunité de disposer de fenêtres d'observations chronologiquement bien réparties sur l'Holocène. Le calage chronologique des séquences observées a pour objectifs d'identifier les événements paroxystiques, mais aussi les phases d'accélération ou de ralentissement de l'activité hydrosédimentaire, en lien avec les débits liquides et solides du cours d'eau (oscillation de la pluviométrie, ETP, activités humaines amont), et la dynamique eustatique.

3.2 - LA FORMATION DU LOBE DELTAÏQUE MODERNE DU VIDOURLE

Bloqués par la construction d'un épais cordon littoral qui s'étendait jusqu'au paléo-Rhône à la fin du dernier stade de remontée du niveau marin (vers 6500 av. J.-C., Lambeck & Bard, 2000), les fleuves côtiers du Vidourle et du Vistre se sont déversés durant l'Holocène moyen-récent dans un étang de l'Or, alors beaucoup plus étendu qu'aujourd'hui et peut-être relié aux étangs du Charnier et du Scamandre (fig. 2). L'histoire de la construction de leur delta à partir de 4700 av. J.-C. a été esquissée dans une synthèse récente (Blanchemanche *et al*., 2003). La carotte du Lièvre a été prélevée à 2 km à l'ouest du lit actuel du Vidourle, sur la berge orientale de l'étang de l'Or qui recevait l'embouchure du Vidourle jusqu'au milieu du XIX^{e} s. (fig. 2 & 3). La carte de Cassini, datée de la fin du XVIII^{e} s., montre que le lieu du carottage se situe dans l'axe de l'embouchure du Vidourle moderne, à l'extrémité d'un lobe deltaïque déjà bien construit et dont on retrouve encore aujourd'hui la morphologie dans le paysage littoral (fig. 2 & 3). Cette position explique la forte dilatation des formations fluvio-deltaïques du dernier millénaire dans un contexte de progradation rapide aux dépens de l'étang de l'Or.

3.3 - ENREGISTREMENT DU RYTHME DU DÉTRITISME PAR LE SYSTÈME LAGUNO-DELTAÏQUE ET CHOIX DES MARQUEURS SÉDIMENTOLOGIQUES UTILISÉS

L'étude sédimentologique entreprise se fonde sur l'estimation des paléoflux détritiques qui s'accumulent dans l'étang de l'Or et qui contribuent à son atterrissement. De telles études se sont développées ces dernières années en contexte lacustre préalpin. Leur pertinence en tant qu'indicateur paléohydrologique a été vérifiée à l'échelle des Alpes nord-occidentales, dans les lacs d'Annecy (Noël *et al*., 2001), du Bourget (Arnaud *et al*., 2005) et de Constance (Wessels, 1998) à partir de méthodes géochimiques et magnétiques.

Les lagunes littorales fermées du Languedoc sont le siège d'une sédimentation authigène fine, riche en matière organique, de coloration à dominante sombre (5Y3/1 à 4/1), parfois très enrichie en malacofaune. Elles peuvent présenter des faciès plus ou moins carbonatés (boue micritique) selon leur configuration géomorphologique (ouverture-fermeture), leur alimentation en eau douce amont et leur végétalisation (characées) (fig. 4.e). Cette sédimentation authigène, homogène et uniforme, est plus ou moins fortement diluée par les apports détritiques des affluents cévenols ou de l'arrière-pays, lorsque la fréquence des épisodes de crues terrigènes s'accroît. Ces principales phases de sédimentation exogènes se distinguent dans les carottes par leur couleur nettement plus claire (5Y5/1 à 6/3), leur microstructure sédimentaire parfois laminée, leur granularité plus grossière (sablons, limons grossiers) et leur enrichissement en petits fragments de bois flottés et en charbons. Les faciès intermédiaires font l'objet d'analyses pétrographiques et magnétiques pour pouvoir caractériser la part des flux terrigènes associée aux crues. Les dépôts de minéraux du haut bassin métamorphique du Vidourle, principalement silicatés, sont facilement différenciables de la sédimentation authigène des lagunes. Leur identification s'effectue sous lame mince, sur des critères pétrographiques (fig. 4). Leur valeur magnétique apparaît aussi plus importante. Ceux de l'arrière-pays collinéen, constitués de vieux glacis quaternaires, de marnes et de calcaires, se distinguent également par les biréfringences cristiques dus aux assemblages prédominants de grains calcaires en lumière polarisée et à l'orientation à dominante horizontale des grains de minéraux allongés (type biotite) (fig. 4).

Des études micromorphologiques ont été entreprises sur des échantillons prélevés en continu sur la carotte du Lièvre. Des analyses géophysiques (susceptibilité magnétique), palynologiques, ostracologiques et malacologiques ont été effectuées en parallèle sur les 12 m. Seuls les résultats de l'étude sédimentologique des 3,50 m supérieurs sont pris en compte dans cette étude. Les traits sédimentaires, pédologiques et détritiques ont été identifiés et hiérarchisés aux échelles microscopiques, sous un microscope pétrographique, en lumière naturelle, polarisée ou incidente, pour (1) distinguer la

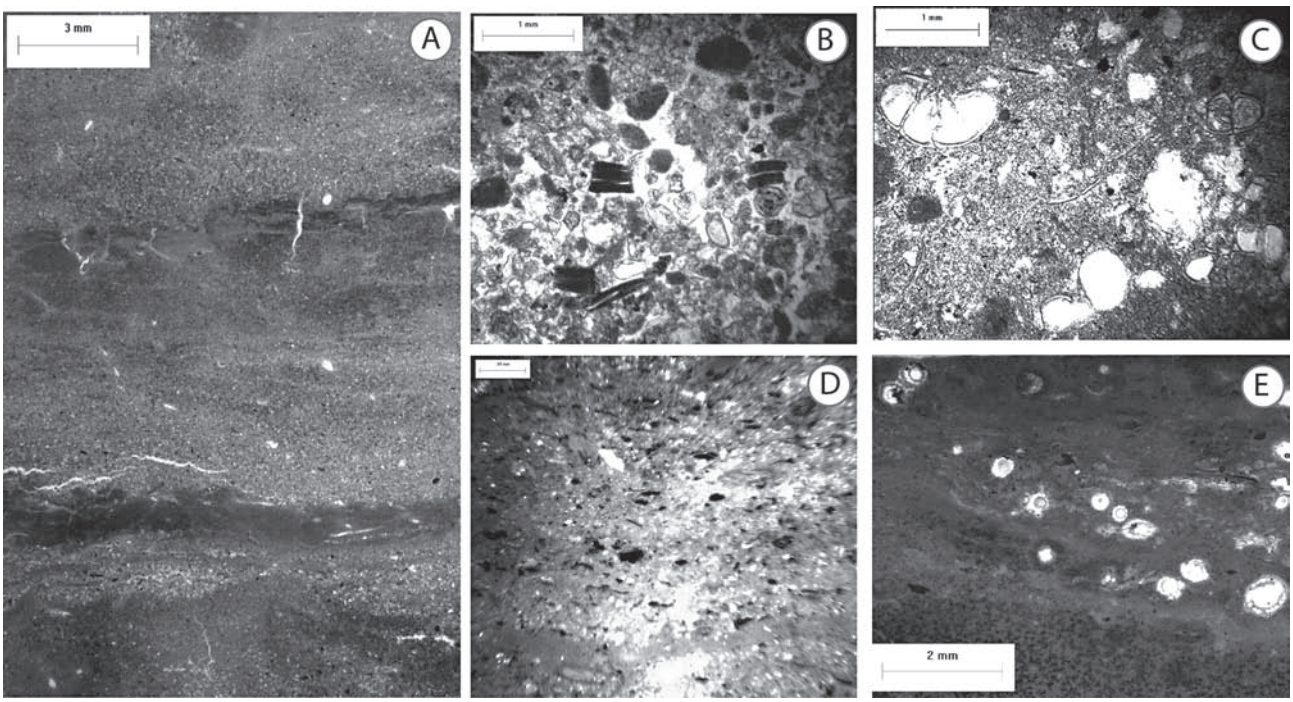


Fig. **4 : Les principaux faciès sédimentaires lagunaires de la carotte du Lièvre.**
A/ Faciès détritique à microlaminations fluviales sablo-limoneuses de l'unité 2, B/ Zoom sur une lamine sableuse à grains calcaires calcitiques et micritiques, quartzeux et feuillets altérés de biotites, faciès détritique de l'unité 2, C/ Faciès bioclastique à concentration de foraminifères, D/ Faciès limoneux laminé à nombreux fragments végétaux carbonisés, E. Faciès limoneux micritique très carbonaté à nombreuses tiges et oogones de characées (craie) de l'unité 4.
Fig. 4: The main lagoon sedimentary facies of le Lièvre core. A/ detrital micro-laminated sandy-loam fluvial facies of unit 2, B/ Zoom on a sandy lamination with calcareous calcitic, micritic, quartz and weathered biotite grains, detritial facies of unit 2, C/ Bioclastic facies with foraminifers concentrations, D/ Silty laminated facies with numerous burnt vegetal fragments, E/ Silty micritic calcareous facies with numerous characeous stems and oogones (chalk of unit 4).

pétrographie du détritisme minéral des néoformations carbonatées et gypseuses propres au fonctionnement géochimique de la lagune et (2) discriminer les nombreuses particules organiques noirâtres identifiées sous formes carbonisées, humifiées ou ferruginisées (fig. 4.d). La comparaison avec les conditions climatiques et anthropiques actuelles permet de reconstituer les conditions paléoenvironnementales de leur développement (Courty, 1994 ; Zolitschka, 1998).

Plusieurs types de marqueurs sont utilisés afin de caractériser :

– le détritisme permettant de discuter l'origine des matières transportées en suspension dans les cours d'eau côtiers (grains de roches calcaires des bassins moyens ou de roches métamorphiques des hauts bassins cévenols, charbons de bois, débris végétaux flottés divers),

– l'énergie des flux hydriques (variation du percentile supérieur - D99 - des particules alluvionnées, Bravard, 1983),

– la densité du détritisme (crues turbides),

– les traits pédologiques représentatifs d'une émersion plus ou moins prolongée du prodelta sous l'effet d'une micro-variation eustatique ou d'une pause dans la progradation deltaïque en contexte de delta émergé ou faiblement immergé (degré de bio-pédoturbation, accumulation de carbonates de calcium, de gypse, d'oxydes ferro-manganiques…),

– les variations des conditions de milieux lagunaires (en complément des analyses micropaléontologiques et macro-benthiques) perçues grâce aux cristallisations gypseuses et aux concentrations de foraminifères des eaux saumâtres ou aux cristallisations carbonatées micritiques à micro-sparitiques proches des craies lacustres et riches en oogones et tiges de characées associées à des apports abondants d'eau douce.

Sous lames minces, des variations dans les assemblages des marqueurs pédosédimentaires de quelques centimètres sont perceptibles. Elles induisent des changements de la salinité des lagunes sous contrainte amont (augmentation ou réduction des arrivées d'eau douce d'origine climatique) ou aval (ouverture plus ou moins durable de la lagune sous l'effet d'une rupture du cordon littoral causée par une tempête) (Sabatier *et al.*, 2008). Le signal incendie est également recherché sur les lames minces. Son origine est également discutée d'après la forme, le nombre et la réflectance des particules identifiées (Vannières *et al*., 2008 ; Arnaud-Fassetta *et al*., 2005). Les flux charbonneux sont favorisés par un régime amont naturel ou agropastoral des feux, traduisant des oscillations du climat (sécheresses) ou de l'emprise humaine sur les paysages (feux agropastoraux).

Leur croisement avec les marqueurs hydrologiques (D99) et détritiques (densité et pétrographie des grains) permet de discuter de la rythmicité des crues et du lien entre régime des feux, érosion des sols, intensité et amplitude des crues. L'affinement en cours de l'étude palynologique permettra d'intégrer à l'analyse les modes de gestion des paysages amont et les variations temporelles de leur intensité.

3.4 - RÉSULTATS

La séquence présente 8 principales unités stratigraphiques (U1 à U8, fig. 5).

(1) Au sommet de la carotte, l'unité 1 (0-28 cm) est composée principalement d'un sédiment limoneux gris sombre (5Y5/2) plus ou moins oxydé, à coquilles lagunaires, encadré par deux amorces de pédogenèses humifères (5Y5/1).

(2) L'unité 2 (28-165 cm) est constituée de sédiments limoneux détritiques souvent lités, avec quelques lamines sablonneuses, de coloration plus claire à dominante beige (5Y6/2 à 6/3). Elle présente localement des faciès plus blanchâtres crayeux (vers 65 et 135 cm) ou plus organiques (vers 95 et 140 cm).

(3) L'unité 3 (165-215 cm) montre des sédiments limoneux gris foncés plus ou moins organiques (5Y4/1 à 4/2) à structure massive, riches en débris végétaux et petites branchettes de bois flottées.

(4) L'unité 4 (215-260 cm) est composée de limons grossiers sombres (5Y 4/2) et homogènes, riches en coquilles lagunaires de milieu saumâtre (*Loripes lacteus, Cerastoderma lamarkii*), souvent en position de vie, avec quelques débris végétaux. Elle contient une sous-unité limoneuse pauvre en coquilles, à structure litée de coloration claire et sombre et à débris végétaux (220-232 cm).

(5) L'unité 5 (260-280 cm) est formée par l'accumulation de limons fins à grossiers de coloration claire (5Y4/2 à 5/2), plus ou moins enrichis en débris végétaux et pauvres en coquilles.

(6) L'unité 6 (280-325 cm) est constituée de limons massifs clairs et carbonatés (5Y5/3 à 6/3), d'aspect granuleux, à rares coquilles.

(7) L'unité 7 (325-338 cm) est formée par l'accumulation de limons grossiers et de quelques lits sablonneux, de coloration claire (5Y4/2), plus ou moins enrichis en débris de coquilles.

(8) À la base de la séquence présentée, l'unité 8 (338-400 cm) montre une alternance entre des limons argileux plastiques sombres (5Y4/1 à 3/1) coquilliers et des faciès nettement moins chargés en débris de coquilles, pauvres en débris végétaux. Quelques lits de coquilles entières sont identifiés vers 355, 365 et 385 cm.

La chronologie de la carotte repose sur 12 dates ^{14}C AMS dont 7 concernent les 3.50 m supérieurs considérés dans la présente étude (4 sur charbons, 2 sur branchettes de bois et 1 sur coquille). Tous les âges ^{14}C présentés dans cet article sont donnés en âges conventionnels, calibrés à 2 sigma par le logiciel Calib. 5.1 (Stuiver *et al.,* 1998, tab. 1). Pour les interprétations et pour faciliter les comparaisons avec les sources historiques, les âges en années calendaires (notés ap. J.-C.) sont privilégiés. Le comptage de lamines n'a pu être effectué compte tenu de l'aspect trop rarement laminé de la séquence (uniquement entre 40 et 120 cm). Un comptage régulier des marqueurs choisis a donc été effectué tous les centimètres sur les lames minces. La résolution temporelle des

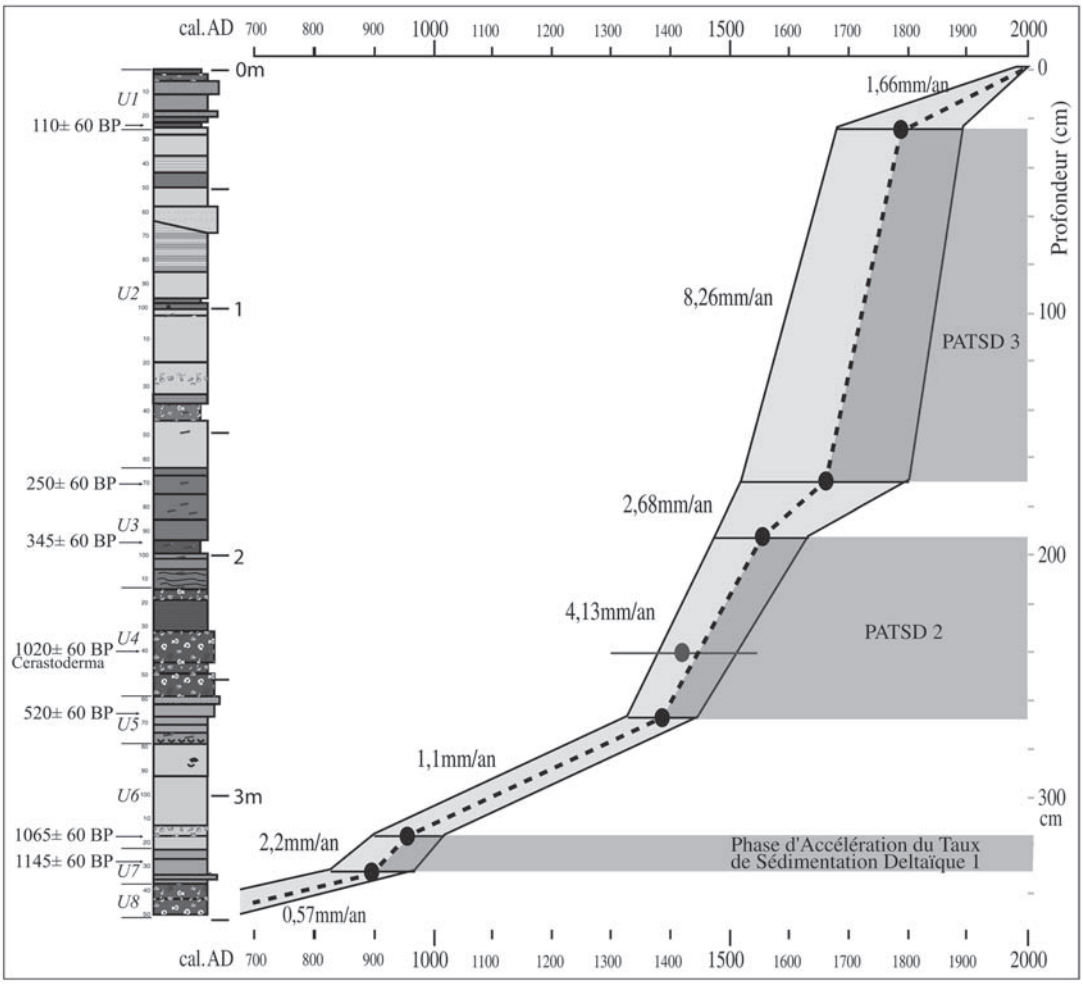


Fig. 5 : Log sédimentaire de la carotte du Lièvre avec les 8 unités sédimentaires, sa chronologie absolue et le modèle âge-profondeur.
Fig. 5: Sedimentary log of the Lièvre core with the 8 sedimentary units, its absolute chronology and the age-depth model.

profondeur	matériau	âge BP	Cal. 2 sigma
0,23m	charbon	110 ± 60 BP	1684-1896 AD
1,70m	bois	250 ± 60 BP	1521-1801 AD
1,96m	charbon	345 ± 30 BP	1487-1524 AD
2,38m	coq Cerasthoderma	1020 ± 30 BP	1300-1450 AD
2,65m	charbon	520 ± 50 BP	1303 -1453 AD
3,18m	charbon	1065 ± 30 BP	904-1017 AD
3,28m	charbon	1145 ± 30 BP	833-970 AD
4,83m	charbon	3460 ± 70 BP	1950-1530 BC

Tab. 1: Les dates radiocarbone de la carotte du Lièvre.
Tab. 1 : The radiocarbone dates of le Lièvre core.

proxies sélectionnés pour l'étude micromorphologique devient ainsi fonction du taux de sédimentation moyen estimé entre deux dates radiocarbone.

Le modèle d'âge de la carotte du Lièvre est construit pour la période comprise entre 700 ap. J.-C. et l'actuel grâce à 8 dates radiocarbone (fig. 5), dont une à 4,85 m de profondeur, absente du log présenté, datée de 3460 ± 70 BP (1950-1530 av. J.-C.). La date supérieure effectuée à -0.25 m (110 ± 60 BP) correspond à un lit de charbon de bois conservé dans l'humus d'un petit paléosol caractérisant l'atterrissement du secteur au cours du XIX^{e} s., en relation stratigraphique avec les remblais de la construction du canal de Lunel qui borde l'étang de l'Or depuis 1840. Elle est corroborée par les principaux pics de probabilité. La date sur coquille de *Cerastoderma* (à 2,40 m) n'a pas été prise en compte pour construire le modèle âge-profondeur, car l'effet-réservoir de la lagune n'est pas encore connu. Son âge corrigé en utilisant l'âge réservoir moyen de l'océan de 400 années s'écarte encore un peu de la courbe du modèle établie à l'aide des seules dates sur charbons de bois, mais pas dans des proportions qui permettent de la rejeter complètement (50 années environ). Son vieillissement de près de 450 ans (tab. 1, fig. 5), associe l'âge-réservoir moyen des océans et un léger vieillissement régional ou local supplémentaire qui peut être induit par des apports en

carbone dissout présentant de faible teneur en ^{14}C, depuis le bassin versant du Vidourle constitué en partie de calcaire mésozoïque. La partie supérieure de la carotte du Lièvre documente ainsi les douze derniers siècles avec une résolution temporelle moyenne de 3,3 mm/an. Elle présente aussi des taux de sédimentation extrêmes : de 0,57 mm/an aux XVIII^{e}-IX^{e} s. à 8,26 mm/an entre la fin du XVII^{e} s. et la fin du XVIII^{e} s. (rapport de 1 pour 15).

Globalement, la courbe âge/profondeur révèle trois segmentations temporelles majeures : la première entre 700 et 1385/1390 ap. J.-C., la seconde entre 1385/1390 et 1790 environ et la dernière entre le début du XIX^{e} s. et l'actuel. La très forte inflexion de la courbe à partir de la fin du XIV^{e} s. doit être discutée dans une perspective paléohydrologique et détritique, morphodynamique (en relation avec le rapprochement de l'embouchure du Vidourle) et anthropique (aménagement du lit inférieur à partir du XIII^{e} s., puis détournement du cours à partir de 1825-28). La forte diminution du taux de sédimentation observée dans l'étang de l'Or à partir du XIX^{e} s. s'explique principalement par le détournement des eaux du Vidourle vers la Méditerranée et par la reforestation du bassin versant amont du Vidourle depuis près d'un siècle.

L'étude du détritisme du Vidourle réalisée à partir de comptages semi-quantitatifs sur lames-minces révèle deux principales périodes d'activité hydrosédimentaire, associées à une fréquence et une amplitude accrue des crues : la première du milieu du XI^{e} s. à la fin du XIV^{e} s. et la seconde de l'extrême fin du XVII^{e} s. au début du XX^{e} s. (fig. 6). Dans le détail, la première période se compose de cinq pics détritiques majeurs centrés sur les années 1035, 1160, 1210, 1250 et 1350. La seconde période révèle 12 pics centrés sur les années 1700, 1712, 1725, 1733, 1738, 1758, 1780, 1815, 1840, 1880, 1892 et 1915. Les XV^{e} et XVI^{e} s. montrent une baisse importante et durable du détritisme. Le XVII^{e} s. correspond à une phase de transition vers la période paroxysmique des XVIII^{e}-XIX^{e} s. avec deux pics de crues centrés sur 1630 et 1660. Les crues de plus forte intensité (D99> 100µm) se concentrent surtout dans la seconde moitié du XVIII^{e} et au XIX^{e} s. après un pic initial centré sur le tout début du XVIII^{e} s. (fig. 6). Le rapprochement de l'embouchure du Vidourle par rapport à la position du carottage explique en partie cette évolution du signal de la granularité (biais à l'analyse granulométrique). La superposition des cartes de Cassini et de l'IGN actuel nous permet de localiser approximativement la position du carottage étudié par rapport à celle de l'estuaire du Vidourle à la fin du XVIII^{e} s. (fig. 3). Nous savons par ailleurs que l'estuaire du Vidourle se situait bien en amont au cours du IV^{e} millénaire, légèrement à l'ouest du village de Saint-Laurent d'Aigouze situé à 5 km de la rive actuelle de l'étang (Blanchemanche *et al.*, 2003). Il faut néanmoins nuancer l'impact de ce facteur morphodynamique sur le signal hydrosédimentaire pris en compte car des variations fortes sont observées dans

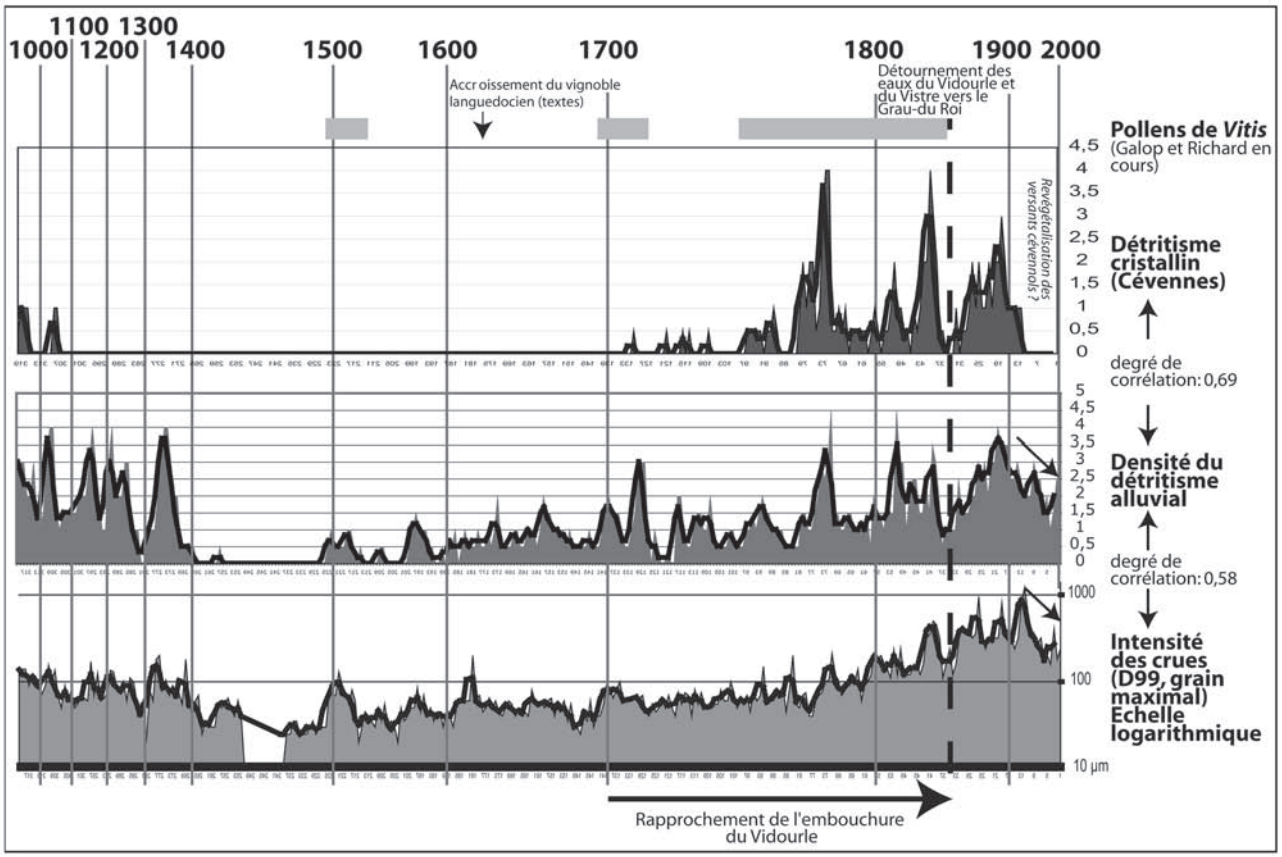


Fig. 6 : Le détritisme du Vidourle et l'intensité de ses crues entre 900 et 2000 mesurés par 3 marqueurs hydrosédimentaires (D99 ou grain maximal, densité du détritisme total, densité du détritisme d'origine cristalline).
Les estimations effectuées au microscope pétrographique sont semi-quantitatives, restituées à partir d'une charte visuelle (0 à 5). L'estimation des flux polliniques de *Vitis* provient de l'étude palynologique de D. Galop et H. Richard (en prép.).
Fig. 6: The Vidourle detritism and its floods magnitude between 900 and 2000 measured by 3 hydrosedimentary markers (D99 or maximal grain, total detritism density, crystalline detritism density). Estimates carried out under the petrographic microscope are semi-quantitative, restored starting from a visual charter (0 to 5). Estimates of Vitis pollinic fluxes provide to D. Galop and H. Richard palynological studies.

la granularité des dépôts au sein de l'unité 2 (U2) correspondant au positionnement de l'estuaire dans l'axe du carottage du Lièvre aux XVII^e^ et XVIII^e^ s. Elle indique malgré le rapprochement avéré de l'estuaire du Vidourle, des périodes de baisse sensible de l'énergie des courants de dépôt, en relation directe avec l'intensité des courants et la taille des particules transportées. On observe cependant des divergences entre les oscillations du taux du détritisme et l'énergie maximale des crues qui se traduit par un coefficient de corrélation moyen sur le millénaire de l'enregistrement étudié (degré de corrélation de 0,58). Des crues de forte magnitude sont même observées au cours d'épisodes de répit hydrosédimentaire (vers 1500 et 1618). L'analyse de la pétrographie du détritisme indique la continuité du détritisme cristallin cévenol à partir du début du XVIII^e^ s. (fig. 6). L'accroissement est important à partir de 1750, et culmine au cours de trois épisodes marqués par des pics majeurs (1770-1785, 1830-1850 et 1870-1895). Cette abondance de particules d'origine métamorphique (fig. 4b) est à mettre premièrement en relation avec une très forte augmentation de l'érosion sur les contreforts cristallins cévenols à fortes pentes, favorisée par l'extension maximale de l'agrosystème au cours des périodes modernes et contemporaines visible sur la carte de Cassini et dans les diagrammes polliniques (Beaulieu & Gilot, 1972). Elle peut deuxièmement être associée, du point de vue morphodynamique, à une progradation d'une charge de fond abondante (métamorphose vers le tressage ?) mettant temporairement en connexion les bassins amont et aval du Vidourle, et favorisant ainsi le transit sédimentaire dans son lit. Le degré de corrélation calculé pour la densité du détritisme et le détritisme d'origine cristalline est correct (0,69). Il traduit l'étroite association entre l'érosion active dans les piémonts et sur les versants méridionaux des Cévennes et l'accélération du taux de sédimentation dans le delta du Vidourle. Les études palynologiques en cours indiquent des taux d'A.P. très faibles au cours des 3 derniers siècles associés à des pics de *Vitis* au début du XVI^e^ s., puis vers 1700, suivis par un fort accroissement et un enregistrement continu entre 1750 et 1850 parfaitement synchrones des changements observés au niveau hydrosédimentaire (fig. 6). L'impact agricole sur l'arrière-pays (fort accroissement du vignoble languedocien) est également attesté dans les textes dès le début du XVII^e^ s. Il contribue sans doute à la nette rupture observée avec l'évolution à la hausse de la densité du détritisme à la fin du XVII^e^ s. (fig. 6) que l'on peut interpréter comme un forçage anthropique surimposé à la forte activité hydrosédimentaire du Petit Âge Glaciaire (PAG).

4 - LES CRUES HISTORIQUES D'APRÈS LES SOURCES TEXTUELLES

4.1 - LA COLLECTE DES DONNÉES

L'établissement d'une série chronologique de faits historiques nécessite le choix de critères qualitatifs et quantitatifs pour la collecte de l'information. S'agissant de documents écrits et donc de témoignages, la description d'un événement naturel est par définition plus ou moins subjective. Pour limiter ce fait, les observations et descriptions émanant de témoins directs ont été privilégiées, plus particulièrement celles contenues dans les registres de délibérations consulaires puis municipales des communes riveraines situées à l'amont et à l'aval des fleuves. Elles constituent 90 % des sources consultées. Cette méthode permet aussi de pallier l'omission d'un événement qui n'implique pas systématiquement son absence. D'un point de vue quantitatif, les longues séries de délibérations ont été privilégiées (trois siècles au minimum), mais l'exhaustivité, la qualité et la continuité de l'information sont moindres au fur et à mesure que l'on remonte dans le temps. Cela tient d'une part au rapport à l'aléa des sociétés, au rapport à l'écrit des consuls et à l'importance accordée à la relation des événements selon les contextes socio-politiques.

En l'absence de données instrumentales (débit et hauteur d'eau), les épisodes de crue ont été hiérarchisés qualitativement et de façon relative en trois classes d'intensité en fonction des dégâts occasionnés, du montant des indemnités versées, des réparations engagées et du caractère régional ou non de l'événement (Pfister, 1999 ; Cœur & Lang, 2002 ; Barriendos *et al.,* 2003). (1) Quelques dégâts aux installations hydrauliques, des ruptures de brèches ponctuelles sur les tronçons endigués caractérisent la première classe. (2) La crue extraordinaire avec un vaste périmètre d'inondation est accompagnée du transport et du dépôt de la charge solide (zones cultivées et urbanisées). Elle provoque la destruction de tronçons endigués sur quelques centaines de mètres, des dégâts aux cultures ainsi que l'endommagement des voies de circulation. (3) La crue exceptionnelle catastrophique est un événement brutal et rapide entraînant des dommages sévères aux habitations et aux infrastructures, mais aussi des pertes humaines (fig. 7). Les deux dernières classes sont généralement associées à des modifications morphologiques du lit du fleuve sur tout ou partie de son cours et à des événements régionaux

Fleuves Années	Vistre Vidourle Cl.1	Vistre Vidourle Cl.2	Vistre Vidourle Cl.3	Vistre-Orb Cl.1	Vistre-Orb Cl.2	Vistre-Orb Cl.3
1575-1650	12	7	0	24	10	0
1651-1700	25	2	0	39	9	0
1701-1750	23	25	3	56	67	10
1751-1800	19	12	0	54	25	12
1801-1850	2	4	0	6	8	0
1851-1900	3	4	4	27	14	7
1901-1958	16	9	4	82	16	14

Fig. 7 : Nombre d'événements recensés par classe (Vistre/Vidourle et tous fleuves confondus) et par tranche de 50 à 75 années.
Fig. 7: Flood number registred for each classe (Vistre/Vidourle and all gathered rivers) and for 50 to 75 years band.

(de type avulsions). Cette méthode a permis d'établir une série historique des crues du Vidourle et de cinq autres fleuves côtiers au cours des quatre derniers siècles (Hérault, Orb, Mosson, Lez, Vistre), à partir du dépouillement des délibérations consulaires de quinze communes riveraines localisées dans les parties amont et aval des bassins versants.

4.2. - ANALYSE DE LA STATIONNARITÉ DES SÉRIES DE CRUES

Afin d'étudier les fluctuations dans le temps des séries de crues historiques, on peut s'intéresser à leur stationnarité. Lang *et al.* (1999) a pour la première fois décrit une méthode permettant d'identifier, au sein même d'une série, les périodes à l'intérieur desquelles le phénomène peut être considéré comme stationnaire. Cette méthode est basée sur un test statistique dont l'hypothèse nulle est la stationnarité de la série modélisée par un processus de Poisson. Dans un deuxième temps, ces tests ont été utilisés pour définir différentes périodes stationnaires à l'intérieur d'une série (Barriendos *et al.*, 2003). L'inconvénient principal de ces développements réside dans la détermination des limites entre périodes qui est effectuée graphiquement.

Dans ce travail, nous nous sommes attachés à rendre cette détermination automatique. Pour cela, nous avons utilisé une méthode d'optimisation appelée Algorithmes Génétiques (AG) (Goldberg, 1989 ; Reynès *et al*., 2007). Ces algorithmes permettent, pour un problème d'optimisation donné, de faire évoluer une population de solutions potentielles par application itérative de trois opérateurs. Ces opérateurs sont inspirés par les mécanismes de la sélection naturelle : mutation, croisement et sélection. Pour le contexte de la stationnarité d'une série, comme pour les tests statistiques, nous nous sommes appuyés sur la différence entre les données réelles et les données théoriques sous l'hypothèse de stationnarité. Comme nous travaillons sur les données cumulées, on peut définir les données sous l'hypothèse de stationnarité comme une droite entre le premier et le dernier événement de la période considérée. On peut donc quantifier l'écart à la stationnarité par la somme des carrés des écarts (SCE) à la droite décrite. Le critère optimisé dans l'AG est donc un compromis entre cet écart et le nombre de périodes retenues. En effet, ne considérer que la SCE conduit rapidement à faire du sur-ajustement si on ne prend pas en compte la parcimonie du modèle (ici le nombre de périodes). On cherche finalement à minimiser la SCE et le nombre de périodes. Nous avons appliqué cette méthode à deux séries de données : d'une part la série concernant l'Hérault, l'Orb, la Mosson, le Lez, Vidourle, Vistre et leurs affluents, d'autre part celle concernant le Vistre, le Vidourle et leurs affluents.

Étudions tout d'abord la première série. Le graphique des cumuls de crues, toutes classes confondues, est donné dans la figure 8a.

Grâce à l'intervalle de confiance à 90 % pour toute la série, on constate aisément que les données ne peuvent être considérées comme stationnaires dans leur ensemble. Cette observation est confirmée par le test de stationnarité dont la p-value est de 10^{-4} pour l'ensemble des classes et de 0.0023 pour uniquement les classes 2 et 3 (tab. 2). C'est pourquoi nous avons cherché, par l'algorithme défini précédemment, à optimiser des périodes pour lesquelles l'hypothèse de stationnarité est respectée. Ainsi, on obtient pour la première série de données et l'ensemble des classes un découpage en quatre périodes. Pour les trois premières périodes, le test de stationnarité (tab. 2) permet de conserver l'hypothèse nulle. Pour la quatrième période, le test s'avère moins concluant ce qui est certainement dû à un faible nombre de données. Globalement, on observe une stationnarité satisfaisante à l'intérieur des périodes définies.

Dans la partie droite de la figure 8a, nous avons pris en compte les crues les plus intenses (classes 2 et 3). On ne définit plus que trois périodes, la dernière résultant de l'assemblage des deux dernières de la série complète. Enfin, pour la deuxième série (uniquement Vidourle, Vistre et affluents), les résultats sont présentés dans la figure 8b. L'algorithme a à nouveau défini trois périodes successives proches de celles définies pour les classes 2 et 3 sur l'ensemble des fleuves côtiers. Il est impossible de réaliser les tests uniquement pour les classes 2 et 3 de la seconde série car le nombre de valeurs disponibles dans ces classes est trop faible.

4.3 - COMPARAISON DE LA SÉRIE VIDOURLE AVEC LA SÉRIE RÉGIONALE

La prise en compte des événements survenus avant les années 1560 paraît délicate en raison d'une série non exhaustive qui débute en 1330. C'est en particulier le cas pour le XV^e^ et la première moitié du XVI^e^ s.

À partir des années 1550, toutes classes confondues la courbe du nombre annuel de crues du Vistre et du Vidourle et celle des autres fleuves côtiers compris entre l'Orb et le Vistre indiquent des fluctuations semblables (fig. 9). Deux phases de calme hydrologique relatif appa-

	Global pv	1st period pv	2nd period pv	3rd period pv	4th period pv
1st series – all classes	0.0001	0.9113	0.6367	0.0524	0.0244
1st series – classes 2-3	0.0023	0.5097	0.4984	0.0491	-
2nd series – all classes	0.0496	0.7390	0.1804	0.5619	-

Tab. 2 : p-value obtenues pour les tests de stationnarité pour les deux séries.
Tab. 2: p-value obtained for the stationarity test for the two series.

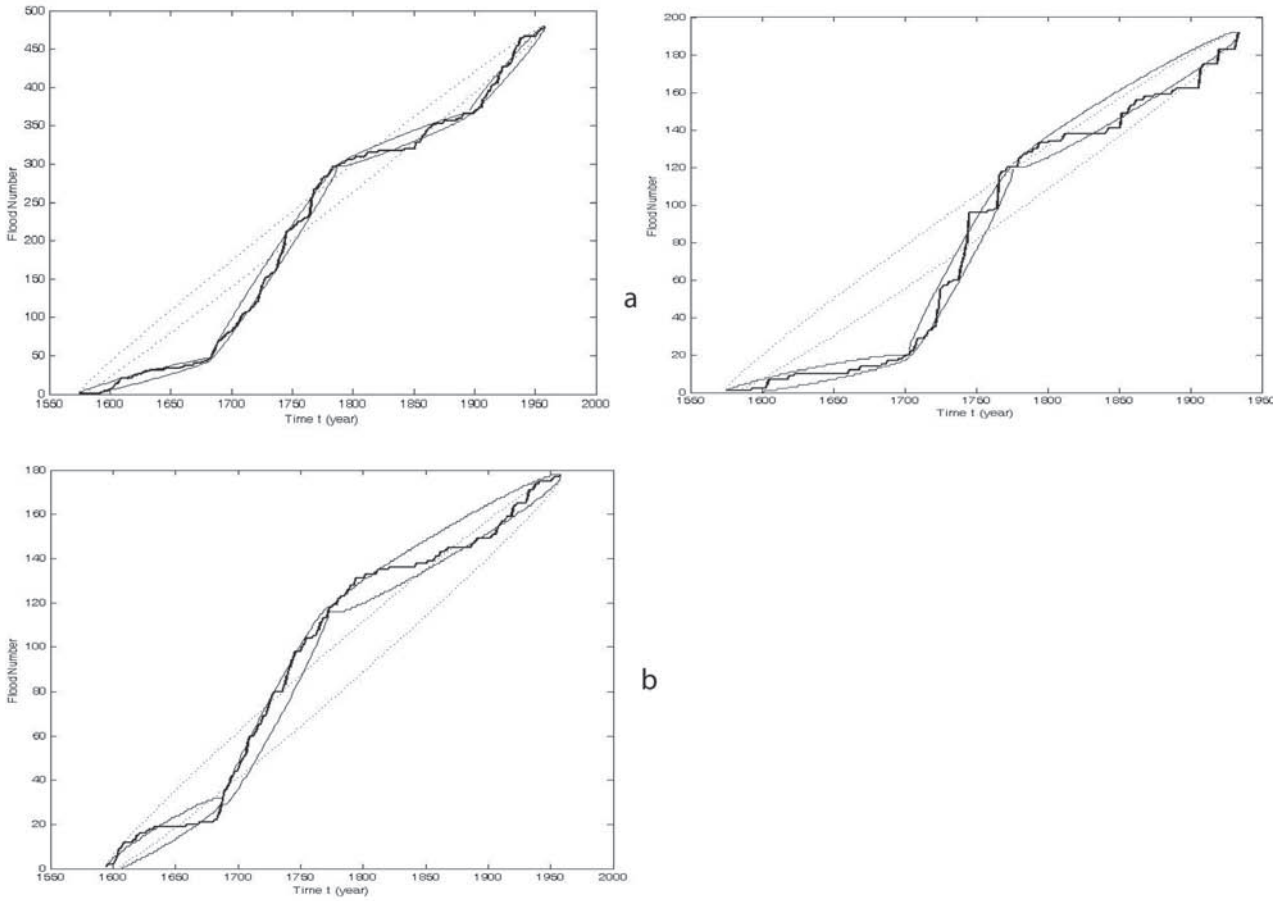


Fig. 8 : Tests de stationnarité des séries de crues a/ À gauche, test de stationnarité pour la série de données 1 (Hérault, Orb, Mosson, Lez, Vidourle, Vistre) toutes classes confondues.
À droite, même test pour les classes 2 et 3. La ligne la plus sombre représente le nombre de crues cumulées, la courbe en pointillée indique l'intervalle de confiance représentant 90 % des valeurs pour la série considérée et les courbes continues fines définissent l'intervalle de confiance 90 % pour les différentes périodes optimisées par l'AG. b/ Test de stationnarité pour la série de données 2 (Vistre, Vidourle), toutes classes confondues.
Fig. 8: Stationary tests of floods series a/ On the left, stationary test for the time flood process for series 1 (Hérault, Orb, Mosson, Lez, Vidourle, Vistre), all classes taken together. On the right, only classes 2 and 3. The thick line represents the cumulated flood numbers, the dotted curve indicates the 90 % tolerance interval for the whole series and the thin lines define the 90 % tolerance intervals for the different periods optimized by the Genetic Algorithm. b/ Stationary test for the time flood process for series 2 (Vistre, Vidourle), all classes taken together.

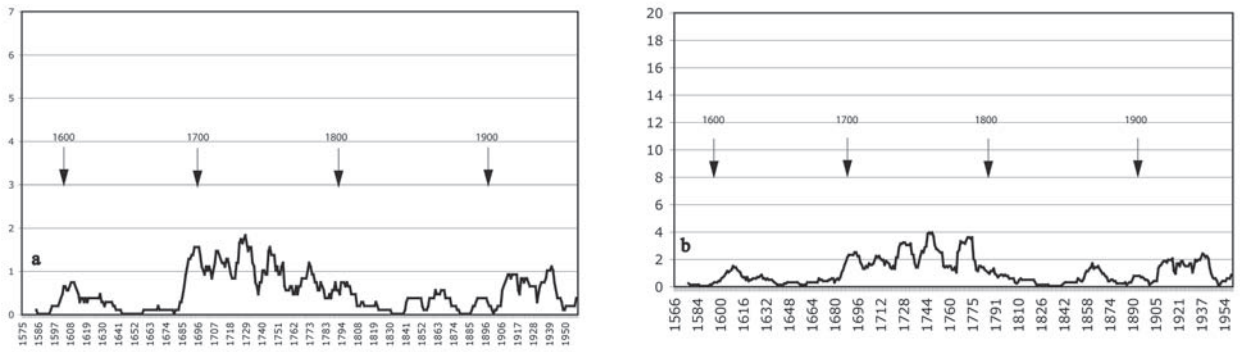


Fig. 9 : Évolution du nombre annuel de crues 1575-1958 (cl. 1-2-3, moy.mob.11 ans).
a/ Vistre et Vidourle. b/ Vistre, Vidourle, Lez, Mosson, Hérault et Orb.
Fig. 9: Annual flood number trend 1575-1958 (cl. 1-2-3, moving average 11 years). a/ Vistre and Vidourle), b/ Vistre, Vidourle, Lez, Mosson, Hérault and Orb rivers rivers.

raissent nettement au cours des années 1640-1670 et 1810-1840. Ces deux phases encadrent une période de forte activité hydrologique qui dure environ 150 ans, marquée par cinq brèves accalmies relatives selon un cycle d'une quinzaine d'années. On note par ailleurs une nouvelle augmentation de la fréquence des crues pendant un siècle à partir des années 1850 (fig. 8a gauche).

En ce qui concerne leur saisonnalité, le fait marquant reste l'augmentation très sensible et continue des épisodes automnaux, probablement de type cévenol, du XVII^{e} au XX^{e} s. qui passent de 38 % au XVII^{e} s. à 65 % au XX^{e} s. (fig. 10).

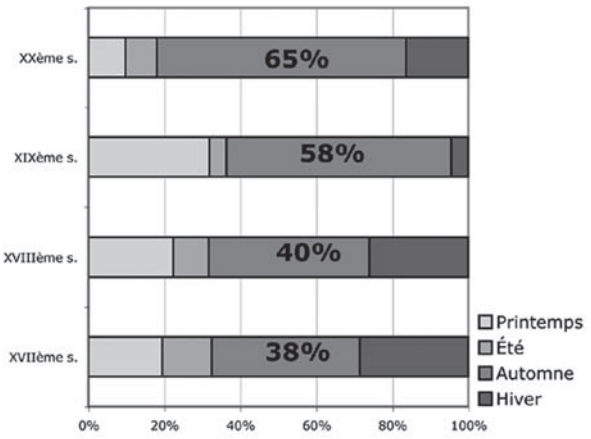


Fig. 10 : Saisonnalité des crues XVII^e-XX^e s. (Vistre, Vidourle, Lez, Mosson, Hérault, Orb).
Fig. 10: Flood saisonality XVII^e-XX^e s. (Vistre, Vidourle, Lez, Mosson, Hérault, Orb rivers).

Les tests de stationnarité réalisés montrent que la série de crues toute classes confondues n'obéit pas à une distribution homogène. Aussi bien pour le Vidourle et le Vistre que pour l'ensemble des fleuves côtiers pris en compte, une phase très active d'un siècle, environ, de 1680 à 1780, est caractérisée par la recrudescence des épisodes de classe 2 et 3 (fig. 8b) mais aussi de classe 1 (fig. 8a). Sur l'ensemble de la période considérée, les variations de fréquence observées sont probablement liées à la combinaison de deux facteurs : les fluctuations de la pluviométrie régionale, la modification du couvert végétal des bassins versants avec comme conséquence une plus grande vulnérabilité des sociétés riveraines. L'augmentation des épisodes de classe 2 et 3 peut donc être attribuée à une augmentation de la pluviométrie régionale couplée à des ruissellements et à la propagation plus rapide des ondes de crues. Néanmoins, les oscillations de la fréquence des crues observées au cours du XVIII^e s. (fig. 9) traduisent la variabilité cyclique de la composante hydroclimatique. Celle-ci est observée pour le Vidourle mais aussi à l'échelle régionale pour l'ensemble des classes et pour les classes 2 et 3 (les crues de classe 3 sont en nombre insuffisant pour être prises en compte seules).

5 - DISCUSSION ET CONCLUSION

Pour les périodes récentes, l'étude de la dynamique hydrosédimentaire d'un fleuve et de son bassin versant par le croisement des archives textuelles et sédimentaires présente l'avantage de livrer des informations de deux types : l'une évènementielle qui permet de quantifier la fréquence et la rythmicité des épisodes de crue, l'autre paléo-hydrologique qui par la datation rapprochée des dépôts de crue en contexte de delta immergé autorise l'élaboration d'un modèle âge-profondeur. La variable hydro-climatique sur la période considérée peut ainsi être mieux caractérisée par la mise en évidence de ruptures ou de cycles dans l'activité hydrologique du fleuve (test de stationnarité et fréquences annuelles de crues). Pour les six siècles concernés par cette approche, les correspondances entre les deux archives utilisées sont loin d'être systématiques (fig. 11a) et deux périodes de mauvaise correspondance visuelle sont même identifiées (1630-1690 et 1810-1845) : cela tient à « l'effet de source » bien connu des historiens (lacune documentaire ou manque d'exhaustivité des séries temporelles) et/ou à une imperfection du modèle âge-profondeur ou enfin à une image biaisée du signal sédimentaire résultant d'un ou plusieurs épisodes de crues.

L'analyse comparée des crues de forte magnitude et de haute fréquence (fig. 11a) révèle quatre principales phases pour la période 1550-2000 (1600-1630, 1680-1775, 1850-1865 et 1905-1940). Malgré des données textuelles encore lacunaires pour la période antérieure à 1550, il est possible d'envisager une cinquième phase d'hydrologie abondante entre 1385 et 1403 enregistrée simultanément par les archives sédimentaires et textuelles. Ces phases correspondent assez bien avec les principaux épisodes de crue de très haute énergie enregistrés dans les canyons espagnols (*slackwater flood deposits*) entre 1600 et 1940 (Benito *et al*., 2008).

Des phases de rémission des crues sont enregistrées simultanément sur la carotte du Lièvre et par les données textuelles languedociennes (fig. 11b). Longues de 5 à 25 années, elles sont communes entre 1575 et 1675, puis entre 1775 et 1900. Treize sont observées sur les quatre siècles d'enregistrements paléohydrologiques. Elles correspondent assez bien avec les épisodes de haut régime des feux identifiés dans le bassin versant du Vidourle entre 1550 et 1925 (fig. 9b). On n'en observe pour ainsi dire pas au cours du siècle 1675-1775 qui correspond à la plus forte fréquence des crues, à la progradation deltaïque accélérée du Vidourle et à une nette diminution du régime des feux. Ce siècle semble donc bien correspondre à une humidification climatique marquée. La plus importante période de rémission des crues se place entre 1575 et 1600. Elle correspond en Languedoc à une période de vendanges relativement précoces (Le Roy Ladurie, 1967) et dans le nord de l'Espagne à une longue période de sécheresse (1566-1600) associée à une période de forte irrégularité des précipitations (Benito *et al*., 2008). Une autre série d'années sèches est signalée dans les textes entre 1775 et 1790 avec une baisse de la fréquence des crues en Languedoc. La troisième et dernière longue période de diminution du régime de crues se situe entre 1810 et 1830. Elle est particulièrement bien marquée dans les archives textuelles, à la différence de la carotte du Lièvre. Cette période est documentée comme une longue et intense période de sécheresse dans le Diois et en Provence (Bravard comm. orale ; Pichard, 1995).

Les résultats présentés dans cet article affinent le cadre hydroclimatique du PAG dans le nord-ouest du bassin méditerranéen et plus particulièrement le Languedoc, une région encore peu documentée par rapport au bassin durancien (Guilbert, 1994), ardéchois (Sheffer *et al*., 2003 ; Jacob, 2003), à la Provence (Pichard, 1995) ou à la péninsule ibérique (Benito *et al.,* 2003 ; Thorndycraft *et al*., 2005 ; Barriendos *et al*., 2003). Nos données semblent montrer une augmentation des phénomènes extrêmes

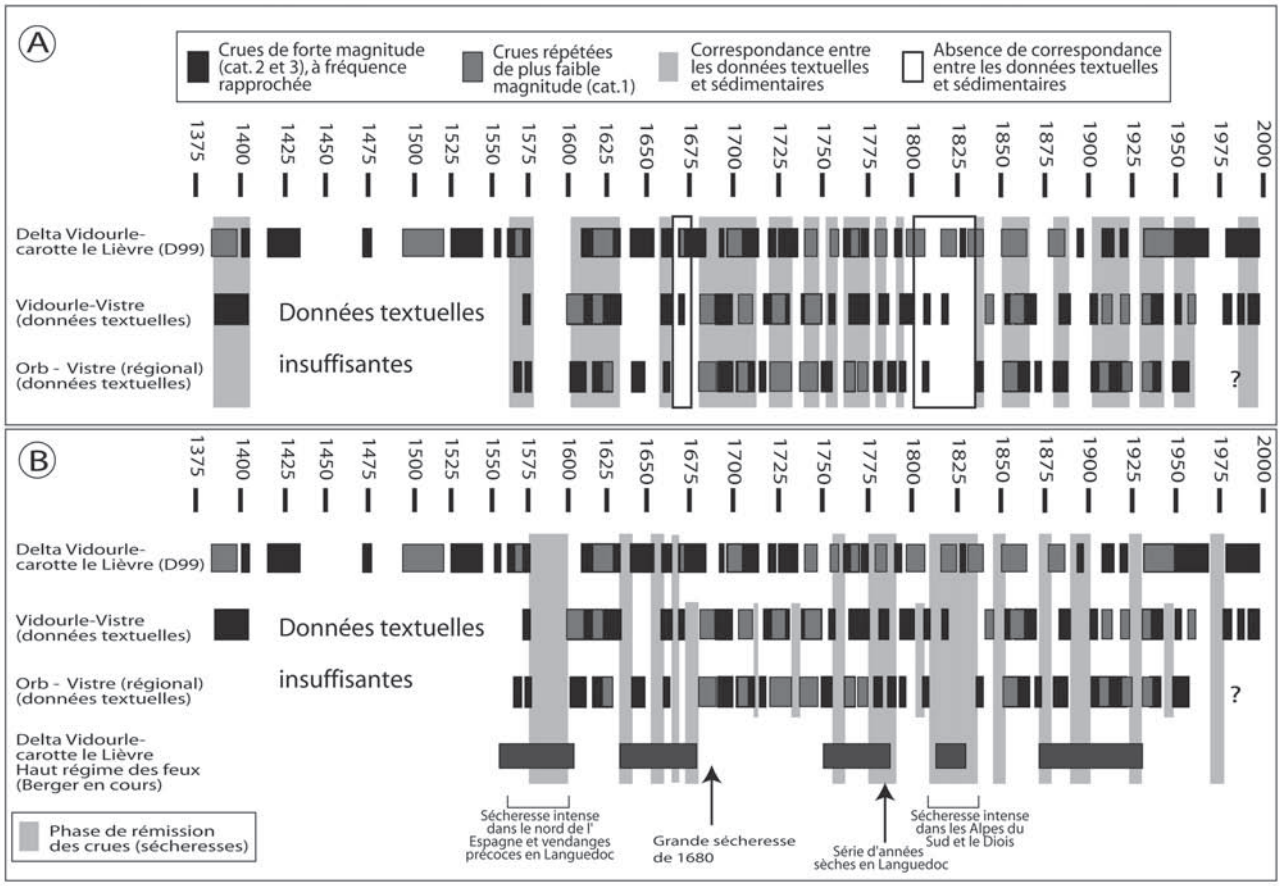


Fig. 11 : Comparaison des phases de crues révélées par les archives sédimentaires et textuelles entre 1400 et 2000.
A/Périodes de convergence et de divergence, B/Périodes de rémission des crues, de diminution du régime des feux et principales sécheresses dans le NW du bassin méditerranéen.
Fig. 11: Comparison of flood events revealed by sedimentary and textual archives between 1400 and 2000. A/ Periods of convergences and divergences, B/ Periods of floods remission, of fire regime reduction and main drought episodes in the North-western Mediterranean Basin.

durant la deuxième partie du Petit Âge Glaciaire, avec une accélération des processus de sédimentation à l'embouchure des cours d'eau. Les sources sédimentaires permettent cependant de distinguer de fortes différences entre la crise hydrologique médiévale (fin XI^{e}-XIV^{e} s.) qui représente les prémisses du PAG, et la crise hydrologique moderne à contemporaine (fin XVI^{e}-XIX^{e} s.).

La première s'affirme comme assez peu terrigène, mais associée à des apports en eau douce très importants qui modifient les conditions de paléomilieu dans le marais littoral (fonctionnement quasi-lacustre avec une sédimentation géochimique authigène carbonatée riche en characées et en ostracofaunes dulçaquicoles). L'inflexion de la courbe du modèle âge-profondeur à la fin du XIV^{e} s. est en accord avec les données historiques indiquant une recrudescence des crues au cours de la seconde moitié de ce siècle, encore en nombre largement sous-estimé en raison des lacunes documentaires.

La seconde s'avère beaucoup plus détritique et associée à des crues plus fréquentes et de plus forte amplitude. Cette très forte activité hydrosédimentaire du Vidourle et des fleuves languedociens qui culmine entre la fin du XVII^{e} s. et la fin du XVIII^{e} s. d'après les marqueurs sédimentologiques et textuels, se traduit par une progradation deltaïque accélérée dans l'étang de l'Or, associée à des taux de sédimentation moyen de 8 mm/an. La figure 12 traduit leur correspondance et une double inflexion synchrone des courbes vers 1680 puis vers 1780. À la même période (fin du XVII^{e} s.), le delta du Rhône subit une métamorphose, liée à une crise de longue durée, hydrologique et détritique, affectant l'ensemble du bassin rhodanien (Arnaud-Fassetta & Provansal, 1993 ; Bravard, 1996).

La grande réactivité des bassins versants à l'aléa hydroclimatique s'explique par l'abaissement des seuils de résistance des agrosystèmes amont au cours des XVII^{e}-XVIII^{e} s., une période connue pour représenter l'optimum démographique et agraire dans les campagnes de la France méridionale (Sclafert, 1959). Les indices d'une surexploitation des milieux montagnards cévenols sont d'ailleurs représentés par la systématisation des aménagements de versants et dans les diagrammes polliniques d'altitude (Blanchemanche, 1990 ; Beaulieu & Gilot, 1972). L'augmentation de la fréquence des crues de classe 2 et 3 est pour une part attribuable à ces activités agropastorales mais le caractère cyclique de ces événements, en particulier au cours des XVII^{e} et XVIII^{e} s. montre que l'aléa hydroclimatique est à prendre en compte également.

La rupture observée au cours de la seconde moitié du XVII^{e} s. (fig. 12) est synchrone du minimum de Maunder (1650-1710) alors que la seconde qui, au contraire, se traduit vers la fin du XVIII^{e} s. par un ralentissement de la fréquence des crues correspond au minimum de Dalton (1795-1830, fig. 12). Il ne semble donc pas y avoir de

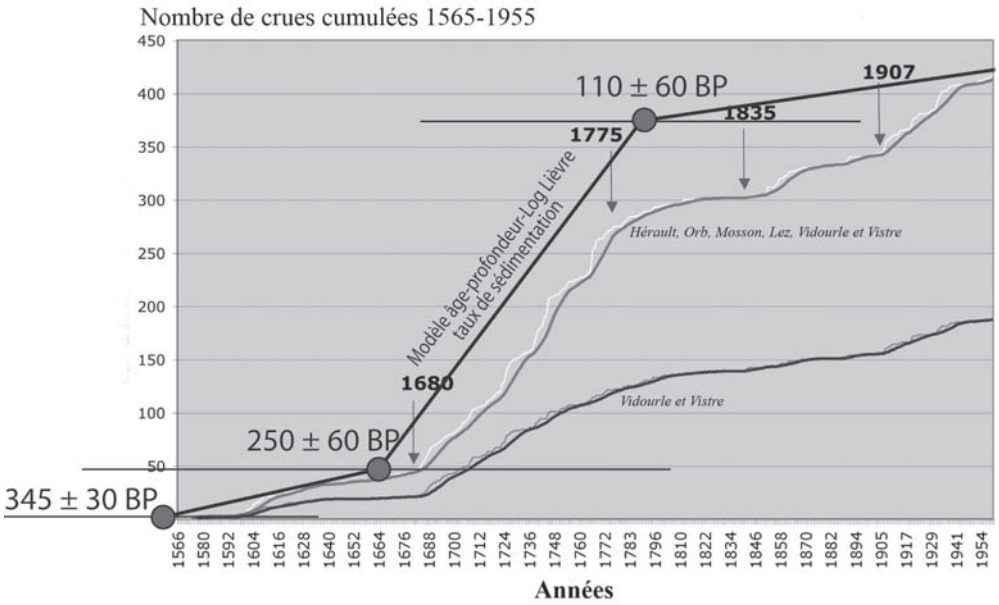


Fig. 12 : Comparaison entre le taux de sédimentation de la carotte du Lièvre et le nombre de crues cumulées des fleuves languedociens (textes) entre 1550 et 2000.
Fig. 12: Comparison of sedimentation rate of le Lièvre core and cumulated flood number of languedocian rivers (texts) between 1550 and 2000.

relation de cause à effet directe entre ces deux phénomènes et c'est probablement dans les modèles de circulation atmosphérique depuis la fin de l'Optimum Médiéval qu'il faut envisager les fluctuations de la rythmicité des crues perçues dans les dépôts sédimentaires et les sources textuelles.

Pour la péninsule ibérique, les bassins versants méditerranéens sont essentiellement affectés par des crues automnales résultant de la formation de cellules cycloniques induites par des flux de sud-ouest de haute altitude, à l'inverse des bassins atlantiques soumis à des flux d'ouest sous contrôle de l'oscillation Nord Atlantique (NAO) et à l'origine de crues essentiellement hivernales (Benito *et al*., 2003 et 2008). Au XVII^{e} et XVIII^{e} s., la proportion non négligeable de crues hivernales observée en Languedoc (près de 25 %, fig. 10) semble indiquer une prédominance d'un régime de circulation atmosphérique plus atlantique.

Un travail d'homogénéisation des chronologies textuelles et sédimentaires reste à faire pour affiner les corrélations entre les deux types de proxies pour l'ensemble de la période considérée et voir dans quelle mesure les types de circulation atmosphérique que traduisent les fluctuations de l'indice hivernal de la NAO peuvent agir sur la fréquence et le régime des crues des fleuves du Languedoc oriental.

REMERCIEMENTS

Ces travaux ont bénéficié pour la réalisation et l'étude du carottage du Lièvre d'un financement du Programme « Environnement Vie et Sociétés » du CNRS (PEVS, Comité « Histoire des interactions sociétés/nature, projet ». Le littoral languedocien durant l'Holocène : milieu et peuplement entre Lez et Vidourle, Hérault, Gard, coord. P. Blanchemanche), ainsi que de celui du projet ARMILIT (« Archéologie des Milieux Littoraux entre Aude et petit Rhône, depuis le Néolithique », coord. P. Blanchemanche, ANR-05-BLAN-0343-01, 2006-2007). Les auteurs remercient P.G. Salvador et un relecteur anonyme pour leurs commentaires et suggestions.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANQUETIN S., YATES E., DUCROCQ V., SAMOUILLAN S., CHANCIBAULT K., DAVOLIO S., ACCADIA C., CASAIOLI M., MARIANI S., FICCA G., GOZZINI B., PASI F., PASQUI M., GARCIA A., MARTORELL M., ROMERO R., & CHESSA P. 2005 - The 8 and 9 September 2002 flash flood event in France: a model intercomparison. *Natural Hazards and Earth System Sciences,* **5**, 741-754.

ARNAUD-FASSETTA G., 1998 - *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône.* Thèse de Doctorat en géographie physique, Universite d'Aix-Marseille 1, 329 p.

ARNAUD-FASSETTA G., & PROVANSAL M., 1993 - Étude géomorphologique du delta du Rhône : l'évolution des milieux de sédimentation fluviatile au cours de l'Holocène récent. *Méditerranée*, **3-4**, 31-42.

ARNAUD F., REVEL-ROLLAND M., CHAPRON E., DESMET M., & TRIBOVILLARD N., 2005 - 7200 years of Rhône river flooding activity recorded in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene,* **15**, 420-428.

ARNAUD-FASSETTA G., BRUNETON H., BERGER J.-F., BEAUDOUIN C., BOES X., & PROVANSAL M., 2005 - A 8000-yr record of palaeohydrology and environmental change in fluviatile-influenced sediments from the urban Arles-Piton core, upper Rhône Delta, France. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **49**, 4, 455-484.

BARRIENDOS M., CŒUR D., LANG M., LLASAT M.C., NAULET R., LEMAITRE F., & BARRERA A., 2003 - Stationarity analysis of historical flood series in France and Spain (14 th-20 th centuries). *Natural Hazards and Earth System Sciences,* **3**, 583-592.

BEAULIEU J.-L. de, & GILOT E., 1972 - Végétations holocènes du Mont Lozère : Analyses polliniques et datages. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **274**, 1641-1644.

BENITO G., DIEZ-HERRERO A., & DE VILLALTA M.F., 2003 - Magnitude and frequency of flooding in the Tagus basin (Central Spain) over the last millennium. *Climatic Change,* **58**, 171-192.

BENITO G., THRONDYCRAFT V.R., RICO M., SÁNCHEZ-MOYA Y., &SOPEÑA A., 2008 - Palaeoflood and floodplain records from

Spain: evidence for long-term climate variability and environmental changes, *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2008.05.020.

BERGER J.-F., FICHES J.-L., & GAZENBEEK M. 2004 - La gestion du risque fluvial à *Ambrussum* durant l'Antiquité par les riverains du Vidourle. *In* J. Burnouf & P. Leveau (dir.), *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture. Sociétés préindustrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes*. Actes du Colloque PEVS/SEDD, 8-10 avril 2002, Aix-en-Provence, Éditions du CTHS, 419-436.

BLANCHEMANCHE P., 1990 - *Bâtisseurs de paysages.* Éditions Maison des Sciences de l'Homme, Paris, 329 p.

BLANCHEMANCHE P., BERGER J.-F., CHABAL L., JORDA C., JUNG C., & RAYNAUD C., 2003 - Le littoral languedocien durant l'Holocène : milieu et peuplement entre Lez et Vidourle (Hérault, Gard). *In* F-D. Vivien, J. Burnouf, B. Villalba & T. Muxart (dir.), *Des milieux et des hommes : fragments d'histoires croisées*. Bilan du Programme PEVS/SEDD, Elsevier, Collection Environnement, 79-92.

BRAVARD J.-P., 1983 - Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône. *Revue de Géographie Alpine*, **LXXI** (4), 363-379.

BRAVARD J.-P., 1996 - Des versants aux cours d'eau, les implications des fluctuations paléohydrologiques à l'époque médiévale. *In* M. Colardelle (dir.)*, L'homme et la nature au Moyen-Âge. Palaoenvironnement des sociétés occidentales*. Actes du V[e] congrès international d'archéologie médiévale, Grenoble, 6-9 octobre 1993, Paris, Errance, 171-179.

BRAVARD J.-P., 2004 - Le risque d'inondation dans le bassin du Haut Rhône : quelques concepts revisités dans une perspective géohistorique. *In* J. Burnouf & P. Leveau (dir.), *Fleuves et marais, une histoire au croisement de la nature et de la culture. Sociétés préindustrielles et milieux fluviaux, lacustres et palustres : pratiques sociales et hydrosystèmes.* Actes du Colloque PEVS/SEDD, 8-10 avril 2002, Aix-en-Provence, Éditions du CTHS, 397-408.

BRAZDIL R., GLASER R., PFISTER C., DOBROVOLNY P., ANTOINE J.-M., BARRIENDOS M., CAMUFFO D., DEUTSCH M., ENZI S., GUIDOBONI E., KOTYZA O., & SANCHEZ RODRIGO F., 1999 - Flood events of selected European rivers in the sixteenth century. *Climatic Change*, **43**, 239-285.

CŒUR D., & LANG M., 2002 - L'enquête en archives et la connaissance des inondations, in Avalanches et risques. Regards croisés d'ingénieurs et d'historiens. *Actes du séminaire du programme Histoval (Grenoble, 16 sept. 1999)*, Cemagref-université Pierre Mendès France (CRHUPA/HESOP), Grenoble, MSH-Alpes, 133-144.

COURTY M.A., 1994 - Le cadre paléogéographique des occupations humaines dans le bassin du haut-Khabur (Syrie du Nord-Est). Premiers résultats. *Paléorient*, **20/1**, 21-59.

FICHES J.L., 2007 - *Ambrussum*. Une étape de la voie Domitienne, NPL Éditions, 125 p.

GOLDBERG D.E., 1989 - *Genetic Algorithms in Search, Optimization and Machine Learning*. Addison-Wesley Publishing Company, 412 p.

GUILBERT X., 1994 - *Les crues de la Durance depuis le XIV[e] siècle. Fréquence, périodicité et interprétation paléo-climatique.* Mémoire de Maîtrise de Géographie, Université d'Aix-Marseille I, 350p.

JACOB N., 2003 - *Les vallées en gorges de la Cévenne vivaraise : montagne de sable et château d'eau.* Thèse de Doctorat de Géographie, Université Sorbonne-Paris IV, 459 p.

JORDA C., 2007 - Morphogénèse alluviale et paléogéographie d'un paysage alluvial : le cas de Port Ariane. *In* I. Daveau (dir.), *Port Ariane (Lattes, Hérault), construction deltaïque et utilisation d'une zone humide lors des six derniers millénaires.* Lattara*,* **20**, 41-81.

LAMBECK K., & BARD E., 2000 - Sea-level change along the French Mediterranean coast since the time of the Last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **175**, 203-222.

LANG M., OUARDA T., & BOBÉE B., 1999 - Towards operational guidelines for over-threshold modelling. *Journal of hydrology*, **225**, 103-117.

LE ROY LADURIE E., 1966 - *Les Paysans du Languedoc.* Mouton, Paris-La Haye, 2 vol., 1034 p.

NOËL H., GARBOLINO E., BRAUER A., LALLIER-VERGES E., BEAULIEU J.-L. de, & DISNAR J.-R., 2001 - Human impact and soil erosion during the last 5000 yrs as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, the French Alps. *Journal of Paleolimnology*, **25**, 229-244.

PFISTER C., 1999 - *Wetternachhersage. 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatatstrophen*. Haupt, Bern, 304 p.

PICHARD G., 1995 - Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée*, **3-4**, 105-116.

REY T., LEFEVRE D., & VELLA C., 2005 - Données nouvelles sur les lobes deltaïques du paléogolfe d'Aigues-Mortes à l'Holocène (Petite Camargue, France). Colloque Q4 AFEQ/CNF-INQUA « Continuité et discontinuité dans les enregistrements quaternaires », Strasbourg, *Quaternaire,* **16** (4), 329-338.

REYNES C., DE SOUZA S., SABATIER R., FIGUERES G., & VIDAL B., 2007 - Selection of discriminant wavelength intervals in NIR spectrometry with genetic algorithms. *Journal of Chemometrics*, **20**, 136-145.

SABATIER P., DEZILEAU L., CONDOMINES M., BRIQUEU L., COLIN C., BOUCHETTE F., LE DUFF M., & BLANCHEMANCHE P. 2008 - Reconstruction of palaeostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). *Marine Geology*, **251**, 224-232.

SCLAFERT TH., 1959 - *Culture en Haute Provence: déboisements et pâturage au Moyen Âge.* Mouton, Paris-La Haye.

SHEFFER N.A., ENZEL Y., G. BENITO G., GRODEK T., POART N., LANG M., NAULET R., & CŒUR D., 2003 - Paleofloods and historical floods of the Ardèche River, France. *Water Resources Research*, **39** (12), 1376 (doi:10.1029/2003WR002468).

THRONDYCRAFT V.R., BENITO G., RICO M., SÁNCHEZ-MOYA Y., SOPEÑA A., & CASAS A., 2005 - A long-term flood discharge record derived from slackwater deposits of the Llobregat River, NE Spain. *Journal of hydrology*, **313**, 16-31.

VANNIERE 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 Review*, **27**, 11-12, 1181-1196.

WESSELS M., 1998 - Natural environmental changes indicated by Late Glacial and Holocene sediments from Lake Constance, Germany. *Palaeo*, **140**, 421-432.

ZOLITSCHKA B., 1998 - A 14,000 year sediment record from western Germany based on annually laminated lake sediments. *Geomorphology*, **22**, 1-17.