ISBN 978-973-0-08552-5

LAURA TIRON

DELTA DU DANUBE - BRAS DE ST. GEORGE

LAURA TIRON

DELTA DU DANUBE - BRAS DE ST. GEORGE

Mobilité morphologique et dynamique hydro-sédimentaire depuis 150 ans

BUCUREŞTI, 2010

DELTA DU DANUBE - BRAS DE ST. GEORGE
Mobilité morphologique et dynamique hydro-sédimentaire depuis 150 ans

LAURA TIRON

DELTA DU DANUBE - BRAS DE ST. GEORGE
Mobilité morphologique et dynamique hydro-sédimentaire depuis 150 ans

Geo-Eco-Marina. Special Publication no. 4
GeoEcoMar, 2010

NATIONAL INSTITUTE OF MARINE GEOLOGY AND GEO-ECOLOGY (GeoEcoMar) - ROMANIA

23-25, Dimitrie Onciul St, 024053, P.O.Box 34-51, Bucharest
Tel./Fax: +40-021-252 25 94
contact: cristina.poenaru@geoecomar.ro

We gratefully acknowledge support for printing provided by the National Authority for Scientific Research of Romania

GEO-ECO-MARINA Special Publication Coordinator:
Dan C. JIPA

Desktop Publishing:
Carmen BIRIŞ

ISBN 978-973-0-08552-5
© 2010 GeoEcoMar
All rights reserved

Printed by Artix & Smart Print

TABLE DE MATIERES

Abstract 7
Rezumat 9
Remerciements 11
Introduction générale 15

PREMIÈRE PARTIE - Présentation générale 19
1. Le delta du Danube - un système deltaïque complexe 21
1.1. Contexte géologique et construction holocène du delta 21
1.2. Unités morphologiques et sédimentologiques majeures 25
1.3. Le réseau hydrographique. Trois principaux distributaires 28
2. Le bras de St. George 30
2.1. Evolution du bras de St. George 30
2.2. Sectorisation du bras de St. George 32
3. Le delta du Danube : réceptacle d'un grand bassin versant anthropisé 36
3.1. Le système fluvial et ses variables de contrôle 36
3.2. Les perturbations anthropiques du système. Etat de connaissances 38
3.3. Vers un équilibre dynamique du système fluvial ? 47
3.4. Le Danube - Un grand système fluvial 49
3.5. Le Danube - Un grand système aménagé 55
4. Le delta du Danube – un système anthropisé 62
4.1. Historique des aménagements dans le delta et conséquences hydro-sédimentaires à l'échelle séculaire 62
4.2. Comment le bras de St. George enregistre l'impact des aménagements ? 65
5. Conclusion 70

DEUXIÈME PARTIE - Evolution morphologique du bras de St. George (1880 - 2006) 71
Introduction, problématique 73
1. Présentation des données sources et méthodes d'étude (cartes et images satellitaires) 80
Introduction 80
1.1. Les cartes anciennes 81
1.2. Les cartes et les images satellitaires récentes (1970 – 2006) 86
1.3. Méthodes et marges d'erreur 91

2. Quantification et sectorisation des mutations en surface (2D) du milieu fluvial entre 1880 et 1970 94
Introduction 94
2.1. Evolution de la largeur du chenal entre 1880 et 1970 94
2.2. Mobilité du bras de St. George entre 1880 et 1970 101
2.3. Interprétations et discussions 110
3. Quantification et sectorisation des mutations en surface (2D) du milieu fluvial entre 1970 et 2006 114
3.1. Evolution de la largeur du chenal entre 1970 et 2006 114
3.2. Mobilité du bras de St. George entre 1970 et 2006 120
3.3. Interprétations et discussions 128
4. Conclusion générale de la deuxième partie 132

TROISIÈME PARTIE - Dynamique morpho-sédimentaire du bras de St. George 135
Introduction 137
1. Caractérisation sédimentologique des berges du bras de St. George 163
1.1. Stratigraphie et granulométrie des carottes 165
1.2. Discussion 174
2. Dynamique sédimentaire de la charge de fond en transit sur le flanc des berges en Avril et Octobre 2005 181
2.1. Résultats : caractérisation granulométrique des sédiments prélevés sur les berges immergées 182
2.2. Interprétation : dynamiques sédimentaires des berges du bras de St. George 187
2.3. Discussion 192
2.4. Conclusion 198
3. Estimation des flux sédimentaires et les processus morpho-dynamiques du bras de St. George 199
3.1. Estimation du flux liquide et sédimentaire du méandre de Mahmudia (1) 199
3.2. Le couple des méandres Dunavăţ de Sus (2) et Dunavăţ de Jos (3) 212
3.3. Conclusions sur la mesure des flux sédimentaires en suspension par aDcp sur les méandres de Mahmudia, Dunavăţ de Sus et Dunavăţ de Jos 226
4. Conclusion de la troisième partie : flux et stockages sédimentaires sur le chenal du bras de St. George 228

CONCLUSION GÉNÉRALE 231
I. Présentation générale 233
II. Evolution morphologique du bras de St. George 234
III. Dynamique morpho-sédimentaire du bras de St. George 236

Annexes 241
Liste de figures 253
Liste de photographies 259
Liste de tableaux 260
Références bibliographiques 263

ABSTRACT

Key words: St. George distributary, meander bend, meander cut-off, hydro-sedimentary dynamics, ADCP, GIS.

The climatic changes and the anthropogenic pressure in the last 150 years have transformed the majority of the European river hydro-systems. It is also the case of the Danube River, which has the vastest drainage basin in Europe and is the most international river with many countries sharing its basin where the anthropogenic pressure was and is extremely important. The deltas correspond to the downstream part of the river systems, and they record these changes and pressure more or less intensively. The Danube Delta represents an important natural system, located in the lower part of the Danube River. Moreover, to the upstream anthropogenic changes are added the more recent ones localised in the delta itself (meanders cut-off, dikes, different land-use etc.). Our research takes into account the chronological and spatial effects of these changes and their influence on the morphogenesis and on the river hydro-sedimentary dynamics. The objective of our research is to study the morpho-dynamic changes of one of the main delta distributaries, the St. George branch, and to assess the relationships among the factors influencing these changes (climate, historical, anthropogenic structures). This is an integrated and multidisciplinary study (dynamic morphology, sedimentology, hydrology) of the recent evolution (during the last 150 years) and of the hydro-sedimentary behaviour of an important delta meandering distributary.

The St. George branch is the southernmost of the three main distributaries of the Danube Delta. In the eighties a programme of this distributary meander loops cut-off has been carried out. Our research tries to analyze how the St. George branch has reacted to these changes. The thesis contributes to the evaluation of the new conditions of sediment transfer downstream and to the quantification of the sediment supply to the mouth zone of the distributary. The channel morphology changes have been studied as well.

The study is organized in three parts:

In **the first part**, we will present bibliographical data concerning the morphological impact of the meander cut-offs and river damming from other deltaic systems in the world. These data are necessary in order to compare and to include our system in the general context. In addition the geographical and geological setting of the St. George distributary (hydrology and channel morphometry, sedimentary contribution, history of local hydro-technical works) is presented.

The second part is devoted to the study of the morphological evolution of the St. George distributary at a secular scale on the basis of qualitative and quantitative analysis of the old and recent maps (between 1857 and 1985) and of the recent satellite images (since 1990 and up to 2006) by image processing. The results of this 2D analysis, obtained by superposition of maps, allowed to define the tendency of changes (variations of channel width and its sinuosity, deformations of meanders and their amplitudes, presence/absence of bars and islands etc.) and to calculate the morphometric parameters of the channel. These results highlighted the intensity of the anthropogenic impact on the St. George distributary.

The third part describes the present-day hydro-sedimentary processes, that we could study during the field-campaigns carried out in average discharge conditions (October 2005) and during two major floods (April 2005 and 2006). The objective was to study the role of the meander cut-offs canals and their effects on the fluxes of sediments. We analyzed the recent sedimentary deposits on the river levees by coring, the dynamics of sediments at the water-sediment interface in the proximity of the river banks and the water and suspended sediments fluxes.

The results enabled us to validate the empirical equations of sediment transport in many sections of the distributary characterized by geomorphologic dynamics.

REZUMAT

Cuvinte cheie: Bratul Sfântu Gheorghe, GIS, meandre, canal artificial, dinamică hidro-sedimentară, aDcp.

Schimbările climatice şi influenţele antropice au transformat majoritatea hidrosistemelor fluviale europeene în ultimii 150 de ani. Deltele, receptor final al acestora, înregistrează aceste modificări cu intensităţi diferite. Este şi cazul Dunării care drenează cel mai vast bazin de recepţie din Europa. Delta Dunării reprezintă un vast sistem natural, situat în partea inferioară a imensului bazin hidrografic al Dunării, un bazin internaţional şi antropizat ce poartă amprenta transformărilor care au afectat bazinul de recepţie de-a lungul timpului; în plus, efectele antropice din amonte s-au combinat cu lucrările antropice recente din interiorul deltei (rectificări de meandre, îndiguiri). Acest studiu s-a bazat pe înlănţuirea la scară cronologică şi spaţială a fenomenelor adiacente acestor transformări şi influenţa lor asupra morfogenezei şi dinamicii hidro-sedimentare în mediul deltaic. Rezultatele au permis evaluarea noilor condiţii de transfer sedimentar în partea inferioară a Dunării, implicaţiile lor asupra morfologiei canalului cât şi cuantificarea aporturilor solide la gura de vărsare.

Obiectivul principal al acestei lucrări este cel de a studia modificările morfodinamice fluviale ale unui braţ deltaic, braţul Sfântu Gheorghe în Delta Dunării şi de a cerceta relaţiile dintre factorii de influenţă directă (climatici, istorici, amenajări fluviale). Este un studiu integrat şi pluridisciplinar (hidrologie, morfologie, dinamică, sedimentologie), realizat pentru înţelegerea proceselor de evoluţie şi a modului de funcţionare sedimentară a unui braţ meandrat al Deltei Dunării.

Braţul Sfântu Gheorghe este unul din cei trei distributari ai deltei Dunarii. El reprezintă un interes mai ridicat datorită rectificării recente ale meandrelor sale, la inceputul anilor 1980. Acest studiu îşi propune o analiză a modului in care bratul Sfântu Gheorghe înregistrează efectele acestor modificări. Deasemenea, această lucrare va permite evaluarea noilor condiţii de transfer sedimentar în partea inferioară a Dunării şi implicaţiile acestora asupra morfologiei canalului. Va fi o contribuţie importantă la estimarea aporturilor solide la gura de vărsare.

Organizat in trei parţi, prezentul studiu incearcă să raspundă problematicii prezentate prin aplicarea mai multor metode de lucru.

În prima parte, sunt prezentate date bibliografice referitoare la impactul morfologic al barajelor şi al rectificărilor de meandre cunoscute în alte sisteme deltaice din lume. Aceste informaţii au fost necesare pentru compararea şi integrarea zonei noastre de studiu într-un context global. O prezentare a contextul geografic şi geologic al braţului Sf. Gheorghe (hidrografie, morfometria canalului, aporturi sedimentare, istoricul amenajărilor locale) a fost deasemenea elaborată.

A doua parte este consacrată studiului evoluţiei morfologiei braţului Sf. Gheorghe la scară seculară pe baza analizei calitative şi cantitative a mai multor seturi de hărti vechi şi recente (între 1857 şi 1985) precum şi a unor imagini satelitare actuale (între 1990 şi 2006). Rezultatele obţinute, prin analiza hărtilor au permis degajarea unor tendinţe evolutive 2D (deformări ale meandrelor, prezenţa/absenţa bancurilor sau a insulelor interioare) şi calcularea parametrilor mofometrici ai canalului (variaţii de lăţime, sinuozitate, amplitudine a meandrelor). Aceste rezultate au evidenţiat intensitatea impactului amenajărilor antropice.

A treia parte prezintă procesele hidro-sedimentare actuale, pe care le-am putut studia în campaniile de teren, realizate într-un context de debit modal (octombrie 2005) şi în timpul a două viituri majore (aprilie 2005 şi 2006). Obiectivul a fost de a studia rolul rectificărilor meandrelor şi efectele locale asupra tranzitului sedimentar. Astfel, s-au studiat depozitele sedimentare recente ale leveelor prin carotaje, dinamica sedimetelor de tranzit la interfaţa apă sediment în proximitatea malurilor şi dinamica fluxurilor lichide şi a sedimentelor în suspensie.

Acestea au permis validarea formulelor empirice de dinamica geomorfologică pe diferite secţiuni ale braţului afectate de o mobilitate recentă.

REMERCIEMENTS

Parcourant l'Europe, d'Est à l'Ouest, pour de nombreux voyages au long de ces dernières années, je tiens à remercier chaleureusement tous ceux qui m'ont aidée et soutenue pour réaliser ce travail.

Tout d'abord, à *Nicolae Panin*, pour m'avoir convaincue de me lancer dans cette belle aventure qui a commencé en 2003 dans le jardin de *Dan Jipa* à Bucarest où j'ai connu *Mireille Provansal*. Elle a accepté sans hésitation d'être ma collaboratrice en France. Je remercie Nicolae Panin pour sa confiance en moi, son aide dans la démarche d'obtention des financements pour ce travail.

Cette étude a bénéficié du soutien financier principal du projet ***GeoEcoCentre Romania*** dans le cadre de GeoEcoMar, financé par la Communauté Européenne et le Ministère de l'Education et Recherche de Roumanie. Le projet Brâncuşi, réalisé dans le cadre d'une collaboration entre l'UMR 6635 *CEREGE* et INCD *GeoEcoMar* m'a forni le financement de quelques séjours en France. Je remercie Olivier Radakovitch pour son aide, pas seulement financière, mais aussi pour ses conseils scientifiques et sa participation à une campagne de terrain dans le delta du Danube, son dynamisme et son professionnalisme. Plusieurs bourses d'études (« Aires culturelles » du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche de France) m'ont permis d'entreprendre des stages au laboratoire CEREGE, je remercie *Didier Pralon* et *Martine Perney*.

Comme je me suis toujours partagée entre les deux laboratoires, le CEREGE et GeoEcoMar, j'ai eu la chance de connaître et de travailler avec beaucoup de gens extraordinaires qui ont contribué à ma formation scientifique.

En ***France***, au ***CEREGE*** j'adresse mes plus grands remerciements, à toute l'équipe de géomorphologie d'abord, mais à d'autres aussi. Je remercie particulièrement *Bernard Simon, Philippe Dussouillez, Olivier Radakovitch, Jules Fleury, Samuel Meulé*, *François Sabatier, Christophe Morhange, Claude Vella, Olivier Bellier* et *Simon Dufour* pour leurs conseils et recommandations scientifiques, leurs encouragements amicaux et leurs amitié et *Caroline Vassas, Romain Capanni, Esmael Shabanian* et *Cédric Brunel* pour leur humour particulier et leur amitié. Un remerciement spécial à *Guil-*

laume Raccasi pour sa collaboration « pluridisciplinaire », sa disponibilité permanente et pour avoir accepté sans aucune hésitation de mesurer ensemble une crue centennale du Danube.

C'est au CEREGE que j'ai connu *Marie-Jacqueline Leclert, Grégoire Maillet, Christelle Antonelli, Benoît Devillers, Adrien Lambert*, *Christine Authemayou, Anne-Julia Rollet* et *Olivier Samat*, que j'apprécie beaucoup et que je remercie pour leur amitié.

Je glisse un paragraphe spécial pour *Marie-Jacqueline* et *Gérard Leclert*, magnifiques amis et compagnons des innombrables randonnées et sorties dans la nature faites ensemble, et plus encore : repas, piqueniques, fêtes, visites touristiques, soirées poésies avec les amis *Garde* (*Françoise et Jean François, Jean-Paul*), *Bernard Rasser*. Merci.

Un grand merci à *Jérôme Le Coz* et *Guillaume Dramais* (Cemagref) pour leur collaboration professionnelle dans le traitement des données aDcp, pour les campagnes sur le Rhône et les conversations en roumain.

Je n'oublie pas *Mireille Arnaud* (IRSN, La Seyne-sur-Mer) qui m'a gentiment permis d'utiliser le granulomètre laser et *Grégory Agin* pour son aide à traiter les échantillons du Danube et son amitié durable.

Je remercie particulièrement *Annie Rinaudo* (MMSH) pour sa gentillesse, pour son aide et son amitié remarquable.

Et pour finir les remerciements, chapitre France, il me reste un gros et élogieux paragraphe, le plus difficile à écrire, que je vais dédier à celle qui a été le centre de tout mon univers pendant ces dernières années, *Mireille Provansal* (je pourrais même rédiger encore un chapitre et ça ne suffirait pas pour la remercier, j'ai tellement de mots à lui dire...). Un vrai exemple de professeur, dans la complexité de ce terme, extraordinaire par son enthousiasme, son énergie positive, son dynamisme et sa jeunesse ; elle m'a encouragée dans les plus difficiles moments tout en gardant sa patience, elle a eu confiance en moi, elle m'a énormément aidée pendant tout ce travail. Elle est une vraie professionnelle et une amie sans égal.

En dehors du travail, elle a réussi avec *François*, à faire que je ne me sente jamais seule ni à l'étranger ; tous les deux, ils représentent ma famille de France et cela dit tout. Je suis heureuse d'avoir connu et passé de beaux moments avec *Simone, Alice, Nadine, Bernard, Vincent, Brigitte, Marion*, et leurs enfants. Je les remercie pour tout et je les apprécie énormément.

Je vous avoue, mes amis français, que je suis heureuse de vous avoir tous connus et d'avoir travaillé avec vous ; ce travail, mon occasion de très belles rencontres en France que j'espère pouvoir entretenir le plus longtemps possible.

En ***Roumanie***, à ***GeoEcoMar*** j'ai une longue liste d'amis qui m'ont soutenue, encouragée et aidée, et je leur en suis très reconnaissante.

Je remercie particulièrement *Claudia Strechie-Sliwinski*, une vraie amie, exemple de professionnalisme et sérénité qui m'a toujours donné de bons conseils.

Un grand merci à *Silviu Rădan* et *Dan Jipa* qui ont lu mes textes et m'ont donné des conseils et recommandations précieux ; merci pour les encouragements et pour leur amitié et leur soutien.

Un grand merci à *Mihaela Melinte*, qui m'a toujours encouragée et soutenue.

Je remercie mes très chers amis *Ştefan Szobotka, Alina Pavel, Titus Brustur* (merci pour la biblio !), *Luminita Grigore, Irinel Caraban,* pour les encouragements, la confiance et leur amitié sincère. Merci à *Georgica* et *Remzi* pour l'aide sur le terrain et pour leur amitié.

Merci à *Tibi*, je n'oublierai jamais sa confiance et ses encouragements.

Je remercie ma famille, mes parents, ma soeur *Paula* et mes deux frères *Ovidiu* et *Adrian* avec leurs familles qui m'ont soutenue, appréciée et qui ont toujours eu confiance en moi.

Je remercie particulièrement mon cher *Florin* qui m'a toujours fait confiance, pour son calme, son optimisme et sa gentillesse qui m'ont aidée à passer cette très difficile dernière année. Merci Florin, pour ta patience et pour ton amour !

Encore une fois, merci à tous…

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'objectif de cette étude est une approche intégrée et pluri-disciplinaire (morphologie dynamique, sédimentologie, hydrologie) de l'évolution récente (au cours des derniers 150 ans) et du fonctionnement hydro-sédimentaire d'un bras deltaïque, le bras de St. George situé dans le delta du Danube.

Le choix de cette étude est justifié par l'importance que ce delta présente en Europe, et particulièrement en Roumanie. Le Delta du Danube est en effet le deuxième delta du continent européen en superficie et représente la zone la plus importante de dépôt sur le rivage de la mer Noire. Sa diversité biologique très importante est reconnue par l'UNESCO: son maintien dépend d'un équilibre naturel lié au fonctionnement du fleuve.

L'évolution des conditions climatiques et anthropiques a transformé depuis 150 ans la plupart des hydro-systèmes fluviaux européens. C'est également le cas du Danube, qui draine le plus vaste bassin-versant de l'Europe. Les deltas correspondent au terme aval des systèmes fluviaux, dont ils enregistrent les mutations de façon plus ou moins différée. Le delta du Danube porte l'empreinte de ces transformations : elles ont affecté tout le bassin aval depuis 150 ans et se combinent avec les aménagements plus récents et plus localisés dans le delta lui-même. Notre recherche devra donc prendre en compte les effets d'emboîtements d'échelles chronologiques et spatiales sur la morphogenèse et la dynamique fluviale dans le delta.

L'évolution long terme est marquée par les modifications climatiques séculaires, les changements d'occupation des sols dans le bassin-versant qui ont changé les débits et le régime des crues et diminué le volume des apports sédimentaires vers l'aval. Ces impacts ont été fortement amplifiés depuis 30-40 ans par l'aménagement hydro-énergétique des Portes de Fer dans les années 1971 – 1984 sur le territoire de la Roumanie. Dans le delta lui-même, la canalisation des bras pour la navigation (recoupements de méandres) a modifié les conditions d'écoulement des eaux et des transferts sédimentaires. Enfin, les dernières années ont été caractérisées par 2 crues majeures, dont les impacts méritaient d'être étudiés.

Le bras de St. George est l'un des trois distributaires du delta du Danube, le plus méridional. Il présente un intérêt particulier, en raison des facilités matérielles pour la recherche scientifique (par comparaison avec le bras de Kilia situé sur la frontière ukrainienne) et à cause des recoupements récents de ses méandres, au début des années 1980 (par comparaison avec le bras de Sulina, où les rectifications datent du début du XXème siècle). Ce travail propose donc d'analyser comment le bras de St. George enregistre ces changements. Ce travail permettra d'évaluer les nouvelles conditions du transfert sédimentaire à l'aval du Danube et ses implications sur la morphologie du chenal. Au-delà, il contribuera à la quantification des apports solides à l'embouchure.

Une approche bibliographique sur les recherches entreprises dans le delta du Danube montre que la dynamique fluviale est un sujet qui n'a pas été fortement analysé dans notre zone d'étude. Les travaux réalisés depuis une quarantaine d'années au sein de l'équipe de GeoEcoMar, dirigée par N. Panin, ont porté d'une part sur la caractérisation des stocks sédimentaires holocènes deltaïques et littoraux (Panin, 1972, 1974, 1976, 1983, 2003), d'autre part sur la dynamique hydro-sédimentaire littorale actuelle: mobilité du trait de côte (Stanică *et al.*, 2007 ; Oaie *et al.,* 2005a et 2005b), études des flux sédimentaires sur le littoral (Bondar *et al*., 1991; Dan *et al*., 2009), études des sédiments lacustres (Rădan *et al.*, 2004). Sur le bras de St. George, une étude évolutive des changements post-aménagements artificiels a été faite par A. Popa (1997) entre 1990-1995 ; cette étude nous a aidé à comprendre les processus liés à la dynamique actuelle des méandres.

L'étude approfondie de la dynamique hydro-sédimentaire du bras de St. George est donc un sujet nouveau et difficile, en raison du déficit de disponibilité des données. La recherche bibliographique, assez longue, s'est appuyée sur les données disponibles du laboratoire GeoEcoMar et sur une recherche systématique des archives hydrologiques et cartographiques dans les institutions de l'Etat Roumain. Le CEREGE a complété l'acquisition des données avec des images satellitaires récentes. Les données utilisées dans le cadre de cette étude proviennent de l'exploitation du fond cartographique et des images satellitaires existants sous système d'information géographique (SIG) et des mesures effectuées *in situ*. Nous avons également utilisé des méthodes jusqu'ici peu ou pas mises en oeuvre en Roumanie, pour le traitement d'images et la mesure des flux hydro-sédimentaires.

Notre étude s'organise en trois parties:

1) Dans la **première partie**, nous présenterons d'abord un état des connaissances bibliographiques concernant l'impact morphologique des barrages et des rectifications de méandres sur d'autres systèmes deltaïques. Cette démarche est nécessaire afin de comparer et comprendre notre système: nous avons appliqué ces informations à la compréhension des processus hydro-sédimentaires étudiés dans les chapitres suivants. D'autre part, nous

analyserons le contexte géographique et géologique du bras de St. George : hydrographie et morphométrie du chenal, apports sédimentaires, historique des aménagements locaux.

2) La **deuxième partie** est consacrée à l'étude des variations de la morphologie du bras de St. George à l'échelle séculaire sur la base de l'analyse qualitative et quantitative des cartes anciennes et récentes (entre 1857 et 1985) et des images satellitaires actuelles (depuis 1990 et jusqu'à 2006) par traitement d'images. Un important travail de recherche bibliographique a été fait dans les archives des institutions territoriales (INCD GeoEcoMar Bucarest, Institut de Géographie de Bucarest, Musée des Cartes Anciennes de Bucarest, Musée d'Histoire de Bucarest). Les résultats, obtenus par superposition des cartes, pour des études 2D ont permis de dégager des tendances évolutives surfaciques spatialisées et de calculer des paramètres morphométriques du chenal (variations de largeur, déformations des méandres, présence/absence d'îles et bancs). Ces résultats (incision, dynamiques des berges, évaluation numérisée des modifications de surface) ont été mis en relation avec les aménagements (digues, recoupements artificiels des méandres, nouvelles répartition du débit liquide à l'intérieur du delta) et les chroniques hydrologiques.

3) La **troisième partie** porte sur le fonctionnement hydro-sédimentaire actuel, que nous avons pu étudier lors de campagnes de terrain, réalisées dans un contexte de débit modal (Octobre 2005) et pendant deux crues majeures (Avril 2005 et 2006). L'objectif est d'étudier le rôle du recoupement artificiel des méandres et des effets de site sur la continuité du transit sédimentaire (MES et charge de fond). Nous avons prélevé et analysé trois types de milieux :
   - » au sommet des berges, des carottages ont permis de caractériser les dépôts au delà du débit de plein bord et de disposer d'un historique sédimentaire de la construction des berges.
   - » sur le flanc immergé des berges, nous avons cherché à caractériser la granulométrie de la charge de fond en transit, par deux campagnes de prélèvements sédimentaires, en crue (Avril 2005) et en régime modal (Octobre 2005). Ce travail nous a permis de définir les contraintes de cisaillement et d'analyser la ré-alimentation de la charge solide à partir de l'érosion des berges.
   - » dans le chenal, nous avons mesuré et analysé la dynamique des flux liquides (variations de débit, de vitesse, stratifications dans la colonne d'eau) et des transports solides en suspension (MES) lors de la crue centennale de 2006, par immersion d'un aDcp (Acoustic Doppler Current Profiler, RDInstruments). Les résultats ont permis la calibration du signal

acoustique (à l'aide du logiciel Sediview) et la quantification du flux sédimentaire en transit. Ils permettent de valider les équations empiriques de transport dans des sections du delta caractérisées par une mobilité récente.

Cette étude a pu être réalisée grâce au projet international de recherche dans le cadre de *GeoEcoMar*, ***GeoEcoCentre Romania*** (*European Centre of Excellence for Environmental and Geo-ecological Studies on River – Delta – Sea Systems in Europe: case study River Danube – its Delta – Black Sea System*) financé par la Communauté Européenne et le Ministère de l'Education et Recherche de Roumanie.

Ces données ont également enrichi la thématique de recherche du projet Brâncuşi (*Fonctionnement des systèmes hydro-sédimentaires de deux zones deltaïques : le Rhône et le Danube)*, réalisé dans le cadre d'une collaboration entre l'UMR 6635 *CEREGE* et INCD GeoEcoMar.

PREMIÈRE PARTIE

PRÉSENTATION GÉNÉRALE

Chapitre 1

LE DELTA DU DANUBE - UN SYSTÈME DELTAÏQUE COMPLEXE

A son embouchure dans la Mer Noire, le Danube a construit un des plus importants deltas de l'Europe (5800 km^2), **le delta du Danube**, désigné patrimoine UNESCO et réserve de Biosphère, avec 2 sites Ramsar, un parc national et quelques Réserves de Nature. Sa position est comprise entre les coordonnées suivantes: 44^{0}25' à 45^{0}30' latitude N et 28^{0}45' à 29^{0}46' longitude E.

1.1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET CONSTRUCTION HOLOCÈNE DU DELTA

Des études sur la géologie de la région du delta du Danube ont été réalisées par Liteanu et Pricăjan (1963), Pătrut *et al.* (1983), Mutihac (1990).

Le delta du Danube est situé dans l'unité géologique de la dépression pré - Dobrogéenne, sur le rebord de la plate-forme scythique (Fig. 1.1). La limite entre l'orogène nord – Dobrogéen et le territoire du delta du Danube est marquée par la zone de fracture Sf. Gheorghe qui d'ailleurs a des implications dans l'évolution du cours du Danube dans le secteur Galați et l'embouchure du bras de St. George (Mutihac, 1990). La plate-forme scythique couvre des dépôts de la dépression pré - Dobrogéenne sédimentés pendant six cycles. Le delta est situé dans une zone mobile de la croûte terrestre qui a subi à plusieurs reprises des subsidences (1.5 – 1.8 mm/an) associées à des accumulations des sédiments (Panin, 1999). Son édifice est formé par une séquence de dépôts détritiques épais de 300 -400 mètres (Liteanu et Pricăjan, 1963). Ces dépôts sédimentaires se sont mis en place pendant le Quaternaire, quand le Danube a atteint la Mer Noire (Panin, 2003). Pendant le Quaternaire, les variations du niveau de la mer Noire ont influencé l'évolution du delta (régression Wurmienne).

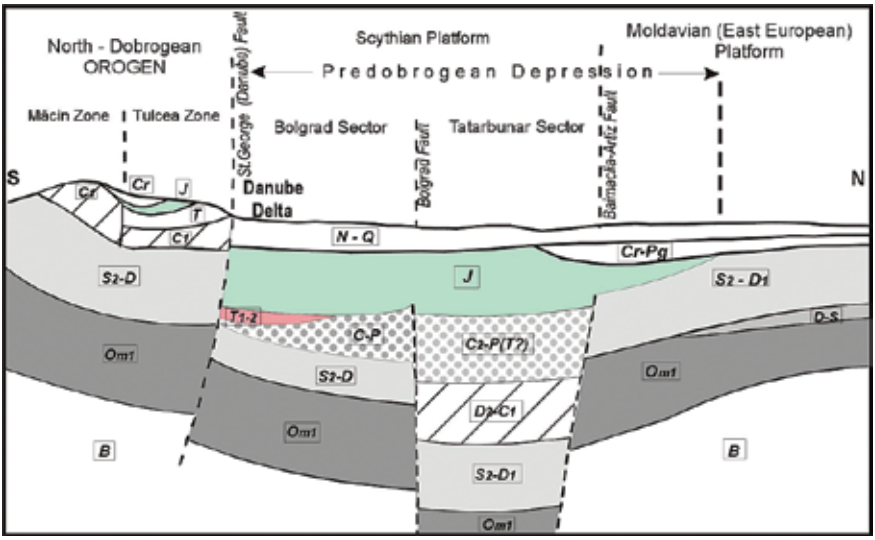


FIG. 1.1 – Section géologique du delta du Danube avec les unités structurales majeures de la région (d'après Panin, 1999). **Légende** : **B** – fondement ; **O** – Ordovicien ; **S** – Silurien ; **D** – Dévonien ; **C** – Carbonifère ; **P** – Permien ; **T** – Triasique ; **J** – Jurassique ; **Pg** – Paléogène ; **N** –Néogène ; **Q** – Quaternaire.

L'édification du delta du Danube actuel s'est faite au cours du Pléistocène Supérieur (Karangatian, Surozhian, Neoeuxinian) et de l'Holocène, en plusieurs phases de progradation et de récession, caractérisées par la formation de lobes successifs liés à des changements de cours du fleuve (reconstituées d'après la succession des cordons littoraux fossiles et des datations ^{14}C), qui se sont succédées dans le temps et dans l'espace (Panin, 1989) (Fig. 1.2 et Table 1.1). Son développement a été contrôlé par plusieurs facteurs : l'apport sédimentaire du fleuve (par déplacement progressif des embouchures), l'effet des vents du nord et des courants marins du sud et l'importance de l'influence de l'énergie des vagues.

1) la phase « du delta bloqué » (entre 11700 – 7500 ans BP), caractérisée par la formation du cordon (appelé flèche) initial Letea – Caraorman, issue des sédiments apportés pas les fleuves ukrainiens (Dniester, Dnieper, Bug) qui bloquaient le golfe du Danube;

2) la phase du Delta de St. George I (9000 – 7200 ans BP), caractérisée par l'évolution du premier bras deltaïque (*Paleo- St. George*) et son développement avec une progradation de 10 km en 2000 ans ;

3) la phase du « Delta de Sulina » (7200 – 2000 ans BP) marquée par le développement du bras de Sulina et la formation et progradation de son delta ;

4) la construction du Delta de Cosna – Sinoe, delta secondaire, situé au sud du delta du Danube qui a évolué entre 3500 – 1500 ans BP ;

5) la construction du Delta de Kilia au nord (3000 - 2500 ans BP) ;

6) la phase du Delta St. George II caractérisée par une réactivation du développement du bras de St. George au cours des derniers 2000 – 2800 ans.

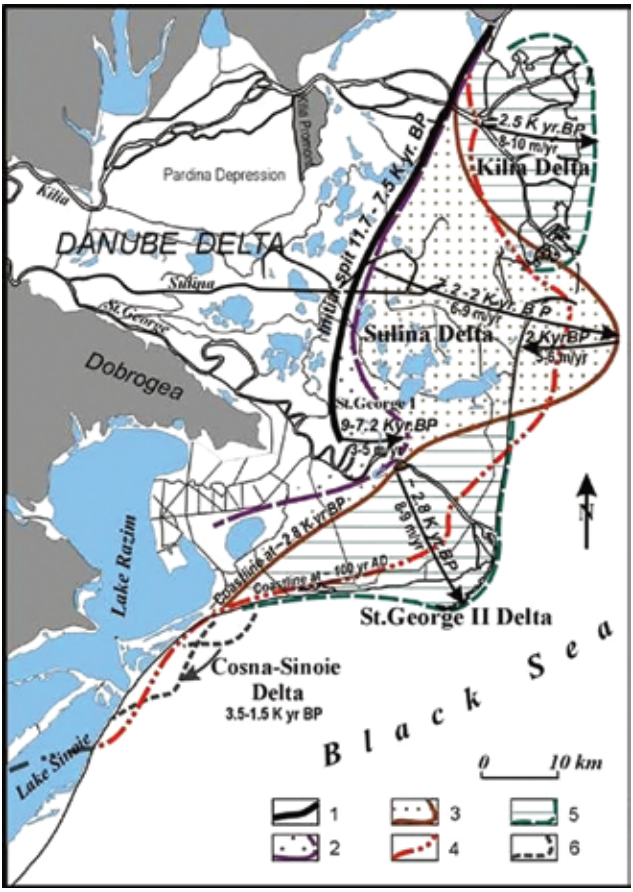


FIG. 1.2 – L'évolution du delta du Danube pendant l'Holocène et modifications correspondantes au trait de côte (d'après Panin, 1997). **Légende : 1**. Cordon initial (11700 – 7500 ans BP); **2**. Delta St. George I (9000 – 7200 ans BP); **3**. Delta Sulina (7200 – 2000 ans BP) ; **4**. Position du trait de côte à ≈100 ans AD ; **5**. Deltas St. George II et Kilia (2800 ans BP à présent) ; **6**. Delta Cosna – Sinoe (3500 – 1500 ans BP).

Le fait que les unités affleurent encore actuellement dans la plaine deltaïque montre qu'il n'y a pas de subsidence significative, mais aussi que le delta n'a pas des apports sédimentaires importants de l'amont. Il serait donc utile de situer le delta du Danube sur le diagramme ternaire de Galloway (1975).

Utilisé par Galloway (1975) et développé par Wright et Short (1984), le diagramme ternaire classifie les deltas selon les trois paramètres fondamentaux qui conditionnent la morphologie deltaïque : la marée, les houles et les dynamiques hydro-sédimentaires du fleuve (Fig. 1.3). Tout comme le delta du Mississippi, le delta du Danube est l'exemple classique de la typologie à dominance fluviatile. Mais, ses formes toujours lobées (héritées et actuelles) montrent que les dynamiques marines ont toujours régularisé les apports fluviaux.

TABLE 1.1 – Chronologie des lobes du delta du Danube

No.	Lobe	Datation absolue (ans BP)	Nombre de bras	Nombre d'embou-chures	Vitesse de prograda-tion
1	**La flèche initiale**	11700 - 7200	1	1	
1	**Le delta bloqué**	11700 - 7200	1	1	
2	**Le delta St. George I**	≈9000 - 7200	1	1	3-5 m/an
2a	*Phase Erenciuc*		*1*	*1*	
2b	*Phase Caraorman-Padure*		*1*	*1*	
2b	*Phase Caraorman-Sat*		*1*	*1*	
3	**Sulina**	≈7200 - 2000	1	1	3-5 m/an
3a	*Sulina – Phase 1*	*7200*	*1*	*1*	*6-9 m/an*
3b	*Sulina – Phase 2*	*≈6000*	*3*	*3*	
3c	*Sulina – Phase 3*	*≈4900*	*5*	*5*	
3d	*Sulina – Phase 4*	*≈2800 - 2000*	*2*	*2*	
4	**Cosna – Delta du Sinoe**	3500 - 1500	1	1	
5a	**Delta du Kilia**	2500 - présent	1-19	1-19	8-10 m/an
5b	**Delta du St. George II**	≈2800 - présent	1-3	1-3	8-9 m/an

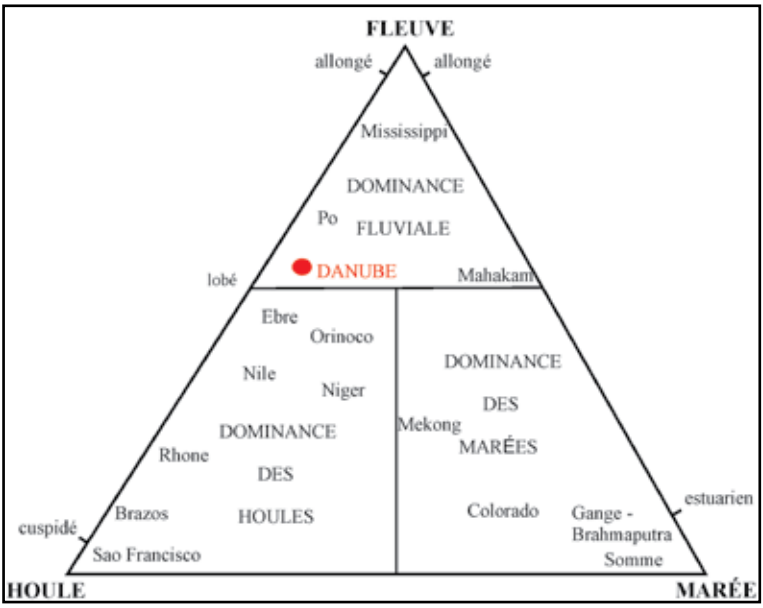


FIG. 1.3 – Diagramme ternaire de classification des deltas (d'après Galloway, 1975)

La classification tripartite semble être difficile à appliquer pour les deltas qui montrent des différences significatives entre les différents lobes deltaïques du même système. Situé dans les dépôts de nord- ouest du bassin de la mer Noire, le delta du Danube est un delta construit par l'influence intégrée des vagues et du fleuve (Wright et Coleman, 1973; Galloway, 1975). Diaconu et Nichiforov (1963) et Giosan (1998) montrent aussi que les trois lobes formés aux trois embouchures sont très différents morphologiquement : le lobe du nord du bras Kilia semble être à dominance fluviale tandis que le bras du sud semble être construit plus par les vagues.

Ces différents étapes de construction du delta du Danube ont donc abandonné des faciès sédimentaires différents (cordons sableux, levées alluviales fines) qui conditionnent les paysages et les écoulements actuels.

1.2. UNITÉS MORPHOLOGIQUES ET SÉDIMENTOLOGIQUES MAJEURES

Selon le schéma présenté ci-dessus, le delta du Danube est organisé en trois unités majeures (Panin, 1989):

- la plaine deltaïque (partie exondée du delta) (Fig. 1.4) : avec une superficie de 5800 km^2 elle peut être divisée en deux parties : la partie « supérieure » constituée par des dépôts fluviatiles (levées fluviales, méandres, dépressions inter-distributaires et un réseau dense de chenaux) et la partie « inférieure », littorale (1800 km^2) représentée par des cordons littoraux sableux fossiles, isolés ou regroupés (Jibrieni, Letea, Caraorman, Saraturile, Perisor et Chituc) (Fig. 1.5).
- le front du delta (1300 km^2), formé d'une plate-forme immergée (≈ 800 km^2) et d'un talus (≈ 500 km^2), descend jusqu'à 30 – 40 m ;

Le front deltaïque du bras de St. George va jusqu'à 12-15 m de profondeur ; c'est une plate-forme formée par les apports de distributaires Turcu et Seredne. Le talus s'étale jusqu'à 30-40 m de profondeur.

- le prodelta (plus de 6000 km^2) qui continue le front du delta jusqu'à des profondeurs de 50 – 60 m est formé par le dépôt des sédiments les plus fins issus de la décantation des apports fluviatiles.

A ces unités sédimentaires s'ajoute l'éventail profond du Danube qui va jusqu'à la plaine abyssale de la mer Noire (Panin, 1989). Dans cette étude notre attention se porte uniquement sur l'unité morphologique émergée du delta.

L'étude du bras de St. George va permettre de faire des observations sur les contraintes que le bras actuel subit dans son passage par ces deux unités héritées dans la plaine deltaïque.

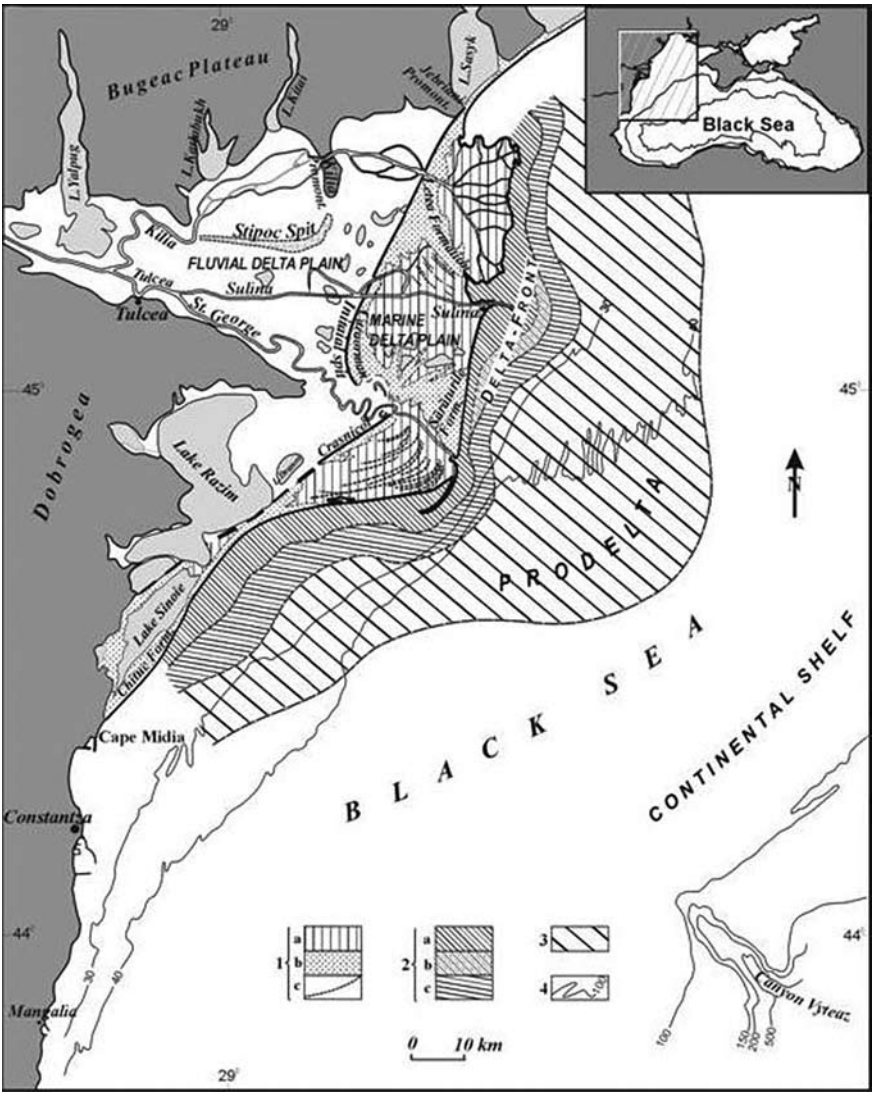


FIG. 1.4 – Les unités morphologiques et sédimentaires majeures du delta du Danube (d'après Panin 1989). **Légende** : **1** : plaine deltaïque :(**1a**) fluviale, (**1b**) marine, (**1c**) cordons littoraux fossiles et formations littorales d'accumulation dues à la juxtaposition de cordons littoraux ; **2**: front deltaïque : (**2a**) plate-forme du front deltaïque, (**2b**) reliques du Delta Sulina et de son front deltaïque, (2c) talus du front deltaïque ; **3**: prodelta du Danube ; **4** : isobathes en mètres.

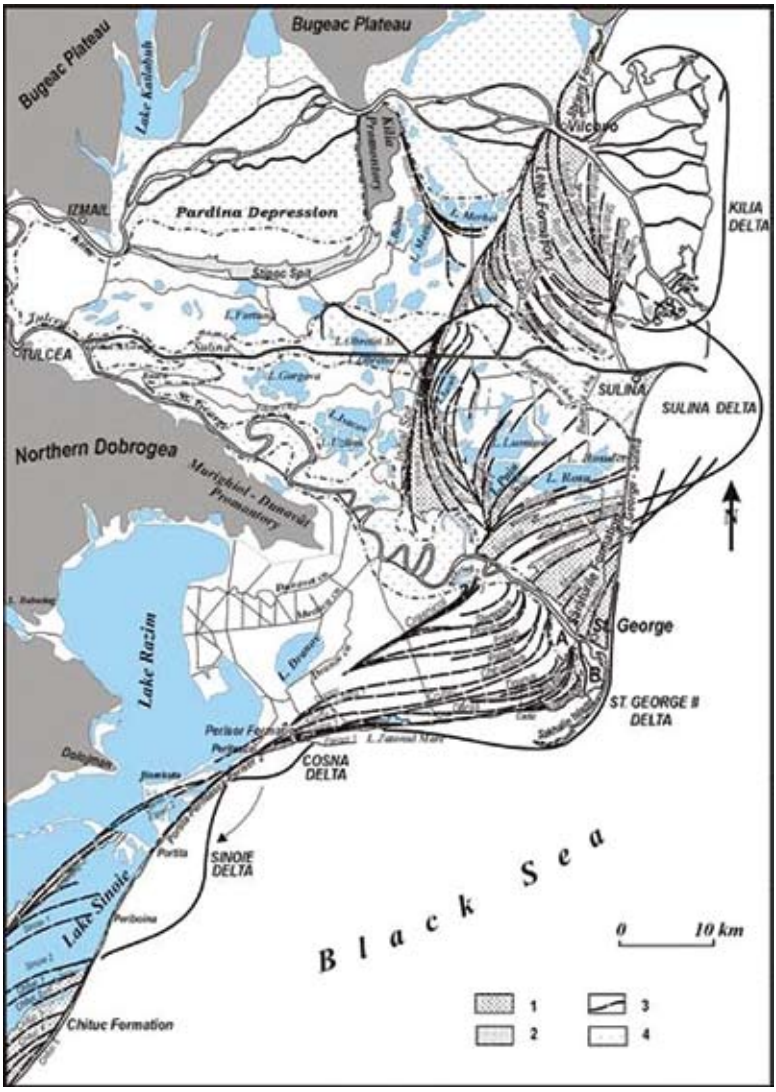


FIG. 1.5 – Structure géomorphologique et sédimentologique du delta du Danube (d'après Panin, 1999). **Légende** : **1**. Cordons littoraux sableux ; **2**. Zones lacustres ; **3**. Direction des cordons littoraux et des dépôts littoraux ; **4**. Zone de méandres

1.3. LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE. TROIS PRINCIPAUX DISTRIBUTAIRES

La plaine deltaïque commence à la première bifurcation du Danube (Ceatal Izmail) situé à 83.8 kilomètres de la zone d'embouchure. A Ceatal Izmail le Danube se divise en deux bras, un bras septentrional, celui de Kilia (Chilia) et un autre méridional, celui de Tulcea. Ce dernier, se divise à son tour 17 kilomètres plus loin, en deux bras, celui de Sulina et celui de St. George (Sfantu Gheorghe) (Fig. 1.6).

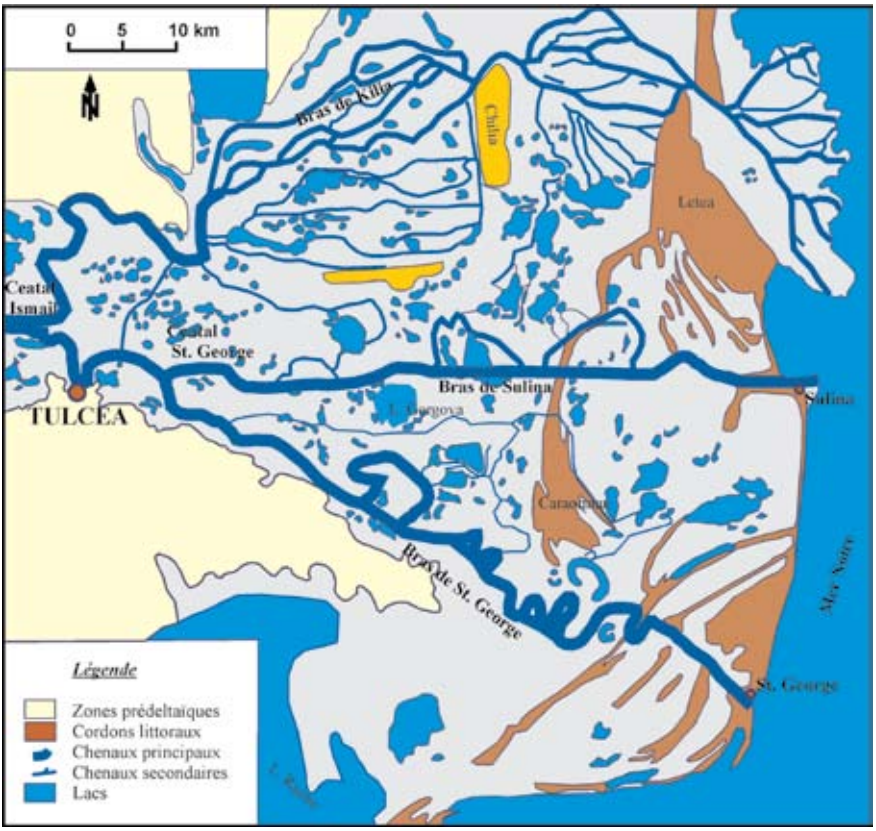


FIG. 1.6 – Le Delta du Danube

Le bras de Kilia, le plus important du système est long de 117 km et forme la frontière avec l'Ukraine. Il a construit à l'embouchure un delta secondaire lobé, d'une superficie totale de plus de 24000 ha.

Le bras de Sulina, long de 83.8 km, situé dans la partie centrale est le bras navigable actuel à la suite de nombreux travaux de rectification, entre 1868 – 1902. Le bras a été écourté d'environ 25 %, par des recoupements des méandres (83.8 km avant les coupures, 63.7 km à présent).

Le bras de St. George est le plus méridional du delta du Danube. Il débute à 108 km de la mer (à Ceatal St. George) par une diffluence du bras médian (bras de Tulcea). Sa largeur est variable (150 à 550 m), sa profondeur est comprise entre 3 et 27 m sous le niveau d'étiage local (Bondar, 2004). A l'embouchure il prolonge son activité par la construction d'un delta secondaire. Très méandriforme, ce bras présente encore une activité morpho-dynamique (mobilité des méandres) et une évolution rapide de son embouchure (progradation) qui provoque la mobilité de l'île-barrière de Sakhalin (Panin, 2003).

Chapitre 2

LE BRAS DE ST. GEORGE

Le bras de St. George, notre objet d'étude, représente le plus ancien bras du delta du Danube. Son parcours est le résultat d'une évolution complexe, qui lui a imposé une avancée en plusieurs étapes chronologiques, sur des héritages sédimentaires différents.

2.1. ÉVOLUTION DU BRAS DE ST. GEORGE

I. Formation du bras Paleo-St. George et édification du Delta St. George I (9000 - 7200 ans BP)

Le passage existant entre le promontoire Murighiol-Dunavat et la flèche initiale (la formation Caraorman) a permis l'avancée de l'embouchure du premier bras du Danube, le « Paléo-St. George », construit entre 9000 et 7200 ans BP qui a formé le premier delta du fleuve (le « Delta St. George I ») en trois phases d'évolution sur une période de 2000 ans et sur une distance de 10 km:

1) la **phase Erenciuc**, qui édifie la formation sableuse Erenciuc formée par une succession de cordons littoraux fossiles. Leur structure divergente dessine la position d'une paléo-embouchure dirigée vers le sud-est (Fig. 1.5);
2) la **phase Caraorman-pădure** (formation Caraorman-pădure), comme continuation de la progradation de l'embouchure de Paleo-St. George ;
3) la **phase Caraorman-sat** (formation Caraorman-sat), comme dernier stade de développement et progradation du delta de St. George.

Cette dernière phase de formation du delta St. George I représente la progradation la plus significative, où le paleo-distributaire St. George forme des méandres (Fig. 1.7) de 10 à 14 km de longueurs d'onde, avec des amplitudes de 5-7 km et des indices de sinuosité de plus de 2.0 (Panin, 1976). Ce processus est favorisé par très faible pente de la plaine deltaïque.

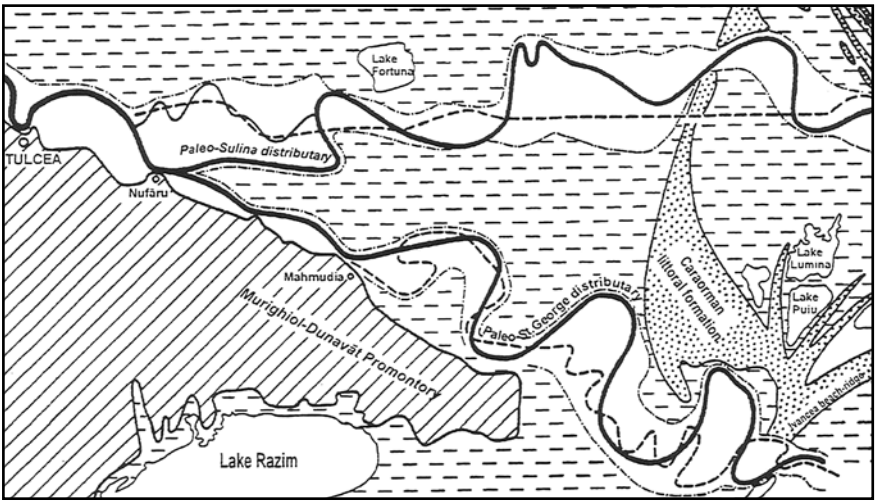


FIG. 1.7 – Le cours hypothétique du paléo - chenal du bras de St. George (d'après Panin, 1976)

A présent, les traces de ces méandres sont visibles aux PK 23, 25 et 56 par les trois méandres abandonnés, Erenciuc, Belciug et Gorgoştel. Les bancs de convexité de ces méandres se situent à une distance de 4 – 5 km du cours actuel du bras de St. George. Panin (1976) a montré que ces méandres abandonnés se forment pendant la période du delta St. George I (9000 – 7200 ans BP), quand le niveau de la Mer Noire était plus haut qu'à présent (entre 42 et 44 m).

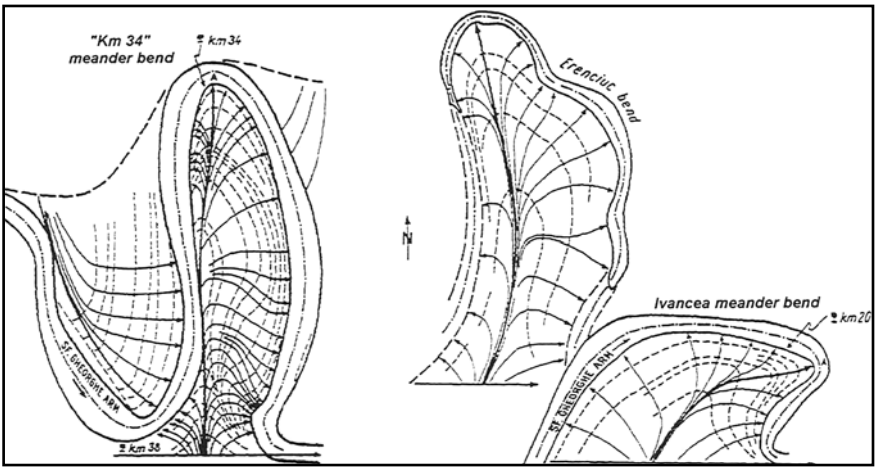


FIG. 1.8 – Le développement des nouveaux méandres (de Dranov, d'Erenciuc et d'Ivancea) (d'après Panin, 1976)

A la fin de la régression Phanagorienne, le niveau de la mer a baissé de -2 à -4 m et l'énergie du relief a augmenté ; ainsi, le cours du bras a été réactivé, avec la

formation de la nouvelle génération des méandres de 2.4 à 5 km longueur d'onde, avec des amplitudes de 1.5 à 4.0 km (Fig. 1.8).

II. Edification du Delta (le lobe) de St. George II (les derniers 2000-2800 ans)

Après 5200 ans de stagnation, le distributaire St. George recommence son activité par la création d'un nouveau lobe.

La partie du nord correspond à la **formation Sărăturile** avec une structure divergente due d'une part à la progradation du lobe et d'autre part à l'érosion et au recul du lobe créé au nord par le distributaire de Sulina ; sa structure est constituée par du matériel fluvial.

La partie méridionale du lobe est formée par la succession de multiples cordons littoraux sableux parallèles qui ont suivi la progradation du front deltaïque. Ces cordons représentent des anciennes îles barrières formées par l'embouchure du bras (Diaconu et Nichiforov, 1963).

III. Evolution actuelle du bras de St. George (les derniers 200 ans)

Au milieu du XVIIIème siècle le bras de St. George se divise en deux distributaires (Kedrilles et Olinca) à dominance fluviale qui forment un delta secondaire situé au sud du bras de St. George.

L'île de Sakhalin est la dernière génération dans la succession d'îles barrières. Elle s'est développée à partir d'une barre d'embouchure qui a été partiellement exondée par un apport significatif de sédiments lors d'une crue exceptionnelle du fleuve en 1897. Elle a évolué en se déformant et rallongeant sous la forme d'une flèche sableuse qui s'est rapprochée de la côte sous l'effet des processus d'overwash.

Cette évolution historique permet de mieux comprendre l'état actuel du système étudié. L'identification des héritages du bras de St. George (méandres fossiles, cordons littoraux) sont des indices de son parcours complexe. Ils ont à présent un rôle potentiel de source sédimentaire qui réalimente le bras.

2.2. SECTORISATION DU BRAS DE ST. GEORGE

Notre secteur d'étude, le bras de St. George, se rattache au style de chenal unique rectiligne sur les deux secteurs correspondants aux extrémités du bras avec un secteur intermédiaire méandriforme. Morphologiquement il est donc partagé en trois secteurs différents (Panin, 1999), de l'amont vers l'aval, comme suit (Fig. 1.9):

1) le secteur « dobrogéen » presque rectiligne, peu sinueux, (entre les PK 104 et PK 90) contraints en rive droite par l'affleurement de l'orogène nord-dobrogéen et la présence d'un système de failles, « la zone de fracture St. George »;

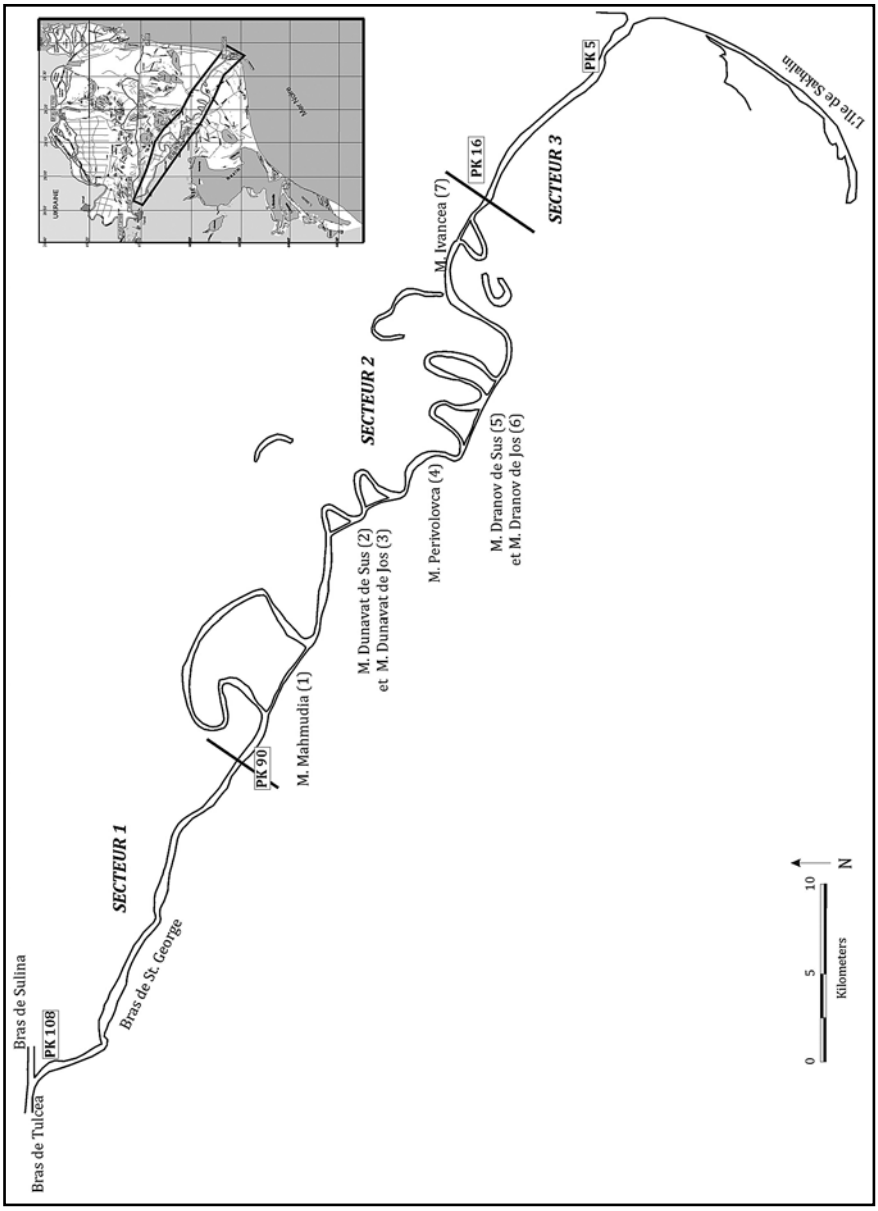


FIG. 1.9 – Le bras de St. George: localisation dans le delta et sectorisation des méandres

2) le secteur à méandres (sept méandres), situé entre les PK 90 et PK 16 ; (les méandres de Mahmudia, Dunavat de Sus, Dunavat de Jos, Perivolovca, Dranov de Sus, Dranov de Jos, Ivancea) ;
3) le secteur presque rectiligne qui recoupe les cordons littoraux historiques progradants entre le PK 16 et l'embouchure. A partir du PK 16 jusqu'à l'embouchure il n'y a plus de méandres actifs. Le cours du bras se dirige vers le sud-est, contraint par la formation d'accumulation sableuse Saraturile qui ne permet plus la mobilité latérale du chenal fluvial.

Un regard particulier doit être porté sur le deuxième secteur, celui des sept méandres. Il peut être partagé en deux secteurs : le méandre de Mahmudia et les 6 méandres qui le succèdent vers aval.

1) le méandre de Mahmudia est le seul qui garde approximativement la même forme depuis sa constitution dans la première phase d'évolution (entre 9000-7200 BP). La migration du méandre est analysée par datations et par traitement d'images aériennes (Panin, 1976) (Fig. 1.10). On observe une forte évolution dans les secteurs d'apex, où les point bars progradent.
2) les autres 6 méandres qui se succèdent vers l'aval sont souvent groupés deux à deux ; chaque paire semble correspondre à un méandre fossile (Fig. 1.7) qui s'est dégradé dans les temps à cause des facteurs locaux. Le développement du méandre d'Ivancea est influencé par le cordon littoral fossile d'Ivancea.

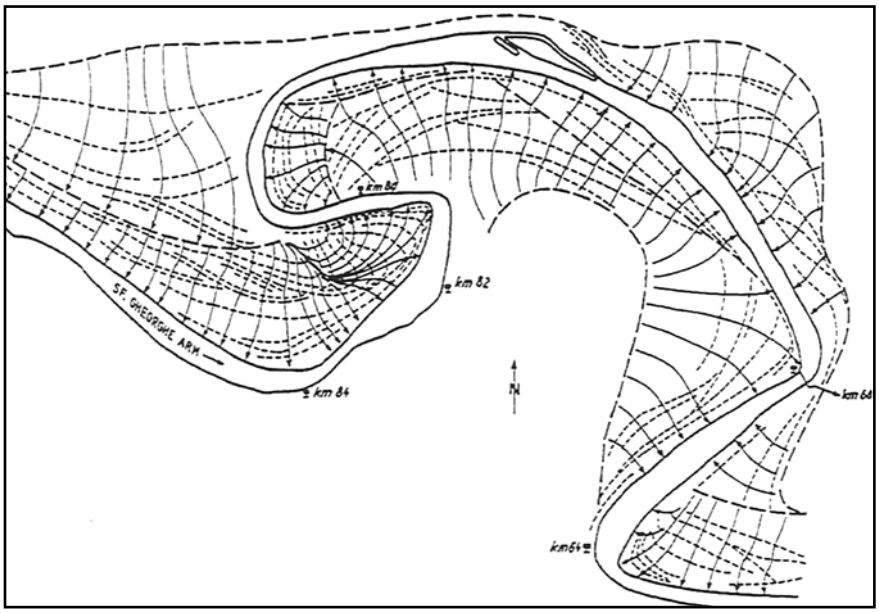


FIG. 1.10 – Le développement du méandre de Mahmudia (d'après Panin, 1976)

L'embouchure est un secteur très particulier : il évolue actuellement par la construction d'un petit delta secondaire comprenant trois bras (le bras principal qui est la continuation du St. George et le bras Olinca qui se divise en deux branches : Seredne et Turcu). La crue exceptionnelle de 1897 a déterminé l'apparition à l'embouchure d'un lobe latéral (l'île Sakhalin) qui s'est déformé rapidement au cours du dernier siècle sous la forme d'une île barrière qui à présent mesure 17 km de longueur.

Le bras de St. George a donc un parcours assez complexe. Les sinuosités font affaiblir localement l'énergie du fleuve avec des implications importantes sur le fonctionnement hydro-sédimentaire.

Chapitre 3

LE DELTA DU DANUBE : RÉCEPTACLE D'UN GRAND BASSIN VERSANT ANTHROPISÉ

Le delta du Danube est un vaste système naturel situé à l'aval d'un bassin versant international et anthropisé depuis longtemps. Comme le delta est un récepteur des flux liquides et solides du bassin versant du Danube, nous allons faire au début l'état des connaissances des systèmes fluviaux (fonctionnement et contraintes anthropiques) afin de se rapprocher de la problématique qui caractérise notre zone d'étude.

3.1. LE SYSTÈME FLUVIAL ET SES VARIABLES DE CONTRÔLE

Le fonctionnement fluvial a été décrit par de nombreux auteurs (Schumm, 1981 ; Starckel, 1983 ; Petts, 1989 ; Bravard, 1991). Nous en rappelons ici les éléments essentiels.

Le chenal fluvial est considéré comme une composante d'un complexe système processus-réponse où chaque variable dépendante morphologique s'ajuste indépendamment, des processus variables pour maintenir une condition d'équilibre relatif (Gurnell et Petts, 2002).

Définition. Le **système fluvial** est un concept géomorphologique centré sur l'organisation spatiale des transferts des sédiments. Il repose essentiellement sur la dimension longitudinale des échanges au sein d'un bassin versant. Dans le concept classique l'évolution d'un système fluvial est découpée en trois zones (Fig. 1.11), chacune basée sur un processus dominant :

1) une **zone de production** constituée par l'ensemble des versants et des têtes de bassin qui ont pour fonction principale la production des sédiments par érosion ;
2) une **zone de transfert** caractérisé par la fonction de transport des sédiments vers aval ;
3) une **zone de déposition** ou stockage constituée par des accumulations sédimentaires.

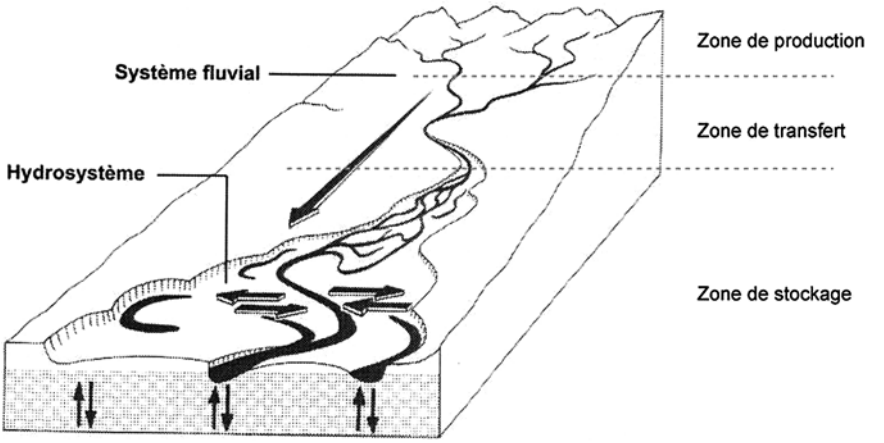


FIG. 1.11 – Le système fluvial

La réduction progressive de la pente d'énergie vers l'aval réduit la puissance fluviale. Elle induit le développement de la sédimentation et l'élargissement de la plaine alluviale. Celle-ci devient le processus dominant à proximité du niveau de base marin.

Les variables de contrôle du système fluvial sont partagés en deux catégories : variables externes et internes.

- les variables **externes** (flux liquides et solides, position du niveau de base) sont déterminés par le climat (précipitations, températures), la géologie, les caractères du sol, la végétation (l'utilisation du sol fait intervenir le facteur humain comme paramètre de la morphologie de la rivière) et l'anthropisation.
- les variables **internes** d'ajustement (pente, largeur, sinuosité, granulométrie du fond et des berges, végétation) déterminent un équilibre dynamique du système.

Dans notre cas, notre problématique consiste à étudier comment le bras de St. George s'ajuste aux changements des variables externes et comment ces dernières se combinent avec les conditions locales (pentes, héritages morpho-sédimentaires, aménagements).

Les systèmes fluviaux sont fortement contrôlés par le climat du bassin versant et les effets qu'il a sur la balance entre le flux liquide et le flux sédimentaire (Lane, 1955).

Les impacts des changements globaux sur la charge sédimentaire des fleuves du monde sont mal connus parce qu'il est difficile de séparer les impacts dus aux changements climatiques versus la variabilité de la réponse du bassin versant aux forçages anthropiques (Walling et Fang, 2003).

Le changement climatique peut modifier les variables externes du système fluvial ; il modifie les débits liquides. Cet aspect a été analysé par Schumm (1981), Starckel (1983), Tucker et Slingerland (1997), Blum et Törnqvist, (2000). Il agit également sur la position du niveau marin (Blum et Törnqvist, 2000). D'ailleurs, il a longtemps été un thème important dans les études sur les changements induits par l'anthropisation (Fan *et al.*, 2006).

Dans le cas du Danube, les plus grands apports liquides et sédimentaires se localisent au début des épisodes de fusion des glaciers, à la transition entre les périodes glaciaires et interglaciaires. En même temps, le plus bas niveau de la mer a toujours déterminé la plus forte énergie d'érosion (Panin, 1996).

Dans les dernières quatre décennies les activités anthropiques ont eu un impact significatif sur les transports liquides et solides du Danube.

3.2. LES PERTURBATIONS ANTHROPIQUES DU SYSTÈME. ÉTAT DE CONNAISSANCES

Les interventions anthropiques dans un système fluvial (barrages, digues, extractions) modifient les caractéristiques hydrologiques et sédimentaires des fleuves, qui contrôlent la dynamique du chenal.

Les influences indirectes comme les changements d'utilisation du sol dans le bassin versant et l'urbanisation altèrent l'écoulement et le régime sédimentaire. La construction des barrages, l'endiguement, le recoupement des méandres, les dragages ont des impacts directs, qui modifient les paramètres physiques du chenal (Newson *et al.*, 1997; Knighton, 1998; Uribelarrea *et al.*, 2003; Antonelli *et al.,* 2004).

Sur le Danube, les aménagements sont représentés surtout par des barrages hydro-électriques dans le bassin versant et par des recoupements des méandres dans le delta. Nous présenterons donc séparément l'état des connaissances sur ces deux types d'ouvrages.

3.2.1. L'incidence des barrages sur les systèmes fluviaux

Le dernier siècle a été marqué par la construction de barrages sur de nombreux fleuves (Williams et Wolman, 1984 ; Brandt, 2000). En même temps, plusieurs études sur l'impact de ces aménagements sur l'hydrologie, la morphologie et la sédimentologie ont été réalisées, sur le Mississippi (Biedenharn *et al.,* 2000 ; Kesel, 2003 ; Knox, 2006), la Warche en Belgique (Assani et Petit, 2004), le Minho en Espagne (Do Carmo, 2005). Chaque fleuve répond différemment à la perturbation induite par les barrages, selon sa localisation, son environnement, son substrat et ses variables de contrôle (Brandt, 2000) ; des essais de créer des modèles pour chaque cas ont été faits par plusieurs auteurs (Petts, 1980).

Les barrages transforment le régime naturel en le remplaçant par un régime artificiel ; ainsi, le transfert des sédiments vers l'aval est diminué ou interrompu. Comme les variables de contrôle (débit liquide et débit solide) sont modifiées, les variables d'ajustement elles aussi subissent des transformations (Galay, 1983 ; Williams et Wolman, 1984 ; Collier *et al.* 1996, Assani et Petit, 2004). Ces changements du régime initial induisent des ajustements de la forme du chenal par accumulation et érosion, qui ont des effets sur la capacité de transport et la mobilité du chenal (Petts, 1980).

Vörösmarty *et al.* (2003) analyse la rétention intensive des sédiments par les barrages sur l'apport à la mer. Il conclut que son effet est majeur à l'échelle globale et que les barrages sont l'impact le plus important sur le budget sédimentaire d'un système fluvial. Xu (2002) observe une rétention sédimentaire significative dans les derniers 20 ans sur le Fleuve Jaune suite à une diminution de l'écoulement total qui provient du bassin versant mais aussi aux changements climatiques et aux interventions humaines. Graf (1999) souligne que les impacts hydrologiques des barrages dépassent de loin les prévisions les plus extrêmes du changement climatique.

Le plus important est l'incision du chenal observé par Surian et Rinaldi (2003) sur les fleuves d'Italie. Antonelli *et al.* (2004) considèrent que la deuxième moitié du XXème siècle représente pour le Rhône une phase de relaxation après une intense période de changements artificiels du chenal et changements climatiques.

Petts et Gurnell (2005) classent les effets des barrages à l'aval en trois degrés d'impact. Les impacts de premier ordre concernent les débits liquides et solides, ceux de deuxième ordre se réfèrent aux changements morphologiques du chenal résultant des impacts de premier ordre et ceux de troisième ordre incluent les effets rétro-actifs des changements morphologiques sur le fonctionnement écologique. Nous allons nous occuper des deux premiers.

(i) Les impacts de premier ordre. Modification des débits liquides et solides

La présence des barrages change la variabilité saisonnière et la quantité des flux liquides et solides (Walling et Fang, 2003). Vorosmarty *et al.* (1997) a estimé que plus de 40 % du flux liquide des fleuves du monde est actuellement intercepté et 25 % du transport du flux solide est piégé derrière les barrages. Les études de Petts (1984) montrent que sur les fleuves aménagés de l'Europe Centrale, les crues de fréquence 50 ans se sont réduites de 20 % et les crues décennales du fleuve Colorado de 75%.

En ce qui concerne les flux sédimentaires, les barrages entraînent des réductions importantes. Un exemple d'impact extrême de la construction de tels réservoirs est celui du barrage Aswan sur le Nil qui a subi une réduction du transport sédimentaire total de 100 x 10^6 t/an à presque zéro (Walling et Fang, 2003). Meade et Parker (1985) étudient un impact similaire sur le Colorado (USA) qui a subi une

diminution du volume sédimentaire transporté de 125–150 x 10^6 t / an en 1930, à 1.1 x 10^6 t /an à présent.

Les impacts progressifs sur le transport des sédiments en suspension sont analysés par Walling et Fang (2003) sur le Mississippi aux USA. Le Mississippi (à Baton Rouge) montre une évidente diminution du flux sédimentaire entre 1950-1975 suite à la construction de cinq barrages entre 1953-1963 sur le Missouri, son affluent.

Des changements récents dans le régime des flux liquides et solides du Fleuve Jaune en Chine sont associés à l'intensification de l'activité humaine dans le bassin versant (Fan et al, 2006). Les réservoirs construits sur le Fleuve Jaune (Sanmenxia et Xiaolangdi) ont induits des réductions du flux sédimentaire (jusqu'à 50 %) (Dong, 1994) avec des implications sur le développement du delta et de la ligne de côte.

Pourtant, il faut mentionner qu'il y a aussi des fleuves qui n'ont pas changé de régime sédimentaire suite aux interventions anthropiques, même si des changements ont été signalés. Alford (1992) cite le cas du Chao Phrava (Thaïlande) qui ne montre aucune modification significative du flux sédimentaire suite aux aménagements. D'autres cas semblables sont décrits par Walling et Fang (2003) sur le fleuve Ob (Sibérie) et le cours supérieur du Yahgtze (à Yichang, Chine).

(ii) Les impacts du deuxième ordre. Les effets morphologiques en aval des barrages

La grande variabilité des réponses morphologiques reflète la complexité des interactions entre le degré d'altération des régimes de crue, de la fréquence des crues capables de transporter les sédiments et de la quantité de sédiments entrant dans le chenal par rapport aux volumes piégés dans les réservoirs (Williams et Wolman, 1984 ; Walling et Fang, 2003 ; Gaeuman *et al.*, 2005 ; Phillips *et al.*, 2005). Les ajustements géomorphologiques peuvent aussi concerner les affluents (Kellerhals et Gill, 1973 ; Brandt, 2000), qui vont eux-mêmes influencer le chenal principal à différents échelles temporelles et à différents degrés (Xu, 1990 ; Graf, 1999).

Les ajustements affectent l'évolution du système fluvial à la fois par érosion ou accumulation dans le lit et par des changements de la bande active en plan. Après l'achèvement d'un barrage, le processus d'incision est variable dans le temps et dans l'espace. L'érosion migre vers aval à la vitesse d'environ 30 km/an dans les chenaux sableux (Malhotra, 1951). Par contre, pour le fleuve Rio Grande, ont été observé des phénomènes de dépôt de sédiments tout comme pour le Colorado et l'Indus (Stanley, 1951 ; Malhotra, 1951).

De nombreuses études, théoriques, expérimentales ou *in situ* ont montré que la modification des taux de sinuosité (pour les rivières à méandres), la diminution de la variabilité des largeurs ou de la mobilité en plan pouvaient être la première réponse d'un chenal à la construction d'un barrage (Church, 1995 ; Sear, 1995 ; Xu, 1996 ; Shields *et al.,* 2000 , Gaeuman *et al.,* 2005 ; Phillips *et al.,* 2005). Grams et Schmidt (2005) ont démontré que la rétraction n'est pas linéairement corrélée à la dis-

tance aval au barrage, mais est liée au degré de réduction des pics de crue induite par le barrage, à la modification des apports sédimentaires et aux caractéristiques géomorphologiques locales.

Dans des contextes de rivière à méandres où les berges sont cohésives, les processus d'incision engendrent souvent une stabilisation latérale du lit, et donc une réduction des apports latéraux de sédiments dans le reste du cours d'eau (Richards et Julien, 2003).

Conclusions

Les transformations des variables externes, principalement la réduction des apports sédimentaires, induisent un ré-ajustement des variables internes du chenal ; celui-ci opère une recharge sédimentaire, au niveau de ses berges (élargissement) ou de son plancher alluvial (incision, approfondissement).

Ainsi, les barrages sont responsables des changements de la morphologie des fleuves et de l'écosystème en aval (Batalla, 2003; Magilligan et Nislow, 2005). Ils interrompent la continuité du système fluvial. En outre, ils diminuent la magnitude des crues qui transportent la plupart des sédiments vers les zones littorales. Ils provoquent donc l'érosion des deltas et des plages et le retrait de la ligne de côte (Inman, 1952). Dans les deltas, l'équilibre entre les processus fluviaux et marins est interrompu parce que des apports des sédiments ne sont plus en balance avec l'érosion côtière. L'érosion du delta du Nil (150 m par an) à 1000 km en aval du barrage Aswan démontre l'importance de la source de sédiment de l'amont (Walling et Fang, 2003).

Par le piégeage des sédiments dans les réservoirs, les conditions dynamiques locales du chenal fluvial sont perturbés (Petts, 1984; Williams et Wolman, 1984; Chien, 1995; Brandt, 2000; Shields *et al.,* 2000).

Les barrages ont donc des réponses variables, dépendantes du contexte géomorphologique, de la puissance fluviale, de la distance par rapport aux ouvrages. La question est de trouver quelle est la réponse du delta aux barrages édifiés sur le bassin versant.

3.2.2. Perturbations des recoupements des méandres

3.2.2.1. Fonctionnement et morphologie des méandres

(i) Définition de paramètres géométriques

Un méandre est défini par différents paramètres géométriques ou indices morphométriques (Fig. 1.12) (Bravard et Petit, 1997):

- la largeur du cours d'eau: **w** ;
- la profondeur correspondante : **H** ;
- l'amplitude **a** ;

- la longueur d'onde: **λ** (la distance entre deux inflexions de même sens) ;
- la sinuosité $\mathbf{I_s}$ (le rapport de la longueur développée du thalweg **L** sur la distance directe entre deux points de la vallée, soit la longueur d'onde du méandre) ;
- le rayon de courbure $\mathbf{r_c}$ ($r_c = \frac{r_1 + r_2}{2a_2}$).

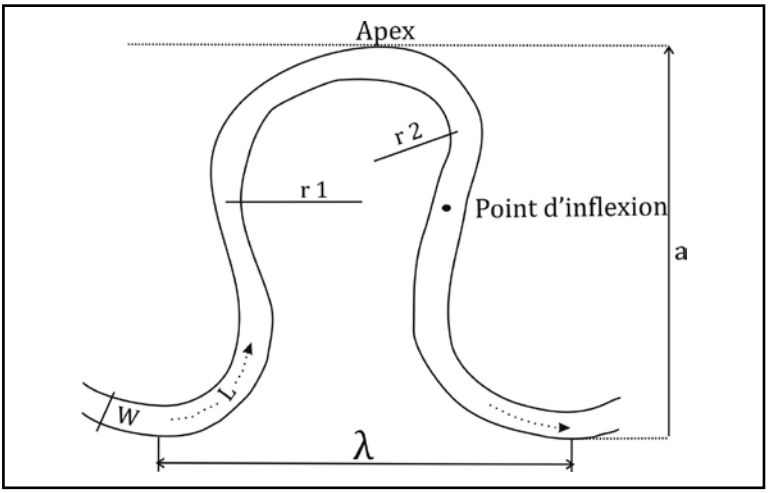


FIG. 1.12 – Eléments morphométriques d'un méandre (d'après Bravard et Petit, 1997)

(ii) Les circulations secondaires

En étudiant la distribution des vitesses dans un cours d'eau, on démontre qu'au niveau d'une courbe, l'eau a un dévers vers la rive concave où le courant est plus rapide et provoque un courant hélicoïdal. Lorsqu'on considère ses projections en plan, on constate un courant de surface rapide présentant un angle d'attaque vers la berge concave et un courant de fond plus lent orienté tangentiellement à la berge convexe (Reineck et Singh, 1973) (Fig. 1.13).

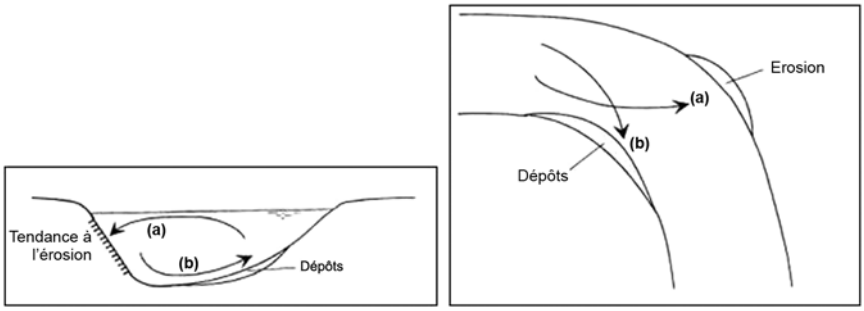


FIG.1.13 – (**a**) Courant de surface rapide ; (**b**) Courant de fond lent (Reineck et Singh, 1973)

Le courant de surface est capable d'éroder la berge concave. Au contraire le courant de fond, plus lent, a tendance à déposer les matériaux solides. Selon la courbure du coude, la nature des matériaux et l'importance de la végétation, ce phénomène d'érosion/dépôt peut être très rapide ou quasiment absent. Ces mécanismes d'érosion et de dépôt sont possibles même pour des faibles débits. Cependant ils sont plus intenses pendant les crues puisque les vitesses sont plus fortes. Les courants ont tendance à se redresser: la portion érodée se situe un peu plus en aval; les éléments les plus fins des dépôts, présents avant la crue, sont emportés et le dépôt s'engraisse à l'aval avec des matériaux plus grossiers. Le profil en travers montre une dissymétrie de la section avec une berge concave presque verticale et une berge convexe à pente douce.

La variété des évolutions peut s'expliquer par une sensibilité à l'érosion variable selon les berges. En effet des affleurements de roche, une végétation dense, voire des enrochements, constituent autant de points durs et d'obstacles, qui ne seront pas attaqués par le cours d'eau. De plus, la forme des courants secondaires va privilégier certains points d'impacts contre les berges.

Le passage d'une forme à une autre est un phénomène continu, le mouvement de la charge de fond et les phénomènes d'érosion et de dépôt ayant lieu pour des débits plus fréquents que le débit à plein bord. Mais il peut y avoir des modifications brutales lors de crues plus importantes, qui accélèrent l'évolution de la sinuosité.

C'est l'analyse de l'évolution dans le temps de la sinuosité qui permettra de déceler les signes d'une instabilité générale du cours d'eau plutôt que le type même de l'évolution (Reineck et Singh, 1973).

(iii) Translation d'un méandre vers l'aval

Les deux moteurs de la mobilité latérale des méandres sont l'érosion des berges et la migration latérale de la ligne de plus forte énergie du chenal (Hooke, 1980). Dans de nombreux cours d'eau, cette migration latérale s'effectue selon un axe amont-aval, l'ensemble du mouvement étant appelé translation. Dans ce processus de migration latérale ou vers aval, le chenal vif se déplace en érodant sa rive concave et en déposant des sédiments en transit sur sa rive convexe.

L'augmentation de débit entraîne une translation vers l'aval ainsi qu'un léger rallongement du méandre. L'énergie de l'eau à l'entrée du méandre va éroder la rive concave (dissipation de l'énergie cinétique). De plus, pendant la crue, les matériaux des bancs actifs submergés sont facilement mobilisés par la vitesse du courant élevée. Le banc va se reformer un peu plus loin en aval, en fonction des courants secondaires moins forts.

Après la crue et après retour «à la normale», le bief présente un débit moyen et une pente plus faible. La réponse de la rivière est une tendance au dépôt, en zone concave où les courants sont moins forts.

Le méandre se déplace donc vers l'aval par érosion des berges et par déplacement des bancs alluviaux. Après chaque perturbation, la rivière tend à retrouver son équilibre dynamique. Ainsi dans le cas d'une augmentation de débit, suite à une crue par exemple, le retour à l'équilibre se fait par ajustement du profil en travers (Hooke, 1980 ; Winkley, 1982).

(iv) Influence de la charge sédimentaire

La charge sédimentaire contribue aussi à l'allongement du méandre: les particules en suspension ont une vitesse plus importante au niveau de la berge concave et vont avoir tendance à creuser légèrement la rive à l'entrée du méandre, les particules en suspension générant des frottements plus importants contre les berges.

Cependant ce phénomène va être peu accentué du fait de l'équilibre qui existe entre la charge sédimentaire et le débit liquide. Si les particules en suspension correspondent à la capacité de transport du cours d'eau, on va au contraire observer une sédimentation dans des zones de faible courant du méandre.

(v) Le rôle de la végétation

Des plantes telles que la fétuque faux roseau, les aulnes, les saules, jouent un rôle efficace dans la stabilisation des berges. Leur système racinaire crée un maillage biologique capable de retenir les particules minérales, d'augmenter la cohésion des sols, de ralentir la vitesse du courant et donc de diminuer l'érosion des berges. Ces propriétés sont appliquées dans la protection des berges par Génie végétal.

Au niveau des bancs, la végétation joue un rôle de piège pour les sables fins et les limons. Le banc s'exhausse ainsi. Devenu moins submersible, la végétation s'y développe encore, et les débordements suivants y déposent davantage de sédiments plus fins. Ces terrasses ne pourront être reprises que par érosion latérale.

Un arbre de berge peut jouer différents rôles, selon sa taille, sa position, son espèce. D'une part, en surface, son chevelu racinaire, s'il tapisse la berge, la protège de l'érosion en jouant le rôle d'écran vis-à-vis du courant. D'autre part, en volume, ses racines constituent une véritable armature du sol et s'opposent au glissement du sol. Des arbres comme le platane, le frêne, le saule et l'aulne sont très efficaces de ce point de vue.

L'abondance de débris végétaux dans un cours d'eau peut poser des problèmes hydrauliques. Ces embâcles sont susceptibles de se déplacer en périodes de hautes eaux, de s'accumuler au droit d'ouvrages et former alors un bouchon que l'eau va contourner en créant des courants secondaires qui vont éroder les berges.

Le long des fleuves qui fonctionnent en régime naturel, le développement de la végétation est limité par la variation du niveau de l'eau et la sédimentation. Church (1995) note que la progradation de la ripisilve sur les berges en aval des barrages peut être un important élément dans l'évolution long-terme de la largeur du chenal et la structure d'ajustement. Le rôle de la végétation dans le développement d'un chenal fluvial est connu comme un processus passif, car des facteurs hydro-géomorphologiques contrôlent la végétation au long de la vallée.

3.2.2.2. Les recoupements des méandres

(i) Le recoupement naturel

La sinuosité excessive, la diminution des pentes, l'incapacité de transporter et d'évacuer la charge sédimentaire, le colmatage et la diminution des profondeurs dus à la sédimentation sont des processus à la base des recoupements naturels des méandres. Le recoupement permet d'accroître la pente du lit et sa capacité à transporter et à évacuer la charge de fond. La rivière revient ainsi à une sinuosité plus stable.

Il existe donc une morphologie «limite» du méandre, caractérisé par un certain rayon de courbure. Cette valeur seuil est variable selon le type de cours d'eau (en fonction notamment de la pente, de la granulométrie du lit et des berges, de la végétation du lit majeur). Le méandre devient « mature » quand son rayon de courbure est égal à trois ou quatre fois sa largeur.

Les impacts des recoupements des méandres ont été décrits dans la littérature (Jonson et Paynter, 1967 ; Mosley, 1975). Ainsi, plusieurs types de recoupements ont été distingués, les plus communs étant les recoupements par tangence et par déversement (Fig. 1.14). Laczay (1977) analyse les recoupements en Hongrie sur le fleuve Hernad ; Brice (1973) sur le fleuve Sacramento, Thorne et Lewin (*1979*) sur les fleuves du pays de Galles.

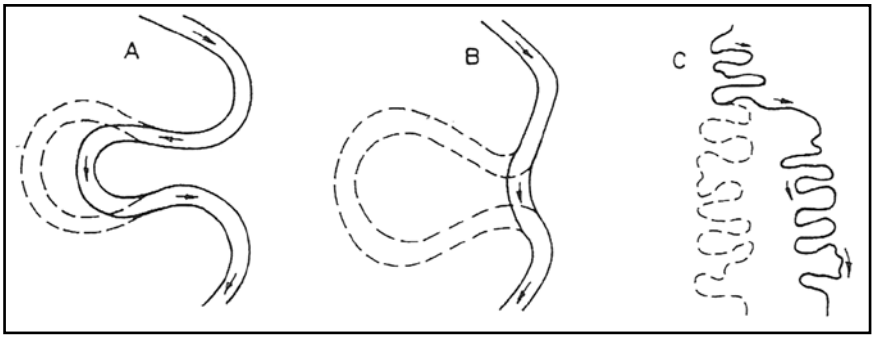


FIG. 1.14 – Recoupements naturels des méandres (d'après Reineck et Singh, 1973)

Hooke (1995, 2004) évalue les causes et l'impact des recoupements sur le chenal du Bollin (Angleterre). Elle considère soit que les recoupements sont une organisation propre du système et apparaissent quand le fleuve a acquis un état critique et divague, soit que les changements font partie de l'évolution naturelle du fleuve, soit que des facteurs externes ou des changements du régime liquide ont des implications sur la morphologie du chenal. Pourtant l'auteur ajoute qu'à la base des recoupements il y a souvent une crue exceptionnelle. La rectification artificielle réalisée en 1990 sur le Bollin aurait pu avoir des implications ultérieures sur l'évolution des méandres.

(ii) Le recoupement artificiel

L'ajustement de la pente du chenal est le processus – réponse dominant dans les recoupements artificiels des méandres. Le secteur aval de la rectification va être alimenté par une quantité plus considérable de sédiments issue de l'érosion du secteur amont parce que la réponse à une rectification est l'érosion du secteur amont et l'accumulation dans le secteur aval.

Lane (1947) divise la réponse morphologique des chenaux suite aux rectifications de méandres en deux phases :

1) la réponse immédiate (juste après l'implémentation de la rectification, cf. également la dynamique temporelle mise en évidence par Hooke, 1995) ;
2) la réponse ultérieure (se met en place graduellement sur une longue période).

Schumm (1981) indique que l'incision d'un chenal va créer un processus – réponse par l'augmentation de la production des sédiments qui vont ensuite se déposer vers l'aval. Il considère que l'équilibre dynamique s'installe seulement après avoir passé quelques « cycles locaux » d'érosion / dépôt.

Plusieurs fleuves du monde ont subi des rectifications artificielles des méandres pour mieux contrôler les crues, stabiliser le chenal par endiguements et faciliter la navigation.

Le plus connu est le Mississippi (USA) qui a été artificiellement rectifié à partir des années 1930, afin de faciliter l'évacuation des débits. Le fleuve a été raccourci au total de 30 % de sa longueur (274 km). La période qui a suivi les rectifications a eu un immense impact sur la morphologie du fleuve (Biedenharn *et al.*, 2000, Kesel, 2003). La réponse a été une tendance d'auto-ajustement de son cours. Après le recoupement, le développement des méandres a augmenté considérablement, provoquant un allongement du fleuve de 90 km. Les pentes se sont accentuées et ont provoqué l'incision du lit et l'érosion des berges, causant l'élargissement du chenal (Winkley, 1982 ; Hooke, 1986 ; Kesel, 2003).

Dans le delta du Danube, plusieurs recoupements de méandres ont été réalisés, avec des implications ultérieures sur le transfert des flux liquides et solides et sur la

dynamique du chenal. Dans le cadre de cette étude nous avons étudié ces impacts sur les méandres du bras de St. George, sur deux échelles de temps : à moyen terme (126 ans, entre 1880 et 2006) et lors de deux événements de crue (avril 2005 et 2006).

Conclusion

Tous les méandres ne peuvent être intégrés dans une même classification; il existe de nombreux états intermédiaires. Chaque cours d'eau, voire chaque méandre est un cas particulier, une adaptation en réponse aux variables de contrôle globales que sont le débit solide et le débit liquide, et aux variables de contrôle locales telles que la géologie et la végétation. Les études menées pour essayer d'établir des corrélations entre ces variables sont particulières à chaque cours d'eau. Nous proposons de les réaliser sur un bras du delta du Danube.

3.3. VERS UN ÉQUILIBRE DYNAMIQUE DU SYSTÈME FLUVIAL ?

Le concept d'équilibre dynamique est la capacité du système fluvial à retrouver un état proche de l'état initial, avant l'intervention d'une perturbation. Mackin (1948) introduit pour la première fois le concept que l'équilibre dynamique d'un système fluvial est réglé par l'ajustement de la pente du chenal. Selon cet auteur tout changement des facteurs qui contrôlent le régime du flux liquide et solide va se traduire dans l'équilibre du système. Schumm *et al.* (1994) montrent aussi que la pente du chenal est un important facteur de contrôle sur la morphologie et l'évolution du chenal.

La réponse morphologique des chenaux fluviaux aux changements du régime liquide ou solide peut être décrite par plusieurs relations qualitatives. Une formule très utilisée a été proposée par Lane (1955) :

$$QS \alpha Q_s D_{50}$$

où Q = le débit liquide, S = la pente du chenal, Q_s = la charge de fond et D = le diamètre médian du matériel du fond du lit.

La formule de Lane est souvent illustrée par une balance (Fig. 1.15) qui permet d'observer que la morphologie de la rivière est le résultat d'un équilibre dynamique entre le taux de charge alluviale imposé (Qs) et le débit liquide (Q) dont dépend l'énergie capable de l'évacuer.

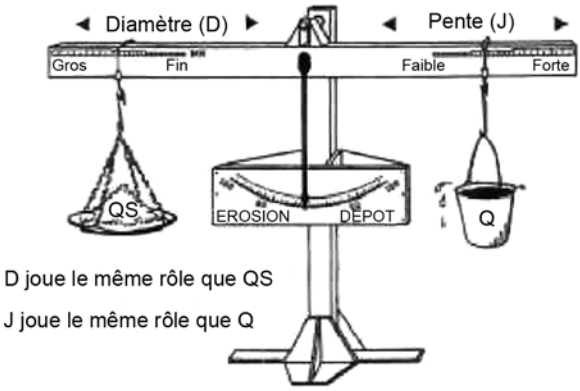


FIG. 1.15 – Balance de Lane (1955), (d'après Biedenharn et al. 2000)

On peut donc rappeler le concept de la sensibilité de l'environnement évoqué par Brunsden et Thornes (1979) qui consiste dans la probabilité que tout changement d'un système va avoir comme effet une réponse complexe.

Les processus d'entrée et de sortie des débits liquide et solide déterminent l'équilibre dynamique ou de «quasi-équilibre» (selon l'échelle de temps choisie pour analyser ce phénomène) du système fluvial. En effet, en régime permanent, les débits entrants (liquide et solide) dans un tronçon donné sont égaux aux débits sortants. Toute modification de ces débits (suite à une crue ou à des extractions) induit une «réponse» des différentes variables internes du cours d'eau pour rétablir un état d'équilibre, proche de l'état précédent. Le temps de retour à l'état initial est appelé relaxation.

Pour chaque fleuve, la réponse du chenal à la contrainte anthropique peut être plus où moins complexe. Le temps de réponse d'un système à une perturbation peut être décomposé en 3 phases (Brunsden, 1980) (Fig. 1.16) :

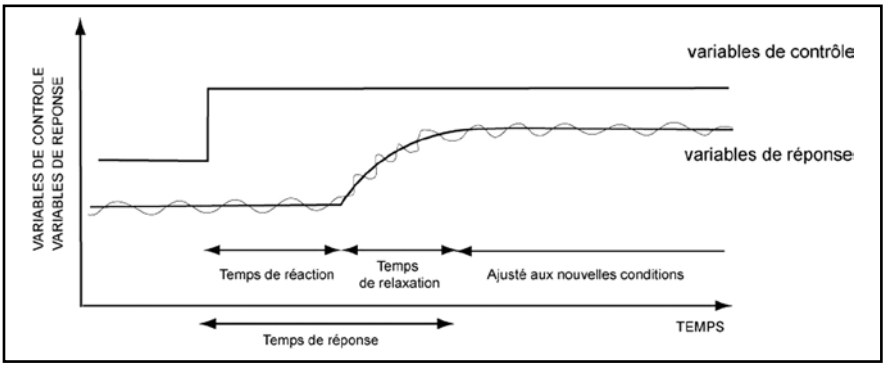


FIG. 1.16 – Représentation théorique de la réponse d'un système fluvial à la modification d'une variable de contrôle (d'après Knighton, 1984)

1) **la phase de réaction**, période nécessaire à la mise en oeuvre de l'ajustement ;
2) **la phase de relaxation**, période nécessaire au rétablissement de conditions d'équilibre dynamique ;
3) **la phase du nouvel état d'équilibre** qui persiste.

Les causes de modification des deux variables, débit solide et débit liquide, peuvent être des variations climatiques, hydrologiques, mais aussi des interventions humaines.

3.4. LE DANUBE - UN GRAND SYSTÈME FLUVIAL

La dimension du Danube et celle de son bassin versant, la multitude de pays qu'il traverse, la diversité du paysage, rendent ce grand système fluvial le plus international du monde. De plus, il représente un grand système naturel par la présence du Delta du Danube à son embouchure dans la Mer Noire. Une longue histoire de navigation, de développement industriel, d'agriculture à large échelle, plus de 80 millions d'habitants, de multiples aménagements hydroénergétiques sont quelques facteurs qui influencent l'évolution multiséculaire du fleuve.

3.4.1. Organisation hydrographique générale

Le Danube est l'un des plus importants fleuves d'Europe (le deuxième par sa longueur après la Volga). Il a comme source le massif de la Forêt Noire en Allemagne et traverse 18 pays pour arriver à son embouchure en Mer Noire, où il se déverse par trois bras qui forment un delta. Il réalise son parcours sur une longueur de 2857 km et draine un bassin versant de 801463 km^2 (Fig. 1.17). A sa sortie du système alpin, il traverse la dépression pannonique jusqu'à la confluence avec la Drava, puis les montagnes des Carpates par les Gorges de Fer ; vers l'aval il sépare le sud de la plaine roumaine du plateau prébalkanique et l'est de la plaine roumaine du plateau Dobrogéen.

La Roumanie possède la plus grande partie de la longueur du fleuve (1075 kilomètres, soit environ un tiers de sa longueur totale). En territoire roumain, le fleuve traverse plusieurs secteurs (Fig. 1.18):

- **le secteur des gorges et des barrages** (entre **Baziaş et Turnu - Severin**) ; ce secteur correspond aux gorges de Fer et au lac de barrage hydro-énergétique des Portes de Fer I. Ce secteur est caractérisé par une structure géologique résistante (schistes et roches cristallines), avec de fréquentes ruptures des pentes (entre 0.5 et 2.2 m.km^{-1}) et des profondeurs du chenal qui vont jusqu'à 55 m. La construction du barrage artificiel a entraîné une forte sédimentation dans le lac d'accumulation (environ 30-32 millions de tonnes/

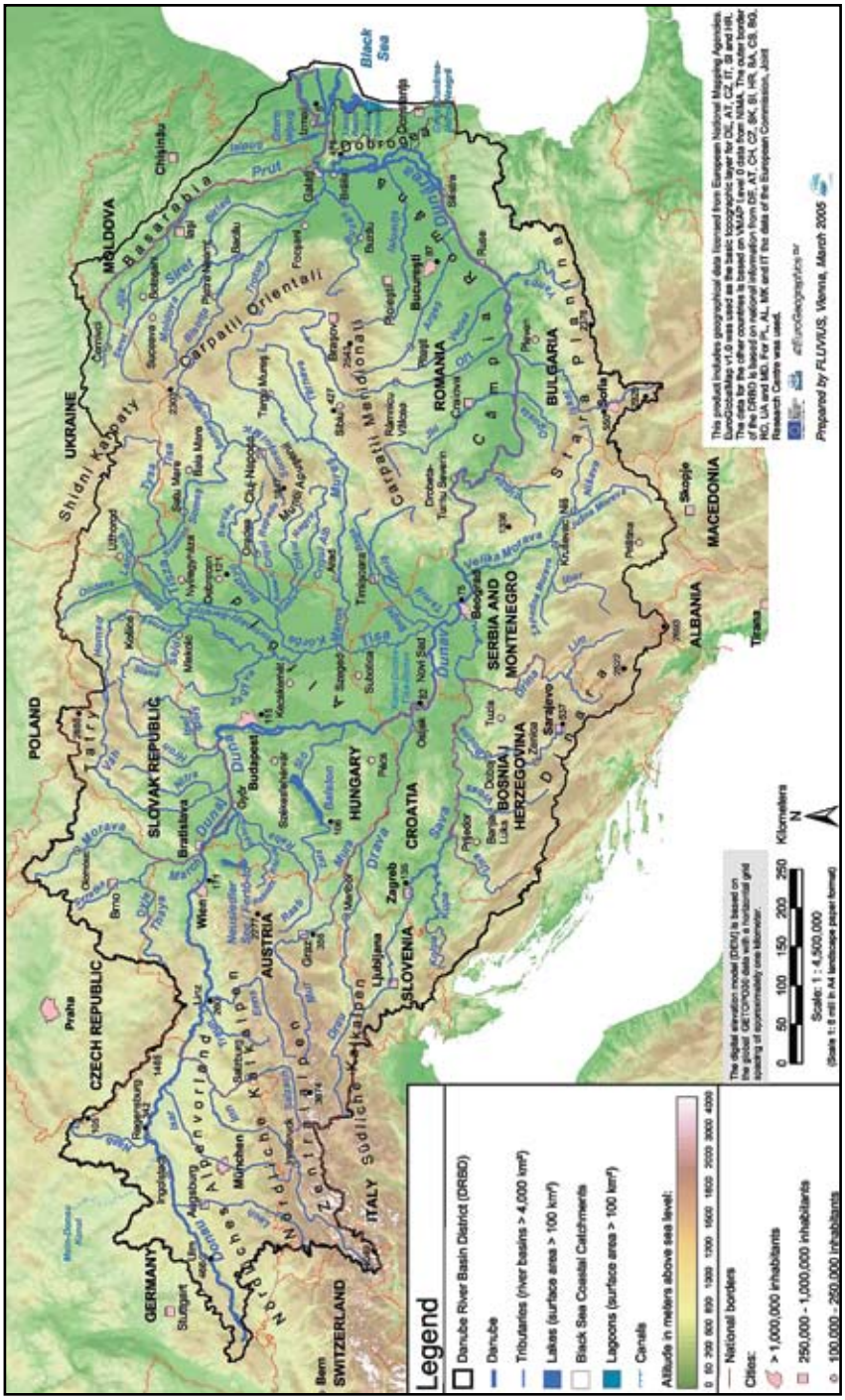


FIG. 1.17 – Le bassin versant du Danube (source : ICPDR (International Commission for the Protection of the Danube River, Vienne))

an). Ce secteur représente le plus important facteur d'anthropisation du système Danube - Mer Noire avec des implications sur le transit sédimentaire vers l'aval.

- **le secteur entre Turnu Severin et Brăila** reçoit en rive gauche d'importants tributaires qui descendent des Carpates (Jiu, Olt, Vedea, Arges, Ialomita) avec des apports liquides et sédimentaires significatifs (Table 1.2). Les profondeurs moyennes du chenal sont entre 4-10 m et les pentes du lit entre 0.03-0.08 m.km^{-1}. A l'aval de Turnu Severin se situe le barrage hydro-énergétique des Portes de Fer II.
- **le secteur entre Brăila et Ceatal Izmail** fait la transition vers le territoire du delta; les profondeurs du chenal dans ce secteur sont de plus de 30 m et la pente longitudinale très faible 5 – 6 mm.km^{-1}. Ce secteur reçoit en rive gauche les deux derniers tributaires importants, le Siret et le Prut (Fig. 1.18).
- **le secteur entre Ceatal Izmail et la Mer Noire** correspond au delta. Ceatal Izmail représente le premier apex du delta, où le Danube se divise en deux bras (celui de Kilia au nord, long de 117 km et celui de Tulcea au sud, long de 19 km). A la deuxième bifurcation (à Ceatal St. George) le bras de Tulcea se divise en deux autres bras, celui de Sulina (63.7 km) et celui de St. George (108 km).

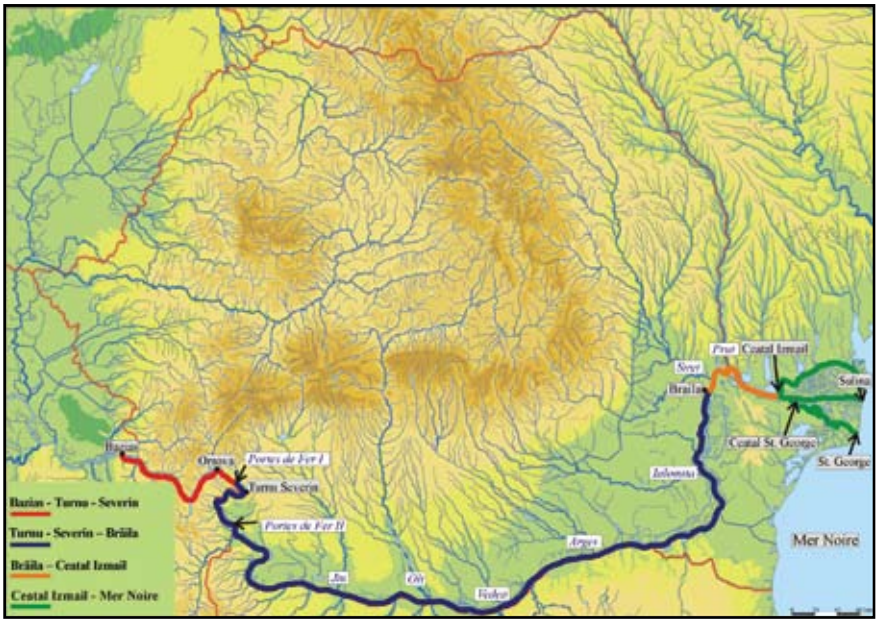


FIG. 1.18 – Le Danube dans le secteur roumain : Baziaş (PK 1075) – la Mer Noire

3.4.2. Climat, hydrologie et flux sédimentaires

En raison de la grande extension d'ouest en est et à la diversité du relief, le bassin versant du Danube montre aussi une large variété du climat. L'hétérogénéité du relief, l'exposition prédominante aux vents d'ouest et aussi les altitudes variées déterminent la présence d'un climat très diversifié. Les précipitations se situent entre 500 mm et 2000 mm. La partie amont est influencée par le climat atlantique, avec des précipitations abondantes tandis que les régions de l'est sont affectées par le climat continental caractérisé par un déficit de précipitations et des hivers froids (Fig. 1.19).

Du point de vue hydrographique les 120 tributaires principaux du bassin versant du Danube sont distribués symétriquement, 44% en rive droite et 56% en rive gauche. La figure 1.20 montre la contribution de chaque pays traversé par le fleuve au débit cumulatif total. On observe que l'Autriche et la Roumanie correspondent aux apports les plus significatifs (respectivement 22.1 % et 17.6 %), déterminés par les précipitations sur les Alpes et les Carpates. Le régime hydrologique annuel du Danube est donc dépendant du régime de ses tributaires: sur le cours supérieur les affluents qui descendent des Alpes donnent des pics en juin ; sur le cours moyen et inférieur les maxima se situent entre mars - juillet et les minima entre septembre – novembre, influencés par les apports alpins et les pluies d'été d'origine continentale.

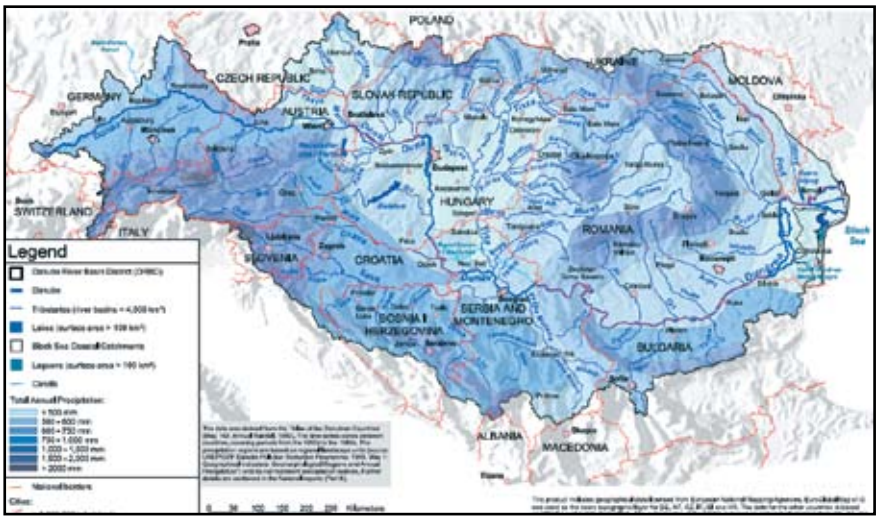


FIG. 1.19 – Précipitations dans le bassin versant du Danube (source : ICPDR (International Commission for the Protection of the Danube River, Vienne))

Le débit annuel moyen (6 550 $m^3.s^{-1}$), mesuré à l'entrée dans le delta (station de Tulcea gérée par l'Administration Nationale « Apele Române »), pour un débit

spécifique ou Qsp de 8,1 $l.s^{-1}.km^{-2}$ (soit un débit brut de 0.01 $m^3.\ s^{-1}.km^{-2}$), est la résultante du bilan hydrique du bassin versant (précipitation moyenne de 816 mm, évaporation moyenne de 547 mm (Almazov *et al*., 1963).

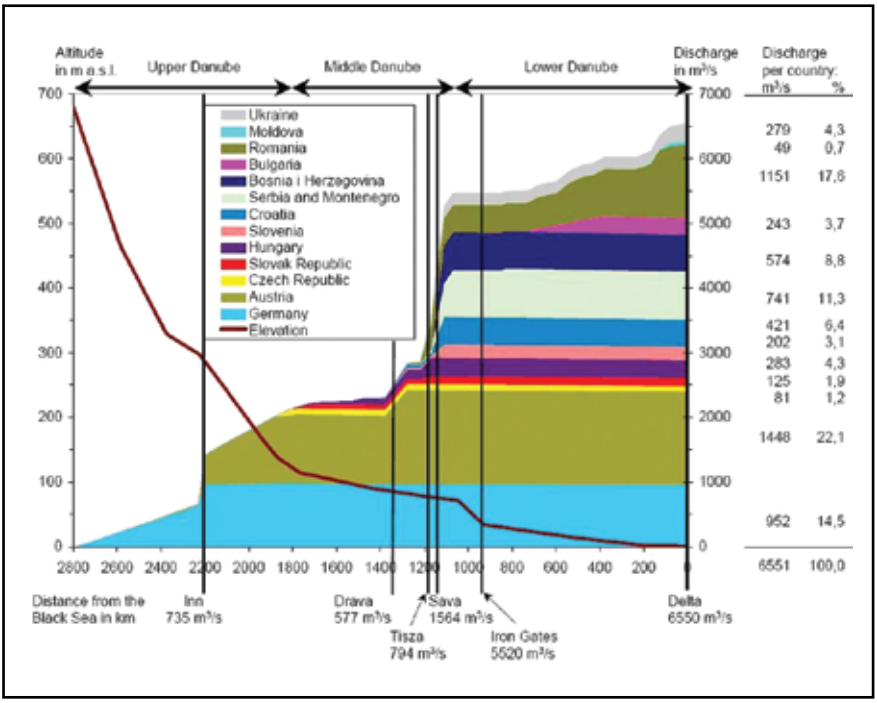


FIG. 1.20 – Profil longitudinal du Danube et les apports d'eau de chaque pays (%) au débit cumulative total du Danube (m^3/an) (données entre 1994-1997, source UNDP/GEF (1999)[1]

3.4.3. Importance des apports carpatiques

En amont du delta, un apport important d'eau et de sédiments est représenté par les affluents qui descendent des Carpates, avec des pentes fortes dans les secteurs inférieurs (valeur maximale de 7‰ sur l'Olt). Une étude statistique sur 50 ans, sur cinq affluents (Argeş, Olt, Jiu, Siret et Prut) a été réalisée par Batuca (2004) ; elle est résumée dans les figures 1.21 et 1.22.

Pour les débits liquides, deux affluents enregistrent des variations particulières, le Siret et l'Olt, en raison de la vaste dimension de leurs bassins versants (Table 1.2), de la diversité des formes géomorphologiques traversées, de la multitude des affluents collectés et de leur régime pluvieux varié.

[1] Danube River pollution Reduction Programme, UNDP/GEF (1999)

TABLE 1.2 – Les tributaires du Danube dans le cours inférieur (de 1er ordre avec bassin versant de > 4000 km²)

Fleuve	Longueur (km)	Bassin versant (km²)	Débit liquide moyen (m³/s)	Période d'étude
Jiu	339	10080	86	1921-2003
Olt	615	24050	174	1921-1995
Argeş	350	12550	71	1914-2003
Ialomiţa	417	10350	45	1915-2003
Siret	559	47610	240	1921-2003
Prut	950	27540	110	1928-2003

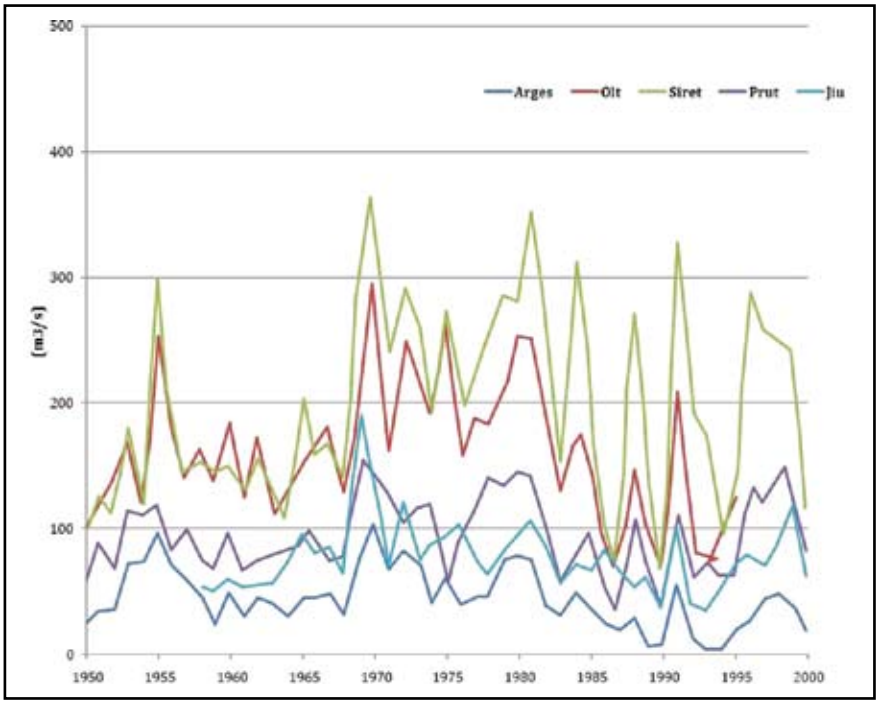


FIG. 1.21 – Variation des débits liquides (valeurs moyennes annuelles) des affluents du Danube : Argeş, Olt, Siret, Prut et Jiu entre 1950 et 2000 (d'après Batuca, 2004)

Pour le Siret, les crues se succèdent à partir les années 1955 (300 $m^3.s^{-1}$) et plus fréquemment entre 1969 et 2000 (maximum de 360 $m^3.s^{-1}$ en 1969). Pour l'Olt, on observe une alternance des crues et des basses eaux, avec une succession de crues entre 1970 - 1985, 1992 et entre 1995 - 2000. Le fait que ces deux affluents soient très aménagés par des barrages hydro-électriques peut jouer aussi un rôle important sur l'évolution pluriannuelle de leur débit liquide aval. Ces tendances s'observent aussi sur le graphique d'évolution de la charge sédimentaire en suspension. On constate l'importance des apports de ces rivières en analysant l'évolution des

débits solides. Généralement, les apports sédimentaires sont plutôt grossiers (sables entre 0.05 et 2 mm). Les apports sédimentaires plus significatifs du Siret (plus de 700 kg.s^{-1}) se sont produits pendant les grandes crues (en 1955 et entre 1969 et 1992).

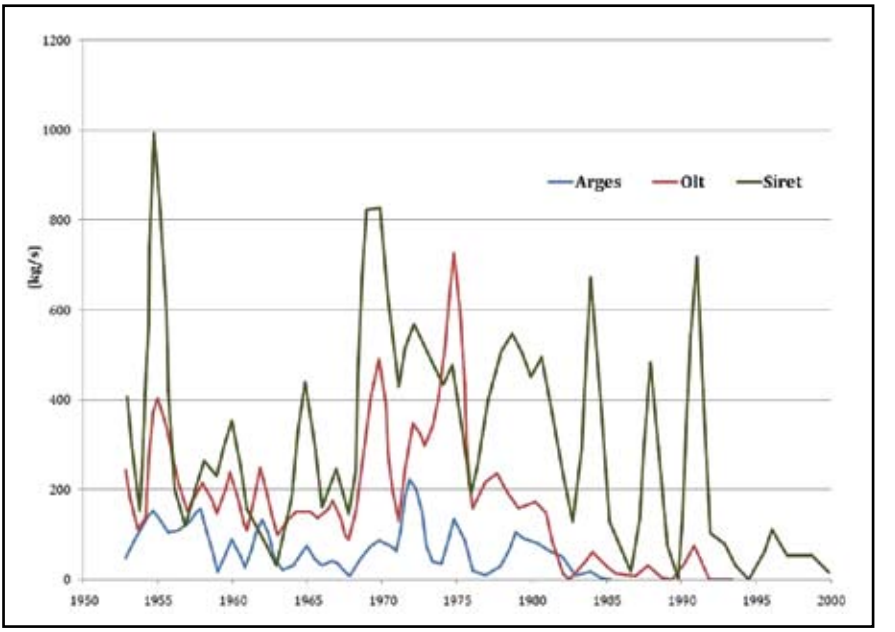


FIG. 1.22 – Variation des débits solides en suspension (valeurs moyennes annuelles) des affluents du Danube Argeş, Olt et Siret entre 1950-2000 (d'après Batuca, 2004)

On observe l'importance des apports solides des affluents (Siret et Olt) dans les années 1965-1980. Ces apports échappent aux effets des barrages des Portes de Fer ; mais l'Olt ressent les effets postérieurs à la construction de ses propres barrages construits entre 1965 et 1980, par l'importante diminution des apports solides après 1980 tandis que le Siret même s'il a été très aménagé montre des pics importants déterminés par de nombreux événements de crues.

3.5. LE DANUBE - UN GRAND SYSTÈME AMÉNAGÉ

Sur le Danube les travaux d'aménagement ont commencé au XVIème siècle afin de contrôler et limiter les dégâts provoqués par les crues, pour la navigation en se developpant ensuite pour industrie, systèmes d'irrigation et production d'énergie. Les travaux consistent dans des barrages et des lacs réservoirs, des digues et des protections des berges contre les inondations, des canaux, des dragages, des rectifications des méandres. La capacité hydro-énergétique du bassin versant du

Danube est de 29 000 MW, réalisée par l'existence d'un nombre impressionnant (850 dont 700 sur les tributaires) de barrages artificiels qui a été construit sur le cours supérieur et moyen du Danube (Bad Abbach, PK 2041 ; Regensburg, PK 2381 ; Geisling, PK 2354 km ; Vishofen, PK 2230 ; Gabcikovo, PK 1842 (Fig. 1.23)) (source ICPDR).

FIG. 1.23 – Les structures hydrauliques du basin versant du Danube (source: ICPDR (International Commission for the Protection of the Danube River, Vienne))

Les aménagements dans le cours supérieur et moyen du Danube ont inévitablement mené à une diminution du flux sédimentaire vers aval. Pourtant, le débit sédimentaire a été équilibré par l'apport des tributaires et par l'érosion du fond du chenal.

Mais le Danube a subi des aménagements plus récents sur son cours inférieur, en Roumanie. A partir de 1970, la construction des deux barrages des Portes de Fer, I (PK 943 ; en 1972) et II (PK 864 ; en 1984) et les aménagements hydrotechniques à partir des années 1970 sur les tributaires sur Danube (Jiu, Olt, Vedea, Siret) ont eu des implications sur le régime des flux liquide et solide vers aval.

3.5.1 Caractéristiques hydrologiques du Danube en amont de l'entrée dans le delta

La question est donc d'évaluer le flux liquide et solide du Danube au cours du XXème siècle et quel est le rôle des aménagements dans le bassin versant. Plusieurs stations en amont du delta permettent d'analyser cette évolution.

Située à l'amont des deux barrages (PK 1072), la station de Bazias n'enregistre que l'influence des aménagements du Danube amont. Entre 1931 et 2000 le débit liquide est de 5460 $m^3.s^{-1}$ et le débit solide en suspension est de 738 kg.s-^{1}, avec un volume moyen transporté de 23.28×10^6 $t.an^{-1}$ (Batuca, 2005).

Par sa position à la limite amont du lac de barrage des Portes de Fer I, le régime sédimentologique de la station d'Orsova (PK 957) n'est influencé que par ce premier aménagement. La diminution du flux solide en suspension se divise ici en deux périodes pendant 10 ans (entre 1961 – 1970) de 1650 $kg.s^{-1}$ à 800 $kg.s^{-1}$ et continue sa diminution après la construction du barrage des Portes de Fer II jusqu'à moins de 100 $kg.s^{-1}$ au niveau des années 1990 (Fig. 1.24) ; la moyenne entre 1931 et 2000 est de 522 $kg.s^{-1}$ (Table 1.3). La diminution très forte du débit solide depuis 1961 à la station d'Orşova s'explique soit par l'influence des barrages de l'amont soit par une évolution climato-anthropique enregistrée aussi sur d'autres fleuves européens (le Rhin, le Rhône, l'Elbe). On observe pourtant que la diminution de la charge solide est commencée avant la construction du barrage.

Vers l'aval, les stations de mesure au long du Danube enregistrent une diminution graduelle de la charge sédimentaire en suspension.

Suite à la construction des Portes de Fer I, le flux sédimentaire a été diminué vers l'aval, de 30–40% à la station de Zimnicea (PK 553), de 45% à Vadu Oii (PK 247) et de 10% à Isaccea (PK 103) (Panin et Jipa, 2002). Le flux sédimentaire bloqué dans le lac du barrage Portes de Fer I est estimé à 30 millions t/an.

Après la construction du deuxième barrage, les Portes de Fer II (PK 864), une diminution de la charge sédimentaire de 50% à 70% (par rapport à la charge initiale avant tout aménagement) a été enregistrée dans toutes les stations de mesure au long du fleuve (60 % à la station hydrométrique de Zimnicea (PK 553), 70 % à Vadu Oii (PK 247) et d'environ 50 % à Issaccea (PK 103).

Entre Turnu Severin (PK 931) et Călăraşi (PK 370) les débits liquides et solides augmentent grâce aux apports des tributaires carpatiques (Jiu, Olt, Argeş, Dâmboviţa) (Fig. 1.21 et Table 1.2).

A Vadu Oii (PK 247), après une tendance d'augmentation du flux solide entre 1960-1970, on observe l'impact des constructions des barrages par une diminution du flux solide de 2500 $kg.s^{-1}$ en 1969 à 250 $kg.s^{-1}$ en 1995 (soit 7.8×10^6 $t.an^{-1}$) (Fig. 1.24).

Pour la station de Ceatal Izmail, en aval des principaux distributaires carpatiques, (apex du delta, PK 80.5), le débit liquide moyen augmente à 6460 $m^3.s^{-1}$ et le débit solide en suspension à 1279 $kg.s^{-1}$, avec un volume moyen transporté de 40.34×10^6 $t.an^{-1}$. Dans le régime actuel, le flux liquide est faiblement diminué (3-8 %) tandis que le flux solide est fortement réduit (65-80%).

Les deux flux entre Baziaş et Ceatal Izmail sont fortement influencés par les tributaires roumains (Jiu, Olt, Argeş, Ialomiţa, Siret et Prut) qui contribuent avec 1000 $m^3.s^{-1}$, tandis que les tributaires bulgares en rive gauche (Lom, Ogosta, Isker et Yantra) ajoutent 100-150 $m^3.s^{-1}$ au total (Batuca, 2005).

Globalement les dates correspondant aux constructions des barrages des Portes de Fer I et II sont des marqueurs de cette diminution progressive. En aval de ces barrages la charge sédimentaire est partiellement restaurée par l'érosion du lit et des berges et par les apports des tributaires qui collectent les eaux sur le territoire de la Roumanie (Panin, 1999).

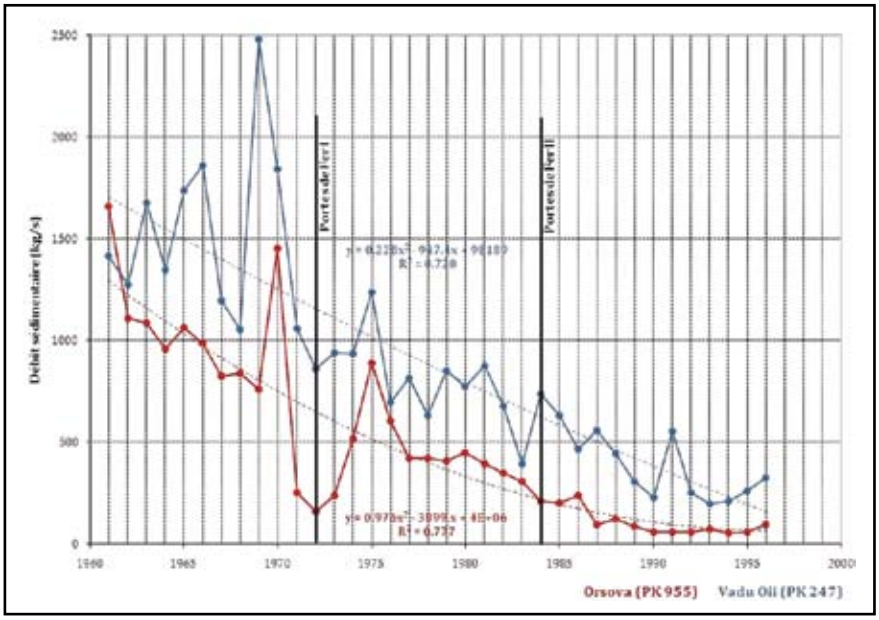


FIG. 1.24 – Débits sédimentaires au PK 957(à Orşova) et au PK 247 (à Vadu Oii) entre 1961 et 1996 (d'après Panin et Jipa, 2002)

TABLE 1.3 – Débits solides moyens (kg/s) du Danube entre 1931 et 2000 (d'après Bondar, 2004)

Stations hydrométriques	1931-1970	1971-1984	1985-2000
Orşova (PK 957)	1062	404	102
Turnu Severin (PK 931)	1118	417	116
Călăraşi (PK 378)	1684	728	440
Brăila (PK 167)	1639	966	395
Ceatal Izmail (PK 80)	1657	1280	678

TABLE 1.4 – Débits liquides moyens ($m^3.s^{-1}$) du Danube entre 1931 et 2000 (d'après Bondar, 2002)

Stations hydrométriques	1931-1970	1971-1984	1985-2000
Orşova (PK 957)	5694	5628	5160
Turnu Severin (PK 931)	5682	5628	5163
Călăraşi (PK 378)	6242	6169	5812
Brăila (PK 167)	6144	6374	5882
Ceatal Izmail (PK 80)	6469	6743	6193

Pendant les crues, les apports solides des affluents sont très importants. Mihăiță (2008) fait une analyse des flux solides du Danube pendant trois fortes crues (2005 et 2006, dont 2006 est une crue centennale) (Table 1.5). Les diminutions des débits solides localisées sur le secteur entre les stations de mesures Baziaş et Oltenița (où les affluents du Danube devraient augmenter les flux solides) s'expliquent par le fait que une importante quantité de sédiments sort du système par les brèches et est déposée dans la plaine alluviale. Les volumes de sédiments en suspension transportés pendant ces crues dépassent 5.18 x 10^6 t.

TABLE 1.5 – Débits solides au long du Danube pendant trois fortes crues (1981, 2005, 2006)

Station hydrométrique	PK	2005 Qs x 10^6t	2006 Qs x 10^6t
Baziaş	1075	5.57	6.90
Dr. Tr. Severin	931	6.10	5.65
Calafat	795	5.50	5.86
Corabia	630	5.87	5.18
Tr. Măgurele	597	5.70	5.53
Zimnicea	553	5.19	5.57
Giurgiu	493	4.70	5.70
Oltenița	430	4.85	5.68
Vadu Oii	247	5.80	6.60
Brăila	167	6.10	7.77
Isaccea	103	6.80	8.55

Mais, comme les crues ont des origines différentes (précipitations, fonte de neige, apports du secteur supérieur ou crues locales), elles peuvent transporter des volumes solides plus ou moins importants. Les apports des tributaires du Danube dans le secteur inférieur varient entre 3 et 20 % avec un maximum de 40 % enregistré en 1981 sur le Siret. Pour les crues de 2005 et 2006, les apports des tributaires

intérieures n'ont pas dépassé 5 % du débit solide du Danube à l'entrée dans son delta (Mihăiță, 2008).

3.5.2. Caractéristiques hydrologiques du Danube à son entrée dans le delta

A la station de Tulcea sur une période de 150 ans, entre 1840 – 1990, les calculs de Bondar et Panin, (2000) montrent un débit liquide moyen de 6283 $m^3.s^{-1}$. Ils caractérisent la variation long terme du débit liquide du Danube à l'apex du delta par une équation empirique linéaire:

$$QT\ (t) = 5.986 + 3.91 \times (t - 1839)$$

(t) est le temps (ans)
QT est la moyenne du débit liquide ($m^3.s^{-1}$).

Cette fonction indique une tendance générale annuelle moyenne d'augmentation entre 1839 et 1990 de 3.9 $m^3.s^{-1}$.

Sur le cours inférieur les événements extrêmes de crue (crues de printemps) et d'étiage correspondent respectivement à des débits liquides de plus de 20000 $m^3.s^{-1}$ et moins de 2000 $m^3.s^{-1}$ ($Q_{1897max}$ = 20940 $m^3.s^{-1}$ et $Q_{1921min}$ = 1350 $m^3.s^{-1}$).

Entre 1840 et 1990, les valeurs maximales extrêmes sont enregistrés en 1879, 1897 et 1981. D'autres pics sont enregistrés en 1926, 1970, 1972, 1974. Les valeurs minimales sont enregistrées au début du XXème siècle (entre 1915 et 1926) et dans les années 1965, 1970 et 1980.

En 2005 et 2006 le Danube connaît deux crues importantes, de récurrence respective de 30 et 100 ans. Les débits liquides enregistrés à Ceatal St. George (3660 $m^3.s^{-1}$ en avril 2005 et 4560 en avril 2006 sont en relation avec les apports importants des affluents du cours moyen du Danube (Drava, Morava et Tisza), avec un apport important des affluents roumains, Siret et Prut.

Des recherches plus anciennes (Bondar *et al.*, 1991 ; Bondar, 2002), estiment le débit moyen annuel total des trois embouchures en Mer Noire à 6047 $m^3.s^{-1}$ sur une période de 130 ans avec une faible augmentation calculée par la formule :

$$Q_D = -1226.6 + 3.921 \times t$$

où t est le temps.

La différence négative entre le débit à l'entrée et à la sortie du delta peut être attribuée aux stockages dans les lacs et les lagunes intérieures.

Aux embouchures, le débit moyen annuel des sédiments en suspension en régime naturel (avant les interventions anthropiques) était de 2140 $kg.s^{-1}$ (67.5 millions $t.an^{-1}$), dont 10% de sable (Panin et Jipa, 2002). Les valeurs extrêmes se situent entre un maximum de 4470 $kg.s^{-1}$ (141 millions $t.an^{-1}$) en 1871 et un minimum de 229 $kg.s^{-1}$ (7.2 millions $t.an^{-1}$) en 1990.

Selon Bondar *et al.*, (1991), le débit sédimentaire annuel moyen du Danube (sur une période de 130 ans) aux embouchures à l'état naturel était de 51.7 millions t/an, avec une tendance à la diminution calculée avec la formule :

$$R_D = 16688.9 - 7.803 \times t$$

où t est le temps.

Conclusion

Pour le Danube, trois étapes chronologiques se distinguent dans l'histoire du XXème siècle.

- l'évolution « *naturelle* » globale (1931 - 1965) qui correspond aux conditions de « référence » du fleuve (diminution des flux, visible à Baziaş et Orşova) ;
- l'évolution « *de transition* » (1971 - 1984) influencé par le rôle des barrages hydro-énergétiques du Danube (les Portes de Fer I et II) et des constructions des barrages réservoir–en-cascade sur les tributaires du Danube (diminution sensible des flux liquides jusqu'à Călărăşi et augmentation vers aval et forte diminution du flux solide dans les stations les plus proches et moins accentuée vers aval, avec conservation des pics des crues) ;
- l'évolution « *actuelle* » (1986 - 2003), perturbée (forte diminution des flux liquides et solides).

Dans la partie aval, le rôle des tributaires est déterminant, par restauration partielle des débits liquides et solides.

Avec le type de fonctionnement énoncé, le Danube s'inscrit donc dans les schémas théoriques présentés, qui caractérisent d'autres fleuves du monde, dans le contexte global de diminution des flux liquides et solides suite aux impacts de premier ordre.

Chapitre 4

LE DELTA DU DANUBE – UN SYSTÈME ANTHROPISÉ

4.1 HISTORIQUE DES AMÉNAGEMENTS DANS LE DELTA ET CONSÉQUENCES HYDRO-SÉDIMENTAIRES À L'ÉCHELLE SÉCULAIRE

Dès la moitié du XIXème siècle le régime hydrologique naturel des bras du Delta du Danube a été influencé et modifié par des activités humaines orientées vers la valorisation des ressources naturelles. Des aménagements importants commencent dès l'établissement de la Commission du Danube en 1856 à Galați. Le rôle de liaison du Danube entre l'Europe Centrale et l'Europe de l'Est était empêché par deux obstacles majeurs : la navigation difficile dans certains secteurs et les problèmes politiques entre les pays riverains ce qui a nécessité la création d'une agence internationale pour administrer l'intérêt de ces pays. Les plus amples travaux dans le delta du Danube commencent dès 1868 par des travaux d'amélioration de la navigation sur le bras de Sulina (rectification de ses méandres) et la construction d'un système de passage plus facile de la barre d'embouchure, l'agrandissement du canal navigable dans le secteur des Gorges et la construction du Phare de Sulina. Ces travaux combinés ont eu des implications sur le régime d'écoulement par l'augmentation dans le temps des flux liquides (de 7 – 9 % à 19 %) et sédimentaires du bras de Sulina. De même, ces effets ont induit des déséquilibres dans le processus de sédimentation de la côte entre Sulina et St. George. Cette région privée d'apports sédimentaires est devenue la plus érodée de tout le littoral roumain (Stănică et Panin, 2009).

La distribution des volumes d'eau et des sédiments transportés par les bras du Danube dans son delta est présentée dans le tableau 1.6 (entre 1931 et 2000) et les figures 1.25 et 1.26 (entre 1840 et 2003).

L'évolution sur 163 ans (Bondar, 2004) montre les impacts des aménagements anthropiques sur la distribution des flux liquides et solides entre les distributaires du Danube dans son delta. D'abord, les rectifications des méandres du bras de Sulina ont mené à l'augmentation des deux flux. Les barrages des Portes de Fer I et II interviennent sur les débits liquides et solides du bras de Kilia (en diminution

continue après 1969) tandis que les flux des autres deux bras sont constants. Enfin, sur le bras de St. George les rectifications des méandres ont au début augmenté, puis diminué les débits liquides et solides.

En 69 ans la distribution du débit liquide et solide entre les bras du delta a changé suite aux divers aménagements du fleuve. Sur les bras de Sulina et St. George on constate des augmentations des débits liquides et solides, en défaveur du bras de Kilia.

Le bras de St. George véhicule environ 23 % du débit liquide et 21 % du débit solide du Danube à l'entrée dans son delta. Ces valeurs n'ont pas varié brusquement dans les dernières décennies mais une croissance progressive s'observe suite aux divers aménagements subis par le bras.

TABLE 1.6 – Répartition des débits liquides (Ql) et solides (Qs) (%) entre les bras du Danube entre 1931 – 2000 (d'après Bondar et Panin, 2000).

	Kilia (PK 115)		*Tulcea (PK 63)*		*Sulina (PK 62.5)*		*St George (PK 108)*	
	Ql (%)	*Qs (%)*	*Ql (%)*	*Qs (%)*	*Ql (%)*	*Qs (%)*	*Ql (%)*	*Qs (%)*
1931 - 1970	63.7	63.6	36.3	35.9	16.1	15.9	20.2	20
1971 - 1984	58.9	58.7	41.1	40.8	19.1	18.8	22	22
1985 - 2000	56	55.8	44	44.2	20	20	24	24.2

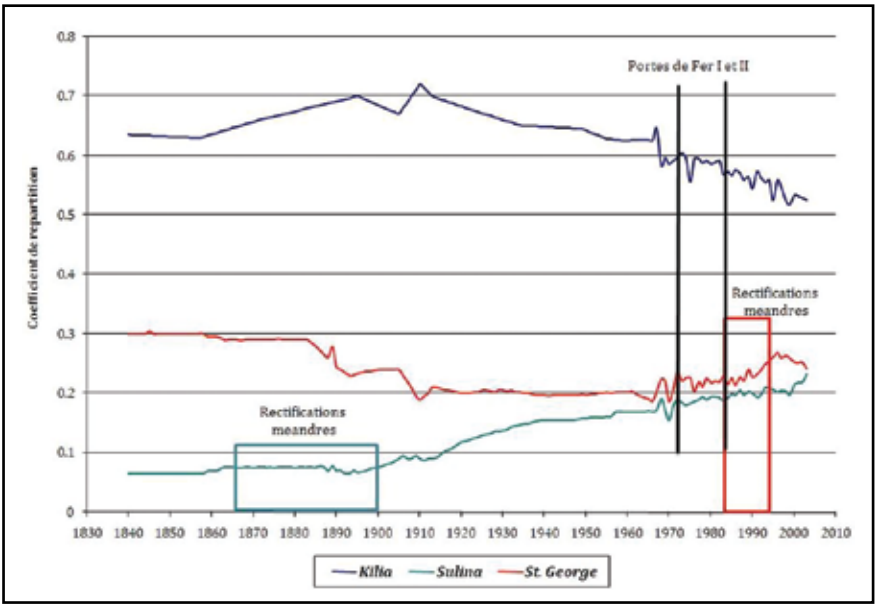


FIG. 1.25 – Changements dans la répartition de l'eau (%) des trois distributeurs à Ceatal Izmail entre 1840-2003 (d'après Bondar, 2004).

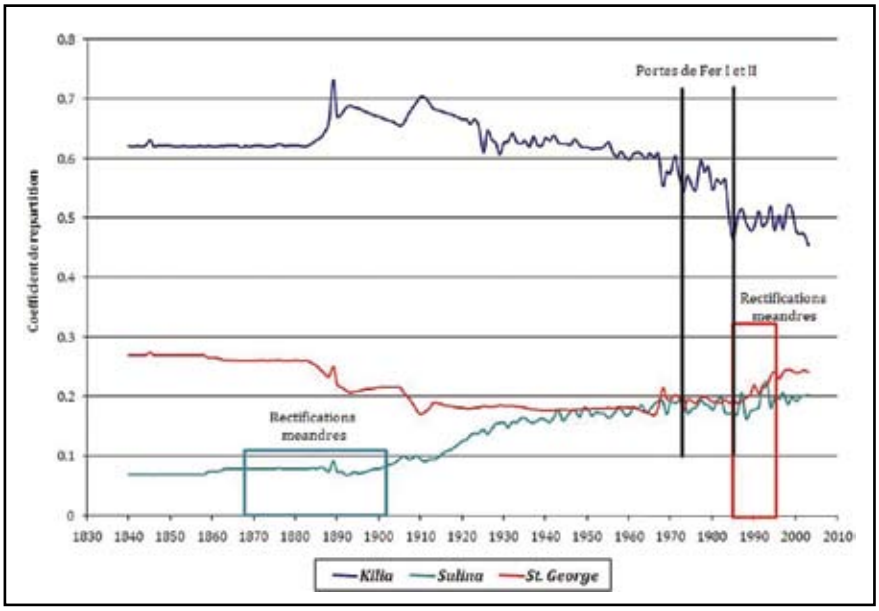


FIG. 1.26 – Changements dans la répartition du débit sédimentaire (%) des trois distributeurs à l'embouchure entre 1840-2003 (d'après Bondar, 2004).

Des mesures de la charge solide en suspension et la charge de fond (bed-load) faites par Popa *et al*. (rapport non-publié) montrent que la charge de fond en mouvement donne des formes de fond (dunes, vagues de sables) qui migrent vers l'aval à des vitesses entre 700 et 1000 m/jour pendant les crues. En périodes calmes, leurs amplitudes sont de 0.5 à 4 m et longueurs d'ondes entre 8 et 40 m. Presque sur tout son trajet, l'épaisseur de la couche active du bed-load est de 1 jusqu'à 4 m. Vers l'embouchure, les formes de fond sont influencées par le régime hydrométéorologique et par l'extension variable du coin salé vers l'amont.

Entre 1956 et 1964, 700 km de canaux artificiels ont été construits dans le delta (Fig. 1.27). A présent, le réseau des canaux navigables mesure 1000 km. Il a entraîné une circulation non-controlée de l'eau et des sédiments à l'intérieur du delta, qui a modifié les transferts à l'intérieur du système.

Des travaux de rectification des méandres ont été entrepris aussi sur le bras de St. George. Un des thèmes de recherche de ce travail est de comprendre le fonctionnement du bras méandriforme recoupé et endigué de St. George sur une échelle de temps : à moyen terme (126 ans, entre 1880 et 2006) par analyse des cartes et images satellitaires et lors de deux événements de crue (avril 2005 et 2006) par l'utilisation des mesures hydroacoustiques d'un profileur à effet Doppler (aDcp) et prélèvements sédimentaires afin de caractériser les flux et les dépôts. Une des-

cription plus détaillée des aménagements du bras de St. George et de l'état des connaissances va être présentée dans le chapitre suivant.

FIG. 1.27 – Travaux d'aménagement des principaux canaux artificiels dans le delta du Danube (d'après Cioaca et Bondar, 2003)

4.2. COMMENT LE BRAS DE ST. GEORGE ENREGISTRE L'IMPACT DES AMÉNAGEMENTS ?

Dans les années 1984-1988, six méandres du bras de St. George ont été recoupés afin d'améliorer la navigation et d'augmenter les débits liquides du bras; la longueur du bras a été ainsi diminuée de 32 km. Ces travaux ont induit un changement de répartition des débits liquides et solides du bras de St. George, au détriment des deux autres bras du delta. Les chenaux de recoupement étaient initialement profonds de 7-8 m, avec une largeur de 75 - 100 m.

Des études sur l'impact de ces aménagements ont été faites par Popa (1997) qui a réalisé un suivi de mesures bathymétriques sur un des méandres rectifiés du bras de St. George (méandre de Mahmudia) pendant six ans juste après la construction du canal artificiel de recoupement. L'aménagement a eu un impact rapide sur la morphologie du chenal dans la période étudiée (1990 – 1996), par un colmatage du chenal naturel recoupé (jusqu'à 11 m, soit 1.8 m/an) et une forte érosion verticale sur le canal artificiel (jusqu'à 13 m, soit 2.1 m/an) (Fig. 1.28).

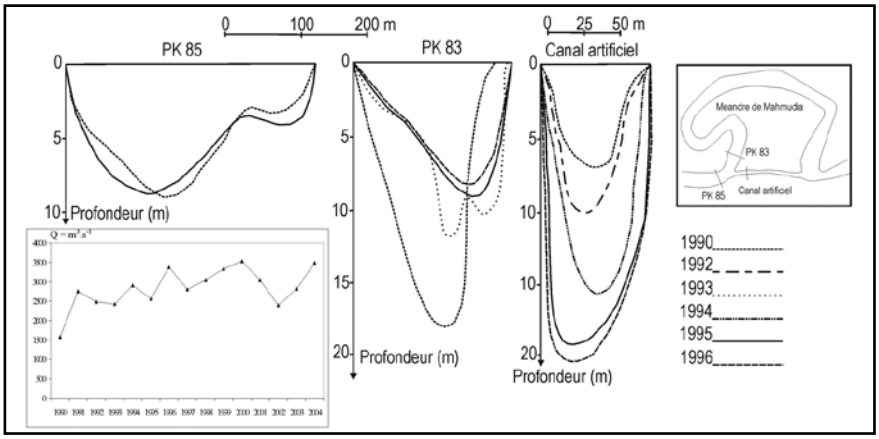


FIG. 1.28 – Evolution du lit fluvial dans le méandre recoupé de Mahmudia (1990-1996) (d'après Popa, 1997)

Popa *et al*. (rapport non-publié) montrent que la construction du canal de recoupement du méandre Dunavat de Jos (méandre 3) n'as montré des modification dans la distribution des flux liquides et solides qu'après un an de mise en fonction, avec une reprise de ≈10 % du débit liquide et ≈30 % de la charge de fond.

À partir des années 1955, la construction des digues contre les inondations dans le secteur amont (entre les PK 108 – 50) a limité l'évolution latérale du bras. Les figures 1.29 et 1.30 montrent les positions et les hauteurs des digues le long du bras (sur les deux berges) et le niveau de l'eau correspondant aux différents débits liquides du Danube à la station hydrométrique Isaccea.

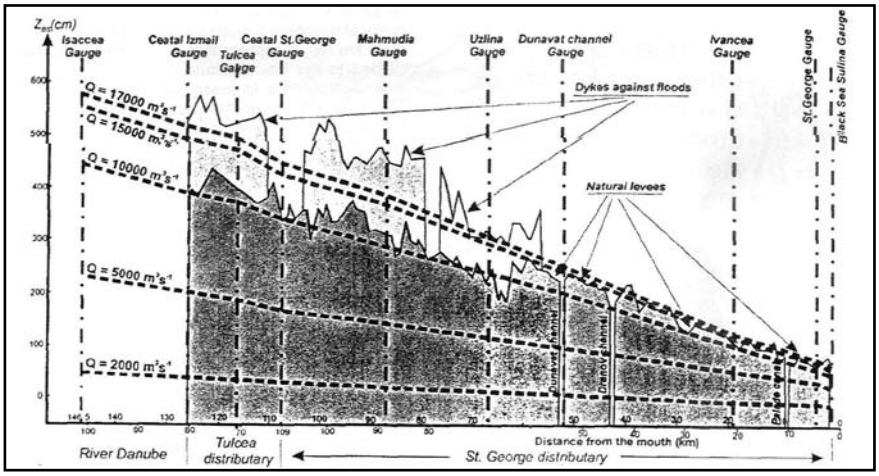


FIG. 1.29 – Profil longitudinal de la berge droite du bras de St. George à différents débits liquides mesurés à la station hydrométrique d' Isaccea (d'après Bondar et Panin, 2000)

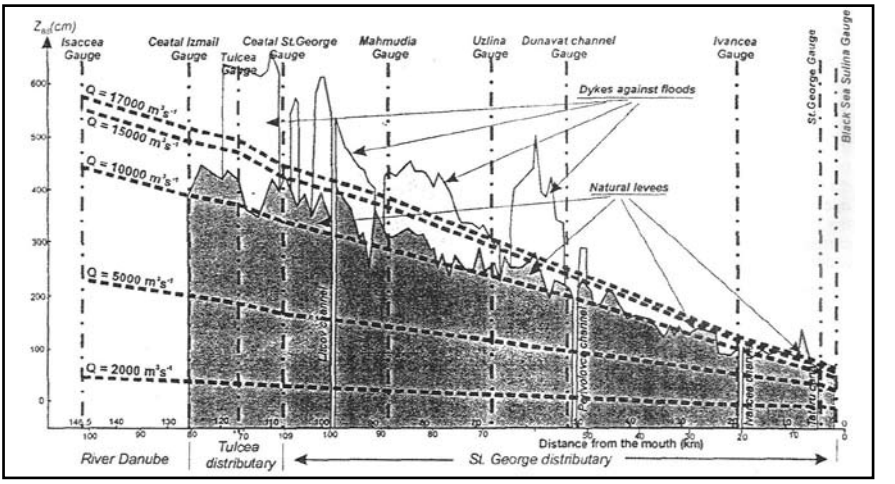


FIG. 1.30 – Profil longitudinal de la berge gauche du bras de St. George à différents débits liquides mesurés à la station hydrométrique d'Isaccea (d'après Bondar et Panin, 2000)

Les levées naturelles de berges sont plus hautes en rive gauche qu'en rive droite. On observe que le niveau supérieur des digues est de hauteur variable. A partir de 10000 $m^3.s^{-1}$, l'écoulement est très proche du Qbf (débit à plein bord), mais reste contenu par les berges, à l'exception des PK 109 – 104, 80 – 78 et 70 – 64 en rive droite et des PK 94 – 93, 78, 35 - 32 et 23 – 20 en rive gauche. Les digues sont inefficaces au-delà du débit de 17000 $m^3.s^{-1}$ aux PK 73 – 62 en rive droite et 66 – 65 en rive gauche. On peut considérer que ces berges mais aussi celles caractérisés par absence des digues (les PK 109 -107, 80 – 78 en rive droite et 107, 92, et 53 en rive gauche) sont des secteurs potentiels de mobilité. On constate également que la rive gauche est plus inondable à l'aval que la rive droite. L'absence des digues en aval du PK 50 accentue la mobilité potentielle à l'aval du bras.

Une étude statistique des débits moyens annuels sur 131 ans (Bondar et Panin, 2000) sur le bras de St. George (les PK 108 et 8 correspondants aux stations de mesures de Ceatal St. George et St. George) montre généralement de faibles variations des débits liquides: à Ceatal St. George, le XXème siècle commence par une diminution progressive du débit liquide de 1643 à 1368 $m^3.s^{-1}$ qui continue jusqu'à 1950 ; cette diminution est suivie à partir des années 1960 par une faible augmentation qui va jusqu'à 1510 $m^3.s^{-1}$ entre 1971-1980. Au PK 8, près de l'embouchure, le débit liquide suit la même tendance ; ici on observe un déficit global compris entre 104 et 183 $m^3.s^{-1}$ ce qui montre qu'il y a des pertes d'eau au long du bras, entre l'entrée et la sortie; ces quantités d'eau sont distribuées par les canaux de liaison entre le bras même et les dépressions inter-distributaires du delta.

TABLE 1.7 – Evolution des débits liquides moyens (Ql) et solides moyens (Qs) sur 131 ans sur le bras de St. George (d'après Bondar et Panin, 2000)

	Bras de St George (Ceatal Izmail - PK 108)		***Bras de St George (St. George - PK 8)***		***BUDGET (PK 108 - PK 8)***	
	Ql *($m^3.s^{-1}$)*	***Qs*** *($kg.s^{-1}$)*	***Ql*** *($m^3.s^{-1}$)*	***Qs*** *($kg.s^{-1}$)*	***Ql*** *($m^3.s^{-1}$)*	***Qs*** *($kg.s^{-1}$)*
1858 - 1900	1648	532	1483	456	-165	-76
1901 - 1920	1368	429	1231	386	-137	-43
1921 - 1950	1236	302	1112	281	-124	-21
1951 - 1960	1293	398	1163	370	-130	-28
1961 - 1970	1382	268	1278	257	-104	-11
1971 – 1980	1510	287	1339	214	-171	-73
1981 - 1989	1399	218	1216	123	-183	-95

Le débit des sédiments en suspension diminue progressivement sur toute la période étudiée, de 532 $kg.s^{-1}$ à 218 $kg.s^{-1}$ au PK 108 (Table 1.7). La diminution du flux sédimentaire est pourtant antérieure aux aménagements des barrages des Portes de Fer. Dans le calcul du budget sédimentaire s'observe une perte globale du flux solide à l'embouchure, plus accentuée après 1970, signe d'un stockage plus important au niveau du bras de St. George, comme effet soit des changements morphologiques induits par les aménagements anthropiques du Danube, de ses affluents à l'amont et du bras même, soit des pertes par les canaux inter-distributaires.

Ces aménagements ont modifié les conditions hydrologiques et sédimentaires du bras de St. George, soumis successivement entre 1965 et 2000 à une réduction puis à une ré-augmentation des apports liquides et à une diminution des apports solides.

La figure 1.31 résume ces transformations, qui se surimposent à la variabilité naturelle des flux, saisonnière et pluriannuelle. La période 1971 - 1983, séparant la construction des deux barrages, est caractérisée par trois crues importantes (en 1972 de 1506 $m^3.s^{-1}$, en 1975 de 1666 $m^3.s^{-1}$ et 1980 de 1800 $m^3.s^{-1}$, mesuré à Ceatal St. George), auxquelles correspondent des débit solides en diminution (respectivement 475 $kg.s^{-1}$ en 1972, 393 $kg.s^{-1}$ en 1975 et 271 $kg.s^{-1}$ en 1980).

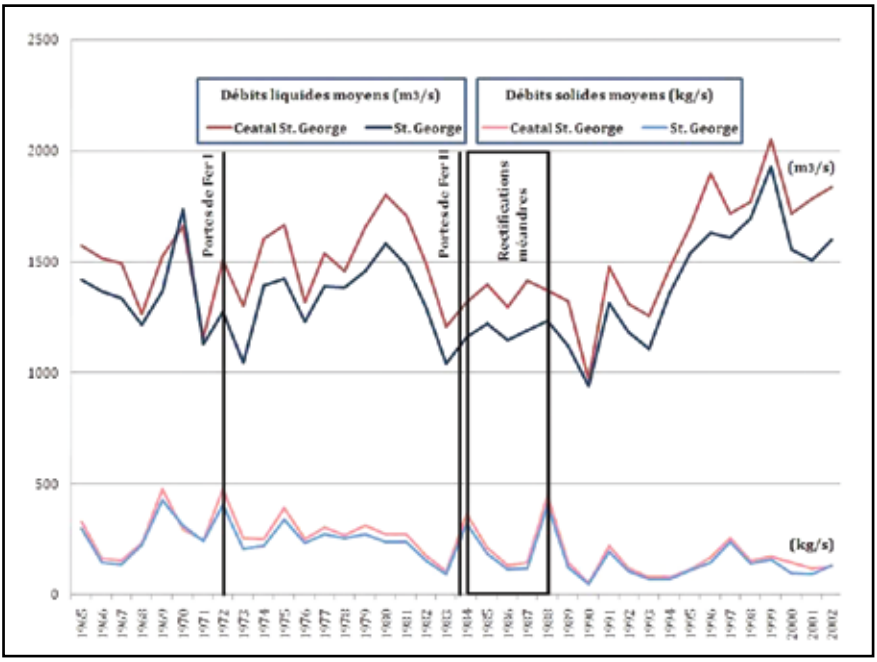


FIG. 1.31 – Evolution des débits liquides moyens et solides moyens sur 37 ans sur le bras de St. George à Ceatal St. George (données non – publiées)

La période de rectification des méandres (1984-1988) coïncide avec deux périodes d'afflux sédimentaires importants (363 et 448 kg.s^{-1}), associés à des débits liquides annuels de 1320 et 1375 m^3.s^{-1}(station de Ceatal St. George). Ces apports sédimentaires élevés peuvent être associés aux crues importantes des tributaires (Siret et Olt) qui apportent peu d'eau mais beaucoup de sédiments (Fig. 1.22).

Les années suivantes correspondent à une augmentation progressive des débits liquides moyens annuels (jusqu'à 2053 m^3.s^{-1} en 1999), alors que les concentrations de MES continuent leur diminution (entre un minimum de 50 et un maximum de 255 kg.s^{-1} à Ceatal St. George). L'année 1990 enregistre les débits liquides et solides les plus bas depuis 40 ans (972 m^3.s^{-1} et 52 kg.s^{-1}), valeurs confirmées aussi par Popa (1994). Ces modifications du rapport débit liquide/débit solide accroissent de fait la capacité globale d'érosion du bras de St. George.

5. CONCLUSION : UN SYSTÈME COMPLEXE SOUMIS À DES FACTEURS LOCAUX ET EXTERNES, NATURELS ET ANTHROPIQUES

Dans son delta, le Danube constitue une zone particulière soumise à des contraintes multiples et complexes. Le corridor fluvial est un axe de communication important d'un point de vue économique. A l'échelle du bassin versant, le fleuve a subi des transformations importantes qui influencent à long terme et à moyen terme le fonctionnement de la partie aval de son parcours. À partir du milieu du XXème siècle la réduction globale des flux liquides et solides est comparable à la plupart des fleuves européens. Cette réduction est cependant moins sensible à l'extrémité aval, comme spécificité de l'Europe orientale où de fortes densités agricoles persistent plus tardivement (donc maintien de la charge solide par érosion des sols). L'objectif de cette partie était donc de dresser un état des connaissances permettant d'analyser ces changements.

Les aménagements hydro-énergétiques, les endiguements des berges, les dragages et les rectifications des méandres dans le delta ont perturbé le fonctionnement sédimentaire du système fluvial depuis plus de 100 ans. A l'état naturel, le Danube était un système qui faisait transiter d'importants volumes sédimentaires vers l'embouchure. Depuis 1970, la construction des deux barrages hydro-énergétiques des Portes de Fer ont induit une réduction considérable de la charge sédimentaire à l'embouchure qui est passée de 67.5 x 10^6 t.an^{-1} à 25-30 x 10^6 t.an^{-1}. Mais, à l'entrée dans le delta, les apports solides carpatiques ont un rôle important.

Enfin, les besoins de protection contre les inondations et d'amélioration de la navigation, ont conduit à l'artificialisation progressive du lit du Danube aval par des digues.

A l'échelle locale, des aménagements successifs (rectifications des méandres des bras de Sulina entre 1868 et 1902 et de St. George entre 1984 et 1988, construction des digues entre 1955 et 1960) ont induit des variations des flux liquides et solides et des réajustements locaux et aussi des effets très importants sur la dynamique morpho-hydro-sédimentaire des méandres recoupés, qui localement sont en cours de colmatage tandis que les canaux artificiels s'incisent progressivement.

La morphogenèse du Danube aval depuis 150 ans se situe actuellement au carrefour des influences complexes des aménagements de son bassin versant et de l'impact des aménagements locaux. Donc, la question du réajustement du chenal du bras de St. George se pose à deux échelles de temps (séculaire et au cours des derniers 40 ans) avec des forçages moins puissants qu'à l'amont. Ces enjeux permettent d'aborder la partie suivante de ce travail dans un contexte de combinaison de ces effets d'échelle spatio-temporelle. Nous allons y répondre en deux chapitres séparés : évolution long terme (entre 1880 et 1970) et fonctionnement récent (entre 1970 et 2006).

DEUXIÈME PARTIE

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU BRAS DE ST. GEORGE (1880 - 2006)

INTRODUCTION, PROBLÉMATIQUE

Dans le chapitre précédent nous avons montré les effets potentiels des différents forçages, naturels ou anthropiques, sur la géomorphologie du chenal fluvial. Nous allons à présent chercher à appliquer ces notions à l'étude des variations de la morphologie du bras de St. George à l'échelle séculaire. Ce travail repose sur le traitement d'images (réalisation d'un SIG diachronique), à partir de l'analyse qualitative et quantitative de cartes anciennes et récentes (entre 1880 – 1980) et d'images satellitaires actuelles (1990 - 2006).

L'évolution géomorphologique du bras de St. George depuis 1880 est soumise aux variations de plusieurs variables de contrôle. Les 130 dernières années ont en effet été caractérisées par des mutations climatiques, donc hydrologiques, et anthropiques dans le grand bassin-versant danubien, et, plus récemment, par la construction d'ouvrages hydrauliques, dans le bassin et dans le delta lui-même. Quelles sont les réponses du chenal de St. George à ces changements ? Par quelles variables d'ajustement du système fluvial deltaïque ? A quel rythme ? La connaissance de l'histoire climato-hydrologique et anthropique de l'ensemble du bassin-versant sort de nos compétences ; mais il sera important de comparer les changements observés pendant la longue période correspondant à la transition climatique de la fin du Petit Age Glaciaire, qui précède les aménagements hydrauliques (1880-1970), avec la période plus récente (1970-2003), afin d'identifier précisément l'impact de ces derniers.

Les changements observés dans le delta du Danube seront comparés avec ceux d'autres grands deltas (Mississippi, Rhône, Ebre, Po).

Les sources iconographiques (cartes, photographies aériennes, images satellitaires) contribuent à enrichir la recherche géomorphologique et ont fait l'objet de très nombreuses applications à l'étude de la mobilité et l'évolution des formes fluviales. L'analyse diachronique conduit à apprécier les changements affectant un système donné au cours du temps et permet d'identifier les différentes formes d'ajustement aux changements des variables de contrôle externes (Piégay, 2003 ; Hooke, 2008 ; Kiss *et al.*, 2008 ; Rollet, 2008).

Les deltas se prêtent bien à l'emploi de cette méthode, car ce sont de vastes espaces plats dans lesquels l'identification des formes est difficile à partir du terrain. Le traitement d'images a ainsi permis d'étudier la mobilité des bras dans les deltas du Mississipi (Hooke, 1980), du Rhône (Arnaud-Fassetta, 2003 ; Antonelli, 2002; Antonelli *et al.*, 2004), de la Meuse et du Rhin (Hesselink *et al.*, 2003 et Berendsen *et al.*, 2007), du Tage et du Jarama en Espagne (Uribelarrea *et al.*, 2003). Dans ce dernier cas, les auteurs ont utilisé des cartes anciennes (1580–1823), des cartes topographiques (1877–1988) et des photographies aériennes (1945–1999).

L'évolution des grandes embouchures fluviales a également été décrite par Wu *et al.*, (2003), dans l'estuaire Changjiang, sur la base de cartes éditées depuis 155 ans (entre 1842 et 1997). La progradation et la migration vers le NE de l'embouchure du Huang-He a été étudiée à partir de l'interprétation des images entre 1970-1990 par Fan *et al.* (2006), puis par Chu *et al.*, (2006), entre 1976 et 2003 à partir d'images satellitaires Landsat MMS et TM. Par analyse d'images satellitaires, Wang *et al.* (*2006*) montrent qu'après 1950 le delta du Huang-He est transformé par les interventions humaines (migration de l'embouchure et migration du chenal). Dans le delta du Rhône, Sabatier et Suanez, (2003) et Maillet (2005) ont quantifié la mobilité de l'embouchure et du littoral depuis le milieu du XIXème siècle. Warrick *et al.* (2004) ont analysé la force de la dispersion des sédiments à l'embouchure de deux fleuves de Californie (le Santa Clara et le Ventura) à partir d'observations hydrographiques et de l'analyse des images satellitaires.

La mobilité des méandres libres dans les grandes plaines alluviales a également fait l'objet de nombreuses études. En Angleterre, sur le fleuve Dane, Hooke (1986) analyse la migration des méandres sur une période de 140 ans. Sur le fleuve Poplar Creek – Illinois, Abad et Garcia, (2006) ont réalisé un modèle (*RVR Meander*) pour caractériser la migration du chenal; en Inde, dans la plaine alluviale de Gujarat, sur le fleuve de Vishwamitri, Raj *et al*. (2004) étudient la migration des méandres comme réponse aux activités néotectoniques, sur la base d' images satellitaires.

Sur le fleuve Tisza, affluent du Danube en Hongrie, Kiss *et al.* (2008) ont suivi l'évolution des méandres recoupés en 1840. Ils ont observé l'altération de plusieurs paramètres du chenal (diminution de la largeur du chenal de 17 à 45%, augmentation de la pente et de la profondeur du chenal de 5 à 48%).

La plupart des fleuves d'Europe occidentale et d'Amérique du Nord fournissent une documentation qui permet de remonter au milieu du XIXème siècle, donc de comparer les systèmes fluviaux très anthropisés actuels à un état plus « naturel », correspondant à des économies à dominante agricole, dans un contexte climatique encore affecté par la crise du « Petit Age Glaciaire ». Il est ainsi possible, en théorie, d'analyser l'ajustement des variables du système aux changements des variables de contrôle (débits solides et liquides) ou aux contraintes anthropiques (construction des barrages, digues, rectification des méandres).

La comparaison entre plusieurs sources est rendue difficile par la précision inégale et la nature différente des documents. Les cartes anciennes permettent de décrire l'évolution des formes d'un chenal, de ses marges, de la végétation rivulaire (Uribelarrea *et al.,* 2003 ; Roux *et al.*, 1998) ; mais leur utilisation comporte des limites méthodologiques (différentes projections et référents altimétriques, imprécisions des relevés), qui doivent être prise en compte dans le calcul des erreurs associées (Hooke et Redmond, 1989). Les cartes récentes fournissent plus d'informations et plus d'exactitude, mais les limites des chenaux correspondent à un débit « moyen » et n'excluent pas la subjectivité du dessinateur. Les photographies aériennes et les images satellitaires offrent des états instantanés où l'information est complète y compris pour les zones difficilement accessibles. Ce sont elles qui nous fournissent l'image la plus récente et la plus complète de l'espace étudié et de ses aménagements (digues, recoupements artificiels des méandres, nouvelle répartition du débit liquide à l'intérieur du delta). Mais les limites des chenaux et zones en eau sont définies par les conditions hydrologiques au moment de la prise de vue et doivent donc être interprétées en s'appuyant sur les chroniques hydrologiques.

La documentation, cartes, photos ou images satellites, permet d'obtenir des bilans évolutifs en surfaces des chenaux fluviaux (largeur, longueur et sinuosité) et de la ripisylve. Ce résultat est cependant insuffisant, puisqu'il ne prend pas en compte les variations verticales. Quelques fleuves disposent de relevés bathymétriques anciens, qui ont permis d'intégrer cette troisième dimension : le Rhône (Antonelli *et al.,* 2004; Maillet, 2005 ; Raccasi, 2008), la Tisza (Kiss *et al*., 2008) ; le Sacramento (Constantine *et al.*, 2008). Dans la plupart des cas, les auteurs font l'hypothèse qu'il existe une relation entre les variations en surface et la profondeur : le rétrécissement du chenal, par colmatage sur ses berges, induit souvent un ajustement par approfondissement (érosion du plancher alluvial); l'élargissement (érosion des berges) est une réponse probable au colmatage du fond (Bravard *et al.*, 1999 ; Piégay, 2000). Faute de données bathymétriques suffisantes, nous ferons l'hypothèse que le Danube fonctionne également sur ce principe. Mais il faudra en discuter localement l'exactitude.

Deux thèmes vont être plus particulièrement abordés dans cette partie : l'évolution des méandres, qui sont la caractéristique la plus importante du système fluvial étudié, et l'impact des ouvrages, barrages et recoupements artificiels, qui sont les facteurs les plus importants de la transformation du milieu.

Généralement, les fleuves méandriformes érodent les berges concaves et déposent les sédiments sur les berges convexes, permettant la migration du chenal dans la plaine alluviale. La convexité des méandres est formée par le dépôt d'alluvions apportées de l'amont proche par charriage à la base, puis par suspension au sommet. La partie externe de la convexité progresse par accrétion latérale de la charge de fond (Reineck et Singh, 1973 ; Hooke, 2008 ; Winkley, 1982). Les proces-

sus de recul de la rive concave et construction de la rive convexe ont lieu pendant les crues.

Plusieurs classes et modèles de mobilité des méandres ont été proposés par les auteurs. Ferguson (1987) a classé les changements des chenaux en trois types : actif, stable et inactif. Hooke (1984) utilise le critère du mouvement des points d'inflexion (apex) et de la ligne du sommet du méandre. Six types ont été identifiés et leur combinaison a donné une somme de 70 types de changements (Fig. 2.1) ; mais il ne donne pas d'informations sur le contexte et les processus de cette évolution.

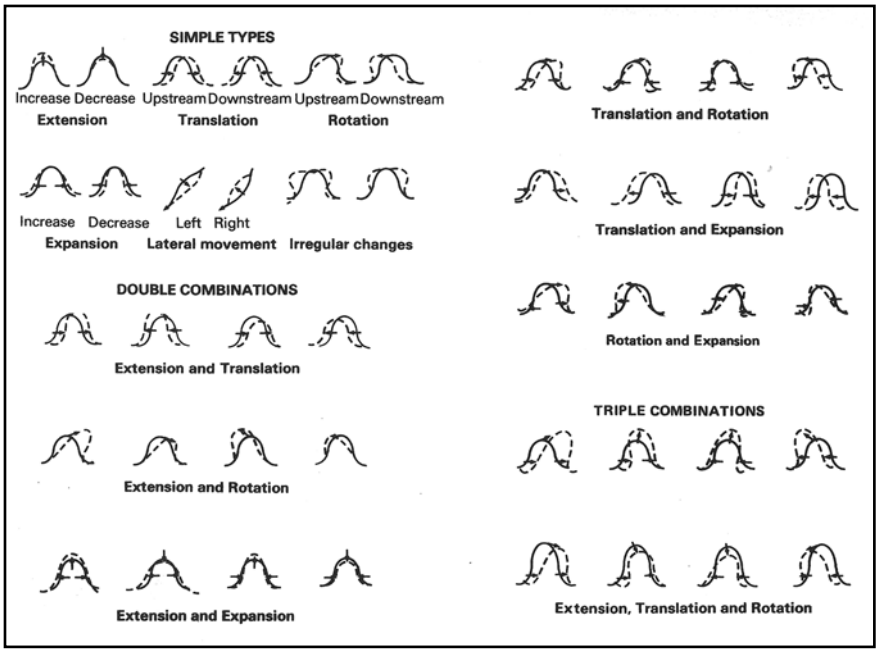


FIG. 2.1 – Typologie d'évolution des méandres (d'après Hooke, 1984).

Nous tenterons d'appliquer la typologie proposée par Hooke (1984) à notre propre site – le bras de St. George – afin de définir la mobilité de ses méandres sur une période de 126 ans.

Le taux de migration des méandres est décrit par la combinaison de plusieurs variables de la géométrie du chenal (largeur de la bande active entre les deux rives, longueur d'onde, amplitude et sinuosité des méandres), mises en relation avec la fréquence des hauts débits (Shields *et al.,* 2000). L'analyse diachronique des images a permis de calculer le taux de migration des méandres de plusieurs grands fleuves mondiaux ; il varie dans le temps et dans l'espace. Il serait en moyenne de 1 $m.an^{-1}$ selon Edwards et Smith (2002). Hooke (1980) propose une synthèse sur ce point, à partir des migrations de plusieurs fleuves ; les valeurs

observées se situent entre 0 et 800 m.an^{-1}, avec de fortes différences entre eux, par exemple, entre 0.6 et 305 m.an^{-1} pour le Mississippi (entre 1881 et 1963) et entre 6 et 792 m.an^{-1} pour le Brahmapoutre (entre 1944 et 1952). Il montre que plusieurs facteurs doivent être pris en compte dans l'analyse de la migration du chenal: surface du bassin versant, nature du substrat, fréquence des crues, sinuosité, pente, altitude des berges, etc.

La photo-interprétation et la comparaison de cartes ont également été mises en oeuvre pour étudier les mutations induites par les ouvrages, en particulier les barrages hydro-électriques. Ces derniers réduisent généralement le transfert sédimentaire vers l'aval, modifiant le rapport initial entre le débit liquide et le débit solide. Mais, l'un des plus importants facteurs qui intervient dans l'évolution de la migration des chenaux est l'intervention humaine par construction des réservoirs qui généralement amènent à la diminution du taux de migration du chenal fluvial en aval, suite à la diminution de l'intensité des crues.

Par analyse d'images, Graf (2002) étudie l'effet des barrages sur les grands fleuves américains, en particulier le rôle de la variation du régime hydrologique sur les modifications géomorphologiques ; le Colorado a été particulièrement étudié (Tiegs et Pohl, 2005). Sur l'Elhead Creek (USA), Elliot et Gyetvai (1999) comparent les photos de 1937 et 1999 pour déterminer si la construction du réservoir Elkhead en 1974 est la source de l'accélération de l'érosion du chenal. Sur le Missouri, Shields *et al.*, (2000) étudient le taux de migration des méandres par comparaison des levés cartographiques entre 1880 et 1991. Ils montrent que la géométrie du chenal est dépendante de la construction des barrages : le taux de migration du chenal passe de 6.6 m.an^{-1} avant l'aménagement du réservoir Fort Peck, à 1.8 m.an^{-1} après.

Des recherches sur ce thème ont été réalisées aussi sur le Yangtze, où Li *et al.*, (2007) analysent les changements du chenal (volume et localisation des zones d'érosion/accumulation) suite à la construction des digues, sur la base d'une analyse des cartes anciennes et récentes. Le fleuve Hanjiang en Chine montre une réponse complexe à la construction d'un réservoir, matérialisée par la réduction de l'intensité d'érosion des berges, passant de 25 m.an^{-1} avant (entre 1955 et 1960) à 7.0 m.an^{-1} dans les 17 ans suivantes (Xu, 1997).

Les recoupements de méandres modifient la pente du chenal. Sur la Tisza (Hongrie) les travaux menés entre 1846 et 1910 ont réduit de 60% la longueur totale de la rivière, et la pente du chenal a ainsi augmenté de 4 à 6.5 cm.km^{-1} (Timar, 2003). Sur le Mississippi, l'accroissement des pentes, dû aux rectifications des méandres, a provoqué l'incision du lit et l'érosion des berges non protégés, causant l'élargissement du fleuve. Par l'érosion des berges et du lit, la charge de fond a augmenté vers l'aval, d'où l'exhaussement local du lit et l'apparition locale du tressage (Winkley, 1982 ; Hooke, 1986 ; Bravard et Petit, 1997). Une synthèse réa-

lisée par Surian et Rinaldi (2003) pour les fleuves italiens présente les mutations morphologiques dues aux changements du régime fluvial, aux endiguements, aux interventions sur le niveau de base, canalisation et à la construction des barrages. Le Po en particulier a subi une réduction de sa sinuosité et de sa largeur et une migration du chenal, dues au recoupement de ses méandres.

Dans le delta du Danube, particulièrement sur le bras de St. George, la variabilité historique du système fluvial n'a pas été étudiée jusqu'à présent. La plupart des travaux n'ont porté que sur l'embouchure du bras et du secteur littoral afférent, à partir d'une documentation ancienne assez incomplète ou insuffisamment précise. Vespremeanu (1983) a réalisé une étude sur l'évolution géomorphologique de ce secteur depuis 200 ans (entre 1780 et 1980) à l'aide des cartes anciennes et d'images Landsat 1 et 2. Giosan *et al.* (1999) ont repris les premiers travaux de Gastescu (1979) sur l'évolution de l'embouchure du bras de St. George et ont réalisé une carte de l'évolution de l'île barrière Sakhalin à partir des cartes anciennes, entre 1911 et 1971. Ungureanu et Stănică (2000) utilisent des cartes de navigation pour calculer la variation de la pente littorale entre les deux bras du Danube (Sulina et St. George) entre 1898 et 1997. Nous allons utiliser les résultats de ces travaux en appui de nos propres recherches.

Nos recherches enrichissent méthodologiquement les résultats antérieurs, par le traitement utilisé pour les cartes anciennes (entre 1880 et 1970) et par l'utilisation des images satellitaires haute résolution pour la période récente, qui ont permis de faire une analyse plus fine de l'évolution du bras fluvial dans les derniers 30 ans.

Dans cette deuxième partie nous allons chercher des réponses aux questions suivantes: Le bras est-il mobile au cours des derniers 125 ans et dans quelle mesure? Quel est le taux de migration de ses méandres ? Quelle est l'influence des facteurs locaux, en particulier la structure géologique et les héritages sédimentaires holocènes? Comment le bras de St. George s'est-il ajusté aux changements des variables de contrôle (débits solides et liquides) imposés par les aménagements sur le Danube en amont? Quel est l'impact propre des aménagements réalisés dans le delta et sur quelle échelle de temps ?

Le bras de St. George est un système fluvial original, qui se différencie des systèmes déjà décrits dans la littérature et rappelés ci-dessus : il appartient à un grand delta, développé en milieu tempéré humide, à l'aval d'un très grand bassin hydrographique. Il est caractérisé par des sédiments fins, une couverture forestière ou de roselières continue et un caractère encore très « sauvage », malgré des interventions humaines successives.

L'étude des mutations du système fluvial du bras depuis 130 ans sera réalisée en trois chapitres:

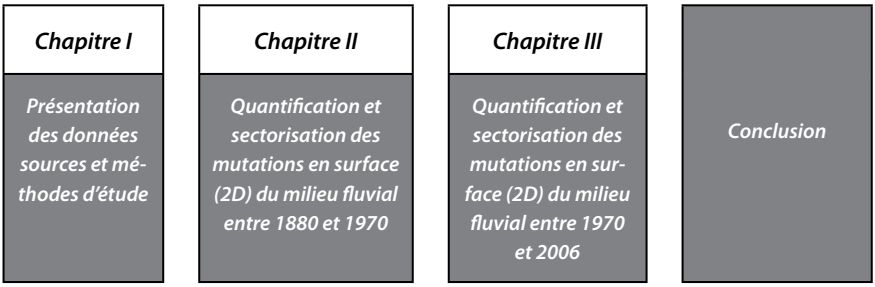


FIG. 2.2 – Organisation générale de la Partie II

Chapitre 1

PRÉSENTATION DES DONNÉES SOURCES ET MÉTHODES D'ÉTUDE (CARTES ET IMAGES SATELLITAIRES)

INTRODUCTION

L'étude du bras de St. George repose sur l'analyse de plusieurs documents cartographiques qui remontent jusqu'à 1857. Un travail de recherche d'archives a été fait auprès des services publics (Bibliothèque Nationale - Bucarest) et dans des instituts de recherche spécialisés dans l'étude du delta du Danube et de la Mer Noire (Institut de Géographie - Bucarest, Institut National du Delta du Danube (INCDDD) – Tulcea et Académie – Bucarest).

La base de données cartographique et photographique de la bibliothèque de GeoEcoMar nous a donné accès aux cartes anciennes du delta du Danube (1857, 1880 - 1884, 1909 - 1911) ; deux collections complètes de cartes topographiques (1970 et 1980) du bras de St. George nous ont aussi été accessibles. Plusieurs rapports d'archives de cet institut nous ont fourni des plans anciens sur le secteur analysé.

Le service Imagerie et Géomatique (SIGGéo) du CEREGE nous a facilité l'accès aux images satellitaires récentes qui couvrent la zone d'étude.

Les documents cartographiques acquis ont été donc très variés et avec des sources et un niveau de précision variés. Les incertitudes seront liées à la diversité du matériel cartographique utilisé (images satellites, cartes, photographies aériennes) : les cartes décrivent par principe une situation proche du débit moyen, alors que les photographies et les images satellites correspondent à une visualisation instantanée dans des contextes hydrologiques très variables.

C'est la raison pour laquelle une sélection rigoureuse a été nécessaire afin de définir et limiter les marges d'erreurs associées à chaque document. Parmi les nombreuses sources disponibles, nous avons choisi seulement les documents cartographiques qui ont pu être intégrés dans un SIG afin de quantifier les évolutions morphologiques du bras fluvial. Les autres ont été utilisés comme informations supplémentaires dans la compréhension qualitative des processus morphologiques caractéristiques du chenal fluvial.

1.1. LES CARTES ANCIENNES

Les cartes anciennes sont souvent incomplètes et leur comparaison pose généralement le problème de la diversité des échelles d'acquisition, des projections utilisées et des marges d'erreurs associées. Rarement homogènes sur les secteurs étudiés, elles nécessitent la plupart du temps des extrapolations, qui rajoutent des marges d'erreurs supplémentaires à celles de la qualité de la donnée initiale (Raccasi *et al.,* 2008).

L'intégration des cartes anciennes (1857, 1880-1884 et 1909-1911) dans le SIG a été faite par rectification et géoréférencement à partir des points d'amer communs avec la carte topographique de 1980 au 1:25000 sous le module de Géoréferencement d'ER Mapper 7.1. L'erreur RMS (Root Mean Square) est de 19.5 m (carte de 1857), 5 m (cartes de 1880-1884) et 6 m (carte de 1909-1911). La valeur élevée de la marge d'erreur (19.5 m) de la carte 1857 l'a rendue inutilisable pour la quantification. Elle nous a permis de faire des observations sur la géomorphologie du chenal au milieu du XIXème siècle, dans le contexte hydrologique et anthropique de la fin du Petit Age Glaciaire. Pour les cartes utilisées (1880-1884 et 1909-1911) nous considérons que la fourchette RMS entre 5.0-6.0 m est acceptable.

La carte de 1857

C'est un plan du delta du Danube réalisé par la Commission Européenne du Danube sous la direction des capitaines Spratt et Hartley (Fig. 2.3). L'échelle n'est pas mentionnée et le système de coordonnées non plus. Les profondeurs et altitudes sont exprimées en pieds anglais.

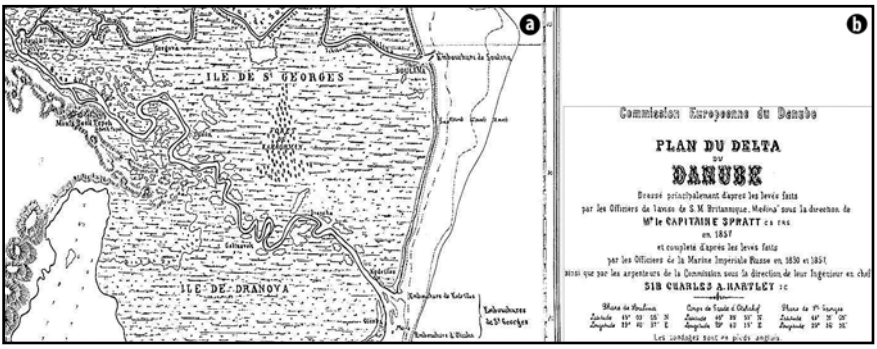


FIG. 2.3 – a) Aperçu du bras de St. George sur la carte 1857 ; b) notice de la carte 1857

Cette carte présente une hydrographie du bras de St. George proche de l'actuelle, avec un segment méandriforme entre Mahmudia et Ivancea, et deux segments rectilignes en amont et en aval. Les méandres 2 et 3 (Dunavăţ de Sus et de Jos) sont encore peu accentués. La présence d'îles et de bras secondaires, sur le

secteur amont et dans les méandres de Mahmudia et de Dunavăţ de Sus, décrit un système fluvial de type anastomosé, avec de nombreux étangs qui pourraient correspondre à des chenaux abandonnés ou une ancienne bande active ennoyée lors des crues. Aucune couverture végétale n'est représentée.

L'attention est attirée par la notice de la carte qui précise les coordonnées géographiques de trois points : le phare de Sulina, le phare de St. George et le Corps de garde d'Otchakof. Le repositionnement de ces points sur une image récente plus précise (carte topographique, 1980, 1 :2 5000) montre qu'il existe un décalage de distance de 1000 m à 1300 m, ce qui renforce encore l'argument des décalages assez importants qui rendent difficile un traitement précis des documents cartographiques.

Les cartes de 1880 – 1884

Des cartes plus détaillées sont réalisées après 1880, par le Service Géographique de l'Armée (Fig. 2.4). Les levés de terrain ont été faits entre 1880 et 1884 et la publication en 1910 et 1916, mais sans modifier les levés d'origine. L'échelle est de 1 : 100000. Sur ces cartes manquent la projection et le référentiel géographique et altimétrique. Des éléments supplémentaires sur l'occupation du sol sont précisés en légende (vignes, prairies, forêts, potagers, tertres). Les cartes présentent également les relevés bathymétriques de l'embouchure du bras de St. George.

Notre zone d'étude couvre trois feuilles (feuilles Sf. Gheorghe, Mahmudia et Jurilovca et Dunăvaţul de Sus).

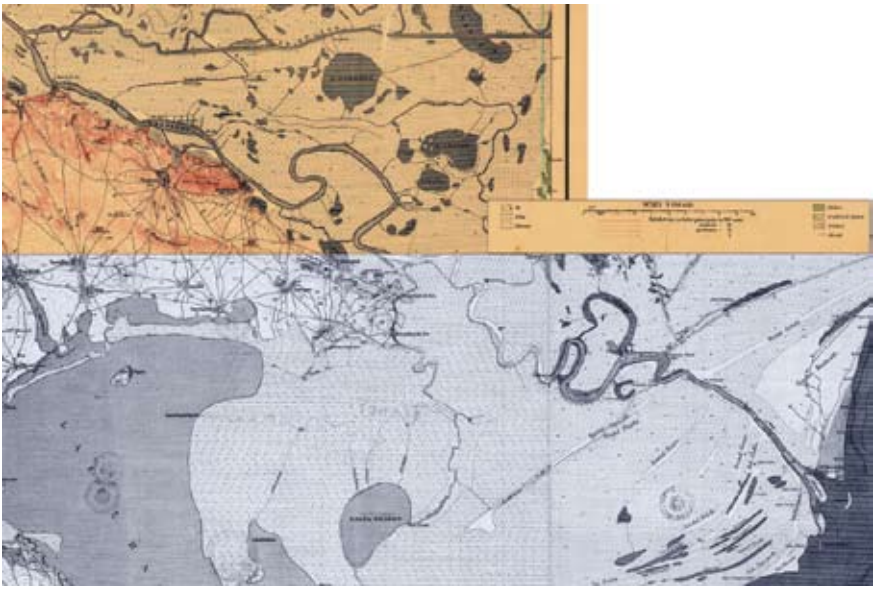


FIG. 2.4 – Aperçu du bras de St. George sur la carte 1880 – 1884

Sur ce document, l'hydrographie présente peu de changements. Mais les îles et bras secondaires sont encore présents. Les *ox-bow* de 2 méandres récemment abandonnés sont bien visibles entre les actuels méandres de Dranov de Jos et d'Ivancea. Des bancs et des îles encombrent l'embouchure. On note encore l'absence de toute couverture forestière : il est impossible d'affirmer si cette absence est un parti-pris cartographique ou si elle reflète la réalité.

La carte de 1909 – 1911

Cette carte (Fig. 2.5) est connue comme la carte de la « Direction des pêcheries », réalisée par G. Antipa à partir de levés de terrain réalisés entre 1909 et 1911. Les levés sont rapportés au niveau zéro de la Mer Noire à Sulina (niveau fourni par un marégraphe). Elle a été publiée à plusieurs échelles, entre 1 : 50000 et 1 : 150000. Nous avons utilisé cette carte à l'échelle du 1:50000. Même si elle est plus détaillée et plus exacte que celle du service géographique de l'Armée, la projection utilisée n'est pas mentionnée, ni les coordonnées correspondantes en x et y.

Cette carte apporte comme éléments de nouveauté la bathymétrie complète du chenal fluvial et de l'embouchure du bras de St. George, référencée par rapport au zéro Sulina. Mais, la mauvaise qualité d'impression de la carte ne permet pas de lire les valeurs bathymétriques. Les éléments décrits par la légende sont : terrain stable (jaune foncé), forêts (petits cercles sur un fond jaune pâle), roseaux (petits points sur un fond bleu), sables mobiles (jaune pale).

Cette carte est très proche dans le temps de la précédente et ne présente pas de modifications hydrographiques notables. Les deux méandres de Dunavăţ apparaissent cependant mieux dessinés, avec un rayon de courbure réduit. Les deux *ox-bow* sont en cours de cicatrisation. Dans l'embouchure, les bancs sont désormais accolés à la rive droite et l'île principale est déformée par allongement vers le sud.

Les cartes de 1924 et 1939

La période entre 1911 et 1971 est mal documentée. Nous disposons de deux cartes, l'une de 1924 (carte du Service Hydrographique, sous la direction de l'ingénieur Vidraşcu, 1 : 150000, Fig. 2.6) et l'autre de 1939 (Carte du Service Géographique de l'Armée, 1 : 200000, Fig. 2.7), qui ont posé plusieurs problèmes de traitement.

En effet, la superposition géométrique a révélé un décalage important de la position des bras morts par rapport aux images récentes (Landsat 2006). Or, il est évident que ces formes fossiles ne se sont pas déplacées au cours du XXème siècle.

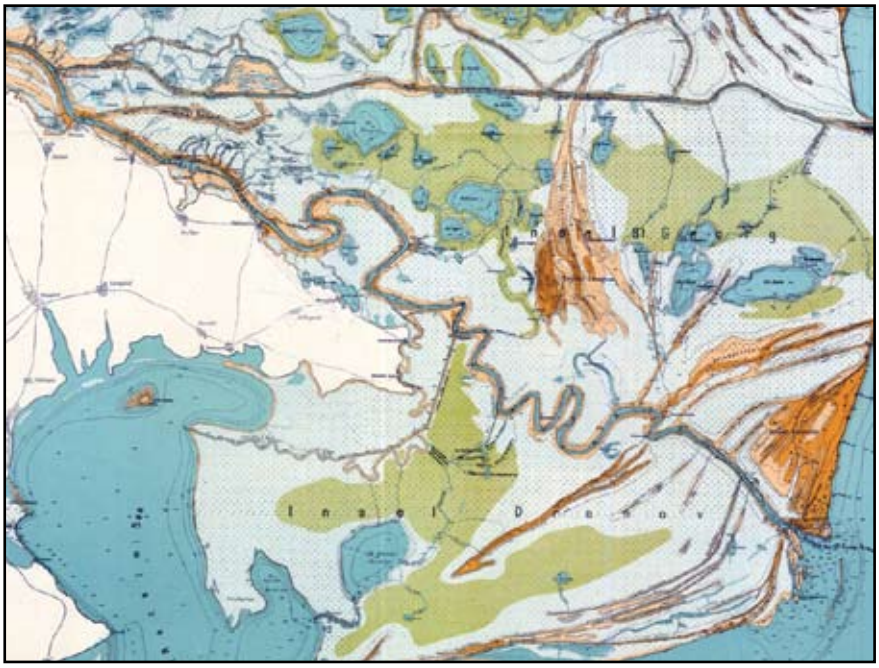


FIG. 2.5 – Aperçu du bras de St. George sur la carte 1909 – 1911

FIG. 2.6 – Le bras de St. George sur la carte 1924

FIG. 2.7 – Le bras de St. George sur la carte 1939

Nous faisons donc l'hypothèse que pour réaliser ces cartes, les cartographes ont repris les données de la carte 1909 - 1911, sans le mentionner dans le cartouche. En outre, la carte de 1939 présente plusieurs secteurs avec le même problème de décalage sur le bras lui-même. On suppose que le fait de reprendre des secteurs des cartes plus anciennes et de les recopier sur d'autres cartes s'explique à cette époque-là par la difficulté de se repérer là où il n'y a pas beaucoup de points d'amers pour se caler (Raccasi *et al.,* 2008). Cet argument nous a empêché d'utiliser cette carte pour les calculs de quantification. De plus, la valeur élevée de l'erreur de traitement sous ERMapper (RMS, respectivement 12 m et 10 m) a confirmé nos réticences envers ces documents. Cependant, la carte de 1939 représente (en vert) la présence de forêt : c'est la première fois que la ripisylve est mentionnée, avec une extension importante le long des méandres de Mahmudia et de Dunavăţ, ainsi qu'en aval d'Ivancea. Faut-il en déduire qu'il s'agit d'une conquête forestière récente, sur des espaces jusqu'ici déboisés ?

Conclusion partielle

Ces cartes anciennes soulignent donc les deux problèmes, que sont l'imprécision due aux erreurs de levé d'une carte dans un milieu difficile (très plat et marécageux), quelles étaient les techniques topographiques et la datation exacte des relevés correspondant à la publication du document.

Leur utilisation dans une étude quantitative entraînerait un enchaînement d'erreurs liées aux déformations géométriques, dues à l'erreur humaine de positionnement des points d'amer, à la différence d'échelle entre les documents comparés et à la qualité du papier scanné. Les incertitudes sur les relevés topographiques, les référentiels de projection et l'altimétrie, et sur les dates de publication, peuvent conduire à des erreurs finales importantes dans la comparaison de plusieurs cartes à différentes dates.

Les cartes permettant des erreurs de traitement inférieures à 6 m (correspondant à 2 % environ de la largeur moyenne du chenal), sont considérées comme acceptables dans les études sur cette thématique (Elliott et Gyetvai, 1999 ; Hughes *et al.,* 2006). Elles ont été privilégiées pour une comparaison diachronique avec les données fiables récentes (1970).

On retiendra de cette présentation qualitative initiale la présence d'indices significatifs d'une mobilité du bras de St. George dans une période récente (méandres abandonnés, anastomose). Cette mobilité et la profondeur plus faible du bras, en raison de l'anastomose, peuvent-elles expliquer l'absence de végétation ? Ou au moins l'absence de végétation riveraine ? On ne peut pas dépasser sur cette question le stade de l'hypothèse.

1.2. LES CARTES ET LES IMAGES SATELLITAIRES RÉCENTES (1970 – 2006)

Pour l'analyse quantitative (calculs comparatifs des surfaces en eau, de la largeur et la longueur du chenal, de l'indice de sinuosité, des longueurs d'onde et amplitudes des méandres) nous avons travaillé sur des cartes et des images satellitaires récentes : cartes de 1970 - 1972 et 1978 - 1980 et images satellitaires de 1989, 2000 et de 2006.

La carte topographique éditée en 1972

Cette carte qui repose sur des relevés effectués entre 1970 et 1972 (6 feuilles au 1 : 50000) a été réalisée par la Direction Topographique Militaire, sous projection conforme Gauss – Krügger (système de coordonnées 1942 et système de référence altimétrique la Mer Baltique) (Fig. 2.8). L'intégration de cette carte dans le SIG a été faite par géoréférencement à partir des coordonnées géographiques sur chaque feuille de carte, sous le module de Géoréferencement de MapInfo 6.00. L'erreur RMSE (Root Mean Square Error) est de 1 pixel (4 m). La résolution choisie sur les cartes est de 4 m.

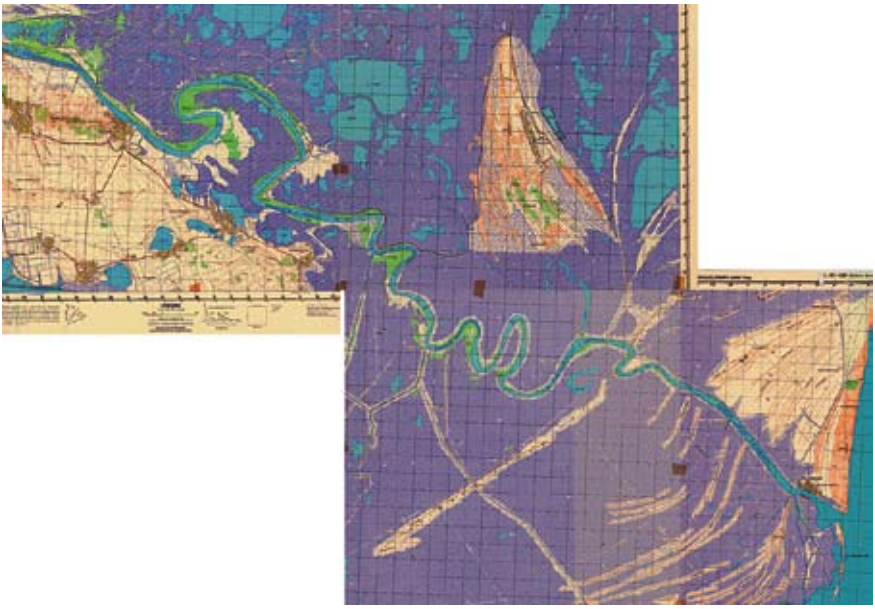


FIG. 2.8 – Aperçu d'un secteur du bras de St. George sur la carte 1970

Elle apporte des informations sur la position des digues artificielles (entre les PK 108 et 50) et des canaux construits dans l'intérieur du delta afin de connecter les bras aux surfaces lacustres interdistributaires.

Elle est très importante parce qu'elle nous a permis de faire des observations précises sur la morphologie du bras de St. George juste avant les travaux de rectification de ses méandres. Des informations complémentaires comme les forêts de saules et peupliers sur les berges amont (en vert), les buissons et roseaux sur les berges aval, les levées et hauteurs des berges, les accumulations sableuses (en jaune), les zones inondables (en mauve) ont rendu cette carte utile dans notre recherche. Systématiquement, le long du chenal sont indiquées les largeurs du chenal et la profondeur correspondante (que nous avons utilisés pour comparer nos propres mesures). Sur cette carte les bras morts sont plus visibles ; à l'embouchure on observe que les anciens îlots se sont augmentés, stabilisés et même rattachés à la côte ; ils sont couverts par des buissons. A l'embouchure, le cordon littoral Sakhalin est allongé et plus proche de la côte.

La carte topographique de 1980

La carte topographique de 1980 (13 feuilles au 1 : 25000) a une précision supérieure. Elle a été réalisée par la Direction Topographique Militaire, sous projection conforme Gauss – Krügger (système de coordonnées 1942 et système de référence altimétrique la Mer Baltique) (Fig. 2.9). Elle comporte les points kilométriques sur le

chenal, des informations sur la largeur et la profondeur du bras, les vitesses de l'eau, ainsi qu'une bathymétrie plus détaillée à l'embouchure.

L'intégration de cette carte dans le SIG a été faite par géoréférencement à partir des coordonnées indiquées sur chaque feuille de carte sous le module de géoréferencement de MapInfo 6.0. L'erreur RMSE (Root Mean Square Error) est de 2 pixels (4 m). La résolution choisie sur les cartes est de 2 m.

La légende apporte des informations sur la végétation des berges (buissons, forêts de peupliers et saules, roseaux) et des zones interdistributaires (roseaux, saules), l'altimétrie (hauteurs des berges), le réseau de canaux artificiels et les levées.

A l'embouchure on observe le développement du cordon littoral Sakhalin qui est plus stable (couleur jaune foncée) ; il s'est rattaché à la cote dans sa partie nord et s'est rallongée vers le sud.

FIG. 2.9 – Aperçu d'un secteur du bras de St. George sur la carte 1980

Conclusion partielle

Les résolutions choisies (respectivement 4 m et 2 m) sont désormais très précises. Pour la comparaison de ces deux cartes nous avons tenu compte de la résolution la moins bonne, soit 4 m. Pour l'analyse des bras morts ou des formations végétales cette résolution semble être acceptable. Pour le calcul de la largeur

moyenne du chenal vif, elle se traduit dans une erreur d'environ 1.5 %, considérée également comme acceptable (Gurnell, 1997 ; Mount et Louis, 2005 ; Hughes *et al.*, 2006).

Les images satellitaires de 1989, 2000 et 2006

La morphologie des presque 25 dernières années est décrite par une image Landsat 5 TM (1989) et deux images Landsat 7 ETM+ (2000 et 2006) (Fig. 2.10 et Table 2.1).

TABLE 2.1 – Caractéristiques des images satellitaires Landsat 5 TM (1989) et Landsat 7 ETM+ (2000, 2006)

Type de l'image	Date de prise	Dimension pixel (m)	Canaux	Erreur (%)
Landsat 5 TM	20.08.1989	28	2, 3 et 4	9.3
Landsat 7 ETM+	06.07.2000	15	8	5
Landsat 7 ETM+	13.08.2006	20	2, 3 et 4	6.6

En 2000, le canal 8 (panchromatique) apporte une meilleure résolution spatiale, mais une pauvreté des informations sur la végétation. Les images TM et ETM+ combinent les canaux 4 (rouge), 3 (vert) et 2 (bleu). La combinaison de ces canaux permet de distinguer les zones couvertes de végétation (nuances de rouge ou vert), les sols secs sans végétation (blanc ou brun), les surfaces en eau ou humides (bleu ou marron). Les erreurs liées au traitement sous MapInfo induisent une imprécision dans le calcul de la largeur moyenne du chenal, que nous avons évaluée à environ 300 m.

Conclusion partielle

Les données disponibles permettent une étude spatiale en 2D de la zone de recherche depuis les années 1880 jusqu'en 2006. Entre les cartes de 1970 et 1980, sur de certains secteurs le long du bras et à l'embouchure une analyse 3D est aussi possible.

L'étude de l'évolution du bras de St. George va être partagée en deux parties : la première portera sur l'évolution entre 1880 et 1970, à partir des documents cartographiques anciens de moindre précision, la seconde sur l'évolution récente, entre 1970 et 2006, à partir des documents cartographiques et des images satellitaires de bonne résolution. Cette dernière période correspond à la forte anthropisation du système (barrages des Portes de Fer, recoupement des méandres) dont les effets pourront donc être précisés. Il faut également noter la pauvreté relative des données pour la période 1910 – 1970, qui ne permet pas de

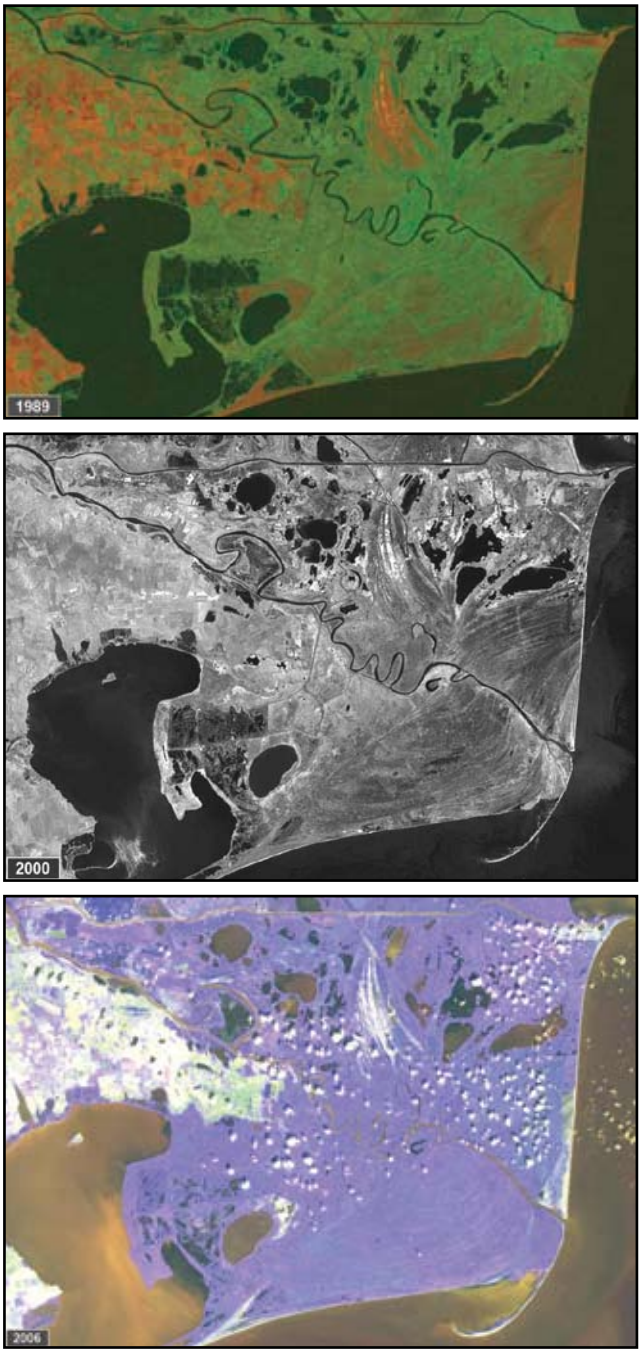


FIG. 2.10 – Aperçu du bras de St. George sur les images satellitaires Landsat 5 TM (1989) et Landsat 7 ETM+ (2000, 2006)

décrire l'évolution de la plus grande partie du XXème siècle. La comparaison de ces documents va mettre en évidence l'évolution géomorphologique du bras de St. George et de son environnement, ainsi que le rôle des contraintes anthropiques locales.

1.3. MÉTHODES ET MARGES D'ERREUR

Après rectification géométrique et géo-référencement sous MapInfo et ER-Mapper des cartes topographiques scannées, la vectorisation des formes fluviales permet leur comparaison diachronique. Les données exploitées dans le SIG sont affectées d'une marge d'erreur qui doit être prise en compte. Ces erreurs interviennent aux différentes étapes du traitement.

Des sources d'erreurs ont cependant pu être identifiées en lien avec la qualité de digitalisation, la déformation des documents lors de leur rectification et la qualité du recalage. Étant donné la qualité et la résolution des cartes scannées ainsi que la taille de la zone étudiée, l'étape de digitalisation des différentes entités n'a pas présenté de difficulté notable. Nous avons essayé de minimiser la déformation des cartes liée à leur rectification en choisissant les points utilisés pour le recalage de chaque cliché de part et d'autre du corridor fluvial pour réduire l'erreur autour de cet objet spécifique.

La rectification géométrique et le géo-référencement des **cartes anciennes** reposent sur la recherche de points d'amer à partir de la carte topographique au 1:25000 de 1980. Nous avons essayé de trouver une homogénéité des points sur l'ensemble de la carte pour obtenir une rectification et un géoréférencement avec une erreur homogène. En l'absence de points d'amer sur la totalité de la carte, l'acquisition des points a été concentrée sur la zone d'étude. Sur l'ensemble des cartes anciennes traitées (la série 1880 et 1909-1911), l'erreur due au géoréférencement varie entre 5 et 6 m. Pour les cartes plus récentes (les séries 1972 et 1980) le traitement a été plus simple en raison de la mention de la projection et des coordonnées correspondantes sur chaque carte. Sur l'ensemble de ces dernières cartes, l'erreur due au géoréférencement varie entre 0 - 4m.

Minimiser les erreurs est essentiel : le RMSE (Root Mean Square Error) représente une estimation de l'écart type entre la position des points de contrôle de l'image rectifiée et les points de contrôle calculés par la fonction de transformation (Elliott et Gyetvai, 1999). Dans le processus de rectification géométrique, l'utilisation de 7 à 14 points de contrôle et la fonction de rectification polynomiale secondaire offrent des résultats satisfaisants (Elliot et Gyetvai, 1999 ; Hughes *et al.*, 2006). Pour nos cartes, le maximum RMSE de 6 m s'encadre dans les limites rappelées par Gurnell (1997).

La vectorisation est aussi une source d'erreur. Pour la diminuer et obtenir des résultats précis, nous avons conservé la même échelle (1:10000), qui est dans tous les cas une échelle plus grande que celle de la carte originale. La précision de chaque vectorisation est variable selon l'échelle du matériel utilisé, la convention utilisée (ici la limite du chenal, eau/berges) et la précision de la position de chaque point représenté sur la carte finale (Gurnell, 1997). Le nombre de documents utilisés, leur source et la précision de leurs levés topographiques restent très importants (Gurnell *et al.,* 1994 ; Hooke, 2008 ; Lauer et Parker, 2008).

Comme les images satellitaires sont une prise de vue instantanée du milieu, les limites externes visibles du chenal sont conditionnées par le débit du jour d'acquisition, combiné avec la morphologie (la pente) des berges. Sur le secteur d'étude, les berges ont des pentes et des formes variables : elles sont toujours verticales dans les canaux de rectification et sur les rives concaves des méandres, très faibles sur les rives convexes des méandres et en pentes variables sur les secteurs intermédiaires naturels. En période d'étiage ou d'eau moyenne, les variations du débit vont entraîner des variations de largeur apparente d'un secteur à l'autre, plus importantes sur les pentes faibles et négligeables sur les berges en pente forte (Fig. 2.11).

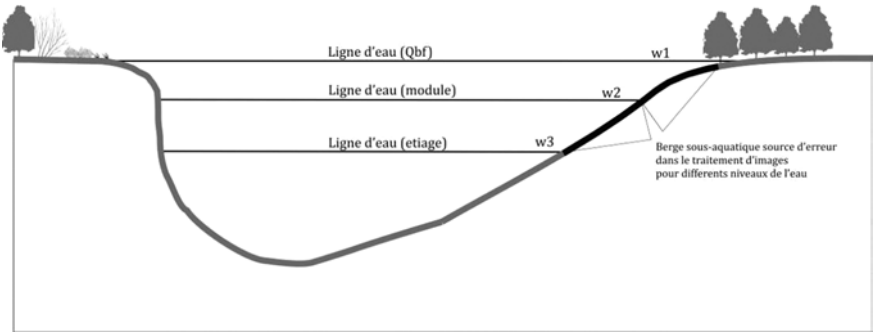


FIG. 2.11 – Variation de la largeur (w) mesurée en fonction du niveau de l'eau

A cette source d'erreur, s'ajoute l'erreur liée à la présence de la ripisylve sur le bord du chenal (Photo 2.1), qui masque la berge et crée ainsi un « rétrécissement » apparent. En fonction de la qualité de l'image et des informations disponibles aux bordures de la zone couverte, la limite du chenal est vectorisée au plus juste, sans ici aussi pouvoir déterminer une erreur quantifiable (Raccasi, 2008 ; Rollet, 2008).

Après la réalisation de la couche de vectorisation du chenal, nous avons réalisé des profils transversaux tous les kilomètres pour mesurer la largeur du chenal pour chaque période, afin de localiser et quantifier les modifications des surfaces mouillées et du périmètre du chenal (déplacement latéral, augmentation, rétrécissement).

PHOTO 2.1 – Berge plane d'une rive convexe couverte par ripysilve (à gauche) ; berge verticale du canal de recoupement (à droite), (cliché réalisé par S. Rădan)

Conclusion

Les documents disponibles sur le bras de St. George depuis le milieu du XIXème siècle offrent une base suffisamment vaste de données pour l'étude de l'évolution du système fluvial dans le delta. Même si les cartes anciennes ne possèdent pas une bonne résolution et suffisamment de détails et qu'il existe aussi un hiatus chronologique pour la période entre 1940 et 1970, les documents disponibles offrent pourtant des informations importantes sur le fonctionnement et l'évolution du bras dans les derniers 126 ans.

La vectorisation et la superposition de différentes cartes et images satellitaires à des dates différentes (1880, 1910, 1970, 1980, 1990, 2000 et 2006) et leur intégration dans un SIG historique vont permettre de mettre en évidence les secteurs les plus mobiles, de quantifier et d'interpréter l'évolution morphologique du chenal. En plan elles pourront permettre l'analyse de l'impact des variables de contrôle externe rappelées ci-dessus et des aménagements sur le milieu naturel initial.

L'inégale qualité de la documentation disponible justifie de séparer la période la plus ancienne (entre 1880 et 1970) et la courte période récente (entre 1970 et 2006).

Chapitre 2

QUANTIFICATION ET SECTORISATION DES MUTATIONS EN SURFACE (2D) DU MILIEU FLUVIAL ENTRE 1880 ET 1970

INTRODUCTION

L'intérêt d'une étude antérieure à l'année 1970 (date représentative du début des grands aménagements sur le Danube) est d'avoir une image de l'évolution long terme « naturelle » du système, avant son artificialisation. Cette période correspond cependant à des mutations globales importantes dans le bassin-versant, d'ordre climato-anthropiques (cf. Partie I).

Pour l'étude de la largeur du chenal nous avons utilisé le protocole suivant : la largeur du bras a été mesurée tous les kilomètres ; ces valeurs ont été comparées pour quantifier les tendances évolutives entre les différentes périodes. Les limites externes du chenal pour chaque période ont été superposées, afin d'obtenir un bilan des surfaces érodées et accumulées et de spatialiser le comportement des berges. Dans le calcul comparatif de la largeur et la mobilité du chenal nous nous sommes arrêtés vers l'aval au PK 5, en raison de la complexité évolutive de l'embouchure qui a été traitée séparément.

2.1. ÉVOLUTION DE LA LARGEUR DU CHENAL ENTRE 1880 ET 1970

Globalement au cours de la période 1880 – 1970 le chenal du bras de St. George a subi des variations modérées de sa largeur.

L'évolution générale entre **1880** et **1970** (Fig. 2.12) montre une tendance à la réduction en largeur, amorcée dès la fin du XIXème siècle, à l'exception de quelques secteurs, qui s'élargissent. L'évolution est très disparate spatialement, oscillant entre une amplitude nulle et des amplitudes extrêmes de -481/+142 m, autour d'une moyenne générale de -68 m sur toute la période.

Cette tendance est le plus souvent continue, de même sens aux deux périodes (1880-1910 et 1910-1970). Elle est caractérisée par une accélération et une hétérogénéité croissante en surfaces et en vitesses d'évolution entre 1910 et 1970 (Fig. 2.12). Mais, on observe une évolution temporelle opposée, sur quelques secteurs, caractérisés d'abord par un élargissement puis une réduction.

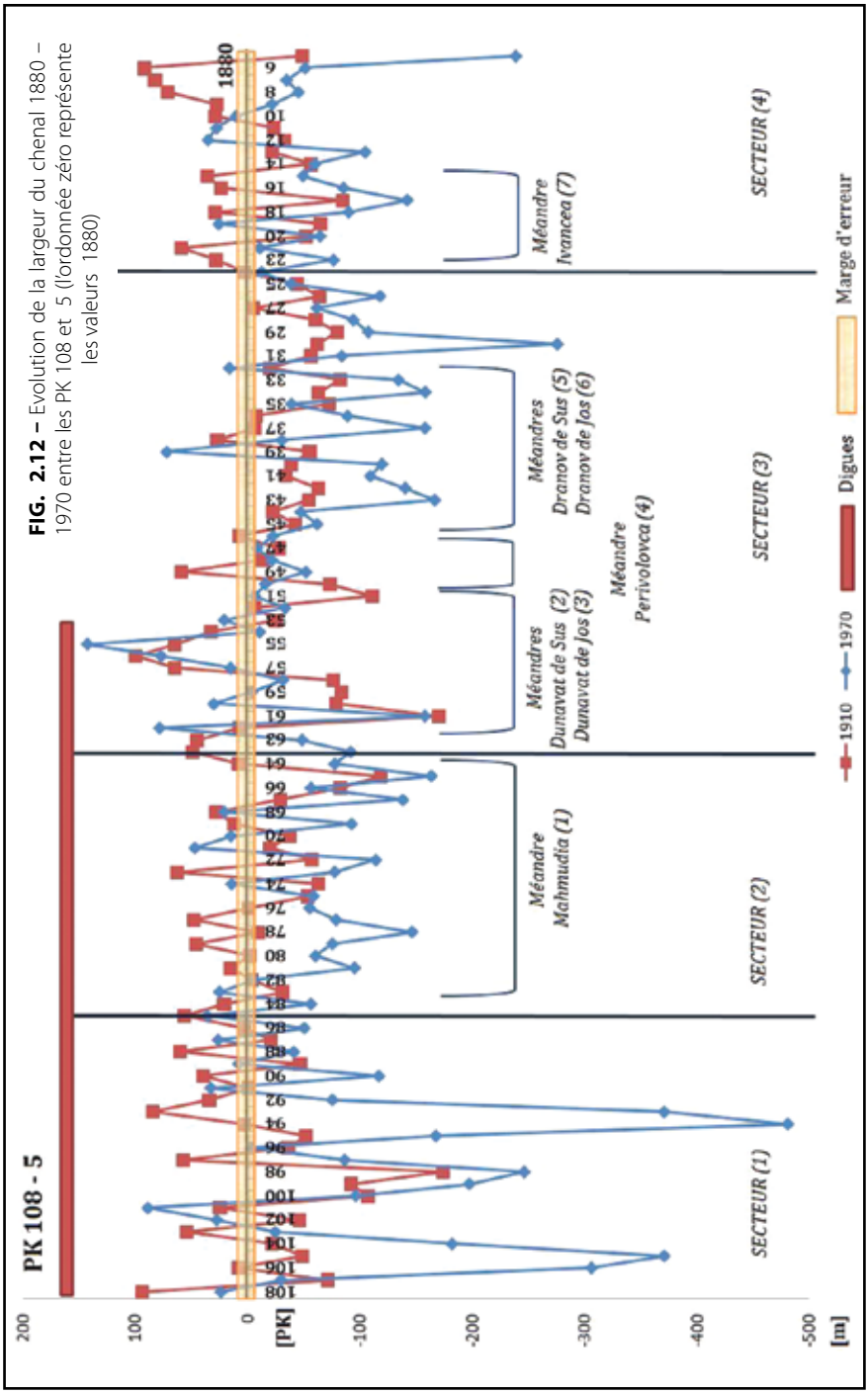


FIG. 2.12 – Evolution de la largeur du chenal 1880 – 1970 entre les PK 108 et 5 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1880)

On peut donc séparer des types de fonctionnement, soit de même sens dans le temps, soit opposés, avec des variations de vitesse selon les secteurs. Cette typologie comprend les catégories suivantes : EC = élargissement continu ; ER = élargissement puis rétraction ; RC = rétraction continue ; RE =rétraction puis élargissement ; SE = stabilité puis élargissement ; SR = stabilité puis rétraction.

Globalement, en fonction de l'ampleur de la variation, nous avons séparé 4 secteurs :

(1) du PK 108 au PK 86 le chenal est fortement rétracté ;

(2) du PK 86 au PK 62 les variations sont plus faibles, mais restent nettement supérieures à la marge d'erreur (4 m) ;

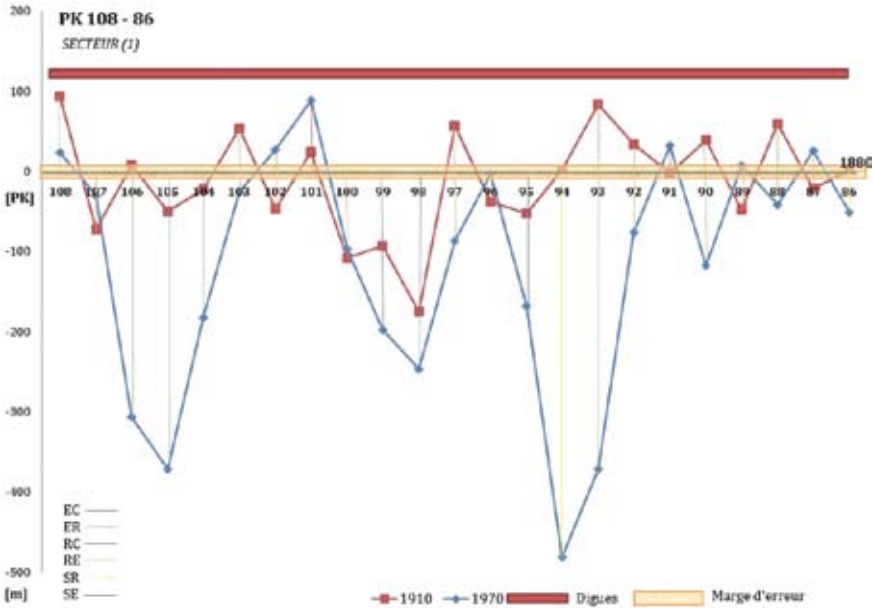
(3) du PK 61 au PK 22 les variations sont très disparates (élargissement/rétrécissement) et très supérieures à la marge d'erreur ;

(4) du PK 21 au PK 5 la variabilité s'atténue de nouveau.

Ces 4 secteurs sont analysés séparément ci-dessous.

(1) le secteur entre PK 108 et PK 86

Correspond au chenal presque rectiligne dans la zone limitée au sud par l'orogène dobrogéen, avant le grand méandre de Mahmudia. Globalement la tendance évolutive est le rétrécissement (en moyenne -1.3 m/an sur 90 ans) (Fig. 2.13).



	1880-1910	1910-1970	1880-1970
Moyenne (m/an)	-0.4	-1.7	-1.3

FIG. 2.13 – Evolution de la largeur du chenal 1880 – 1970 entre les PK 108 et 86 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1880)

A l'amont du secteur des méandres, entre les PK 90 et 86, les variations de largeurs sont très faibles (entre -1.3 et 0.6 m/an).

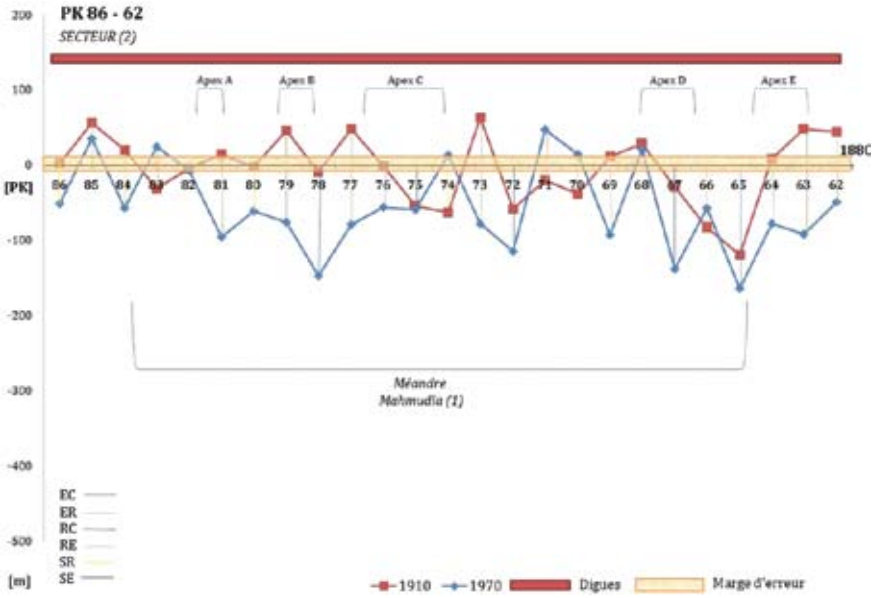
Entre 1880 et 1910 on observe une évolution très faible, en moyenne -0.4 m/an (Table 2.2, annexe), exception faite du PK 98 où le chenal se rétrécit de -174.2 m (soit -5.8 m/an) et du PK 108 où le chenal s'élargit de 93.6 m (soit 3.1 m/an).

Entre 1910 et 1970 l'évolution est contrastée, autour d'une valeur moyenne de -1.7 m/an, soit 3 fois supérieure à la période précédente. Trois secteurs particuliers de forte diminution se distinguent, du PK 106 au 104, du PK 99 au PK 98 et du PK 95 au PK 92. Ces secteurs, occupés par le chenal en 1880 sont représentés comme des champs d'inondation stabilisés par la ripisylve (saules et peupliers) sur les cartes de 1970.

Selon notre typologie, le premier secteur est dominé par les types ER, RC et RE mais à des vitesses évolutives inégales.

(2) le secteur entre PK 86 et PK 62

Il correspond au méandre de Mahmudia (PK 85 à 64). Les variations de largeur se situent entre -163 m au PK 65 et +47 m au PK 71 (Fig. 2.14 et Table 2.3 en annexe). Le rétrécissement est globalement prédominant, avec une vitesse moyenne de - 0.6 m/an : il est encore faible entre 1880 et 1910 (- 0.1 m/an), puis se renforce après 1910 (- 0.8 m/an).



	1880-1910	1910-1970	1880-1970
Moyenne (m/an)	-0.1	-0.8	-0.6

FIG. 2.14 – Evolution de la largeur du chenal 1880 – 1970 entre les PK 86 et 62 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1880)

Sur le méandre (1) de Mahmudia, le rétrécissement moyen est de -0.6 m/an sur toute la période. Mais, comme sa forme est très complexe, il évolue différemment d'un secteur à l'autre selon la période considérée.

Entre 1880 et 1910, toutes les zones d'apex (notées avec de gros lettres) s'élargissent, mêmes si les valeurs sont à la limite de la marge d'erreur sur les apex B et D. A l'aval, à proximité de la sortie du méandre, entre les PK 67 et 65, la rétraction atteint -3.9 m/an, ce qui influence le bilan global (-0.3 m/an). Entre 1910 et 1970, la rétraction devient prédominante (-0.7 m/an). Elle affecte tous les apex, à l'exception de l'apex A. A partir du PK 82, le chenal est du type RC. Les mutations sont donc les plus fortes sur les 2/3 aval du méandre, avec une forte accélération au XXème siècle sur les apex 2-3 et 5-6.

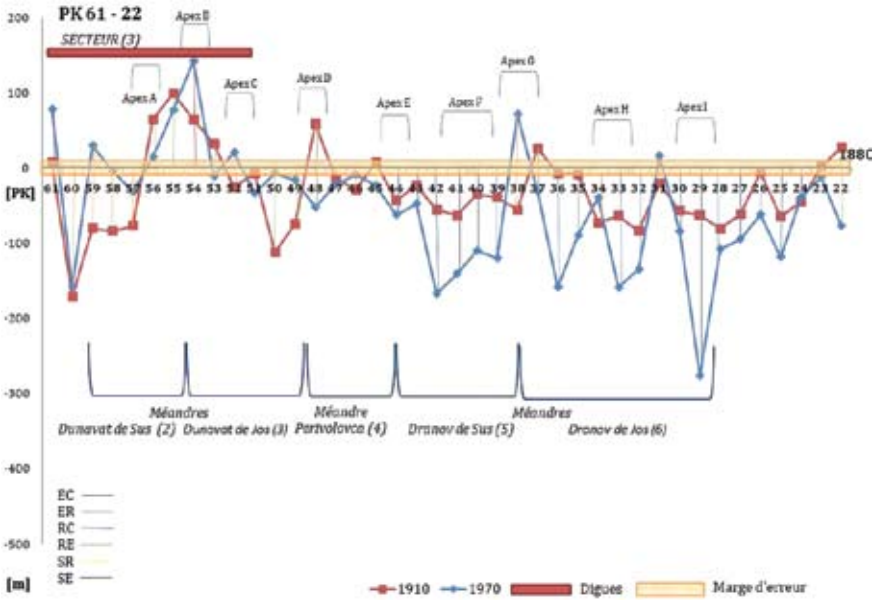
Globalement sur 90 ans, les types d'évolutions dominantes sur ce secteur sont ER (en amont du méandre) et RC (sur le méandre). Ces types peuvent être expliqués par la construction des digues en rive gauche (1954-1965) qui limitent la divagation du chenal.

(3) le secteur entre PK 61 et PK 22

Ce secteur comprend cinq méandres simples, dont les 4 premiers sont associés en deux paires successives (Fig. 2.15). Globalement, le secteur est en rétraction sur toute la période étudiée à l'exception d'une zone (entre les PK 56 et 53) qui s'élargit : 50 % des profils sont en RC. Les vitesses d'évolution moyennes passent de 0.5 à -2 m/an, soit une accélération par quatre (Tableau 2.4).

Les 2 premiers méandres (2 et 3), entre les PK 60 et 50 sont marqués par une évolution rapide, dès 1880-1910, de sens contraire entre les secteurs : rétraction importante suivie d'un élargissement modeste à l'amont (RE) ; élargissement continu dans la partie médiane (EC), où la déformation de l'apex est influencée par le flux entrant dans le canal Dunavăţ) ; élargissement puis rétraction (ER) à l'aval. Ce premier couple de méandre présente donc une évolution contrastée entre ses deux parties.

A partir du PK 45, le chenal subit une rétraction globale. Encore faible dans le méandre 4 (0.01 m/an), qui est en faite une sinuosité, elle est très accentuée dans les méandres 5 et 6, de type RC (-1.4 m/an entre 1880 et 1910 et -1.2 m/an entre 1910 et 1970). A l'aval du méandre (6), la largeur du chenal est de nouveau assez stable, avec quelques secteurs de RC à vitesse faible.



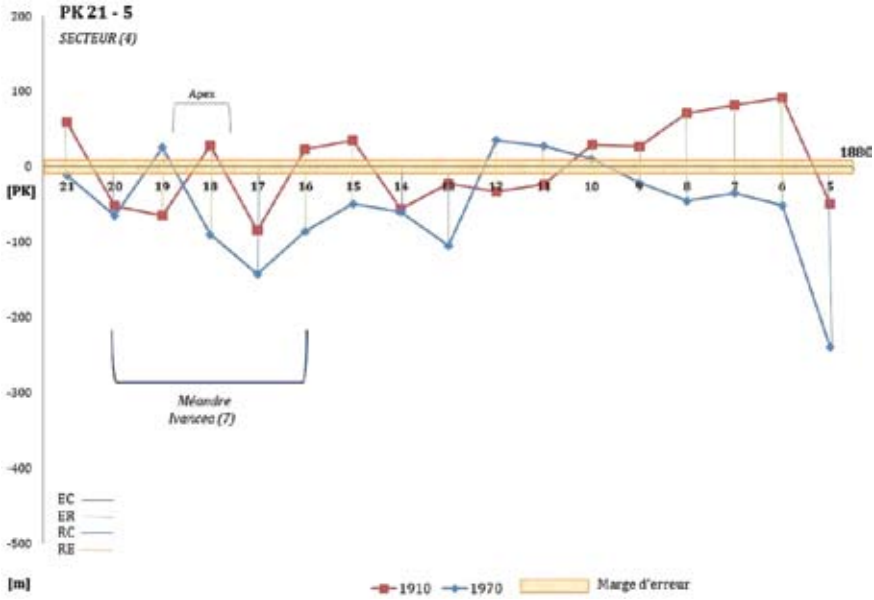
	1880-1910	1910-1970	1880-1970
Moyenne (m/an)	-1.0	-0.3	-0.6

FIG. 2.15 – Evolution de la largeur du chenal 1880 – 1970 entre les PK 61 et 23 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1880)

(4) le secteur situé entre les PK 21 et 5

Le méandre d'Ivancea (6), entre les PK 20 et 16, est le dernier méandre, situé à 19 km de l'embouchure. Il correspond à l'entrée du chenal dans le système des cordons littoraux sableux hérités. La majorité des profils analysés sur ce tronçon font partie du type ER (Fig. 2.16). Les autres sont soit RC soit RE.

Du PK 21 au PK 16, le méandre d'Ivancea est caractérisé par une tendance à la rétraction (-1.5 m/an entre 1880 et 1970 dans la zone d'apex et à la sortie du méandre), avec quelques points d'évolution contradictoire (RE aux PK 19, 18 et 16). En aval du PK 16 on observe une évolution limitée entre 1880 et 1910, avec un rétrécissement du chenal jusqu'au PK 11, à l'aval duquel ces 30 années sont caractérisées par un élargissement important (maximum 3.6 m/an) (Tableau 2.5 en annexe). Entre 1910 et 1970, le chenal y est globalement en rétraction, en particulier à partir du PK 9 (-3.2 m/an).



	1880-1910	1910-1970	1880-1970
Moyenne (m/an)	-0.1	-0.9	-0.6

FIG. 2.16 – Evolution de la largeur du chenal 1880 – 1970 entre les PK 21 - 5 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1880)

Conclusion partielle

L'évolution de la largeur du chenal est donc très variable dans le temps et dans l'espace. Elle est sensible globalement dès 1880 et 1910, puis s'accélère entre 1910 et 1970, sans qu'il soit malheureusement possible de préciser la date exacte de cette accélération. La tendance dominante est la rétraction (RC, RE ou RS), que nous interprétons comme l'indice d'une accrétion sédimentaire latérale des berges : le chenal fonctionne donc comme un piège sédimentaire.

Sur le plan géomorphologique, ce sont généralement les apex des méandres et des fortes sinuosités qui sont les plus mobiles, avec des rétractions ou élargissements importants, soit de même sens, soit de sens contradictoires.

La rétraction est précoce dans le secteur amont, où l'accélération postérieure à 1910 est très importante (multipliée par 8). Le méandre de Mahmudia réagit avec retard, puisqu'il reste à peu près stable jusqu'en 1910, puis se rétracte globalement, mais avec des valeurs inférieures à celles du secteur amont. Dans les méandres couplés (2 et 3, 4, 5 et 6), on oppose les deux premiers, mobiles dès la première période, aux 2-3 derniers, d'abord stables puis en rétraction rapide. L'aval, enfin,

apparaît le plus stable, relativement, avec une tendance à la rétraction qui s'affirme après 1910.

Il est possible que cette évolution complexe, qui traduit pour chaque secteur une alternance ou une continuité d'accrétion sédimentaire ou d'érosion de berges, traduise une évolution logique d'amont vers l'aval : l'érosion de berges alimente en effet la sédimentation aval, alors que la sédimentation prive l'aval d'apport sédimentaire.

Il faut compléter cette première approche par l'étude des tendances évolutives en plan, pour affiner et interpréter l'analyse de la mobilité du chenal.

2.2. MOBILITÉ DU BRAS DE ST. GEORGE ENTRE 1880 ET 1970

La mobilité en plan du chenal est présentée, méandre par méandre afin d'observer précisément les tendances de l'évolution géomorphologique dans la période étudiée. Sur la base des variations de largeur présentées dans le chapitre précédent, nous avons cartographié les secteurs en érosion ou en sédimentation entre 1880 et 1970 et figuré les principaux facteurs d'interprétation disponibles (digues, présence de ripisylve en 1970, canaux de prise d'eau latérale, lithologie) présentés dans la légende (Fig. 2.17).

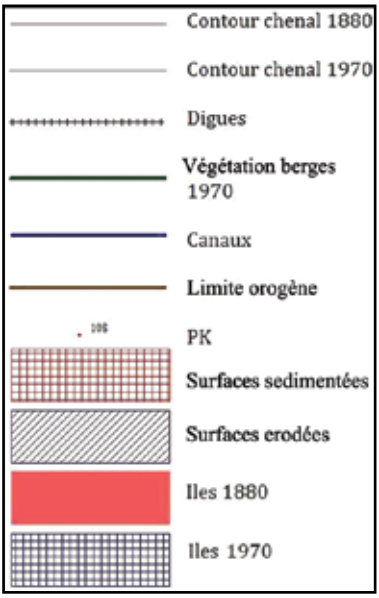


FIG. 2.17 – Légende avec les principaux éléments cartographiés dans l'analyse de la mobilité

(1) le secteur amont (PK 108- 86)

Le secteur peu sinueux entre les PK 108 et 86 (Fig. 2.18) est dominé par le rétrécissement du chenal. Trois secteurs se colmatent fortement (PK 108 - 104.5, 101 - 97.5 et 97 - 93, avec des vitesses de sédimentation entre 2.9 et 5.3 m^2/an). L'érosion n'est importante (de 7800 m^2/an) qu'entre les PK 92 et 86, c'est-à-dire à l'aval du secteur.

La sédimentation des berges est de 75 % plus forte que l'érosion (surface érodée de 0.99 km^2 et surface sédimentée de 3.81 km^2). Le bilan sédimentaire global du secteur est donc positif, **2.82 km^2 de sédiments ont été piégés entre 1880 et 1970, soit environ 31500 m^2/an**.

La contrainte géologique (limite de l'orogène) ne joue aucun rôle, sans doute parce que le substrat plonge rapidement sous le chenal. Mais il est possible que les digues aient favorisé la sédimentation à proximité du chenal, en empêchant l'exportation des apports solides sur la plaie d'inondation. Les zones sédimentées apparaissent couvertes par des plantations de saules et peupliers sur la carte de 1970. La présence de la forêt est favorisée sur les dépôts récents et favorise, en retour, le piégeage sédimentaire.

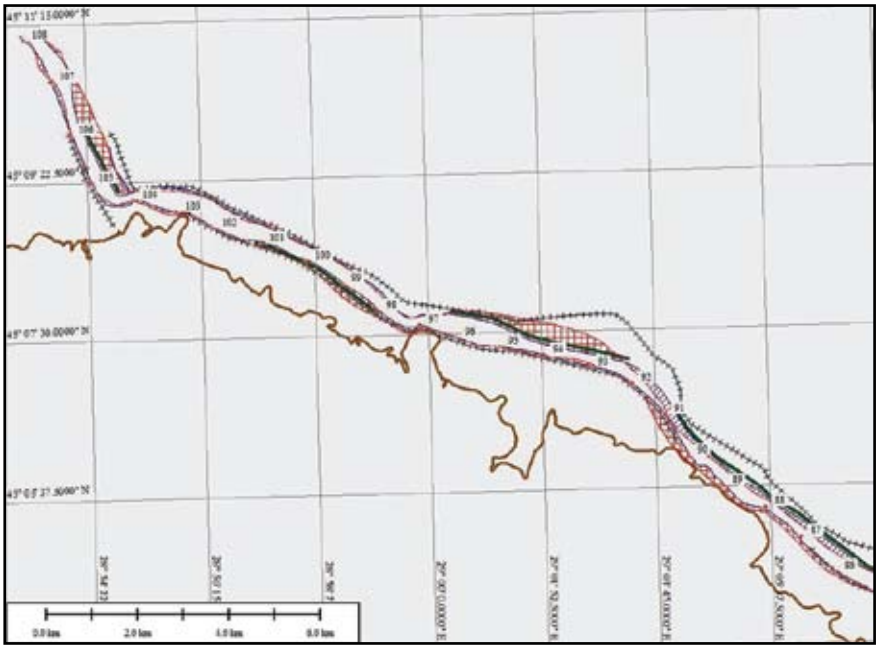


FIG. 2.18 – Mobilité du chenal 1880 – 1970 entre les PK 108 et 86

(2) le secteur entre les PK 86 et 62 (méandre de Mahmudia (1))

Dans le méandre (1) la mobilité la plus importante se localise dans les zones des apex ou des sinuosités (Fig. 2.19).

Le tiers amont du méandre se distingue par la mobilité de ses trois apex (Fig. 2.19) : leur rive concave prograde (vitesses maximales de respectivement 2.3, 5.6 et 3 m/an) ; la surface sédimentée (respectivement 0.16, 0.6 et 0.48 km^2) apparaît sur les cartes de 1970 couverte par des plantations artificielles de saules et de peupliers hauts de 10 m. Les intrados reculent (de maximum -1.7, -4.6 et -1.5 m/an) et recoupent des sédiments anciens couverts de buissons, herbes et de forêts de hêtres. L'apex (B) se dirige vers le nord par translation et extension; la déformation de l'apex (C) est limitée par la digue en rive gauche.

Vers l'aval, à partir du PK 75 le colmatage devient important: développement vers 1970 d'une île (0.22 km^2) au débouché du canal artificiel de Gârla Filatului (PK 74), accrétion latérale sur les berges, croissante vers l'aval. Cette tendance aboutit à une diminution de la largeur du chenal. L'apex (D), encore mobile, se déforme faiblement vers l'aval (vitesse de 2.2 m/an), en direction de la prise d'eau du Canal Uzlina ; sur l'apex (E), au PK 64, la rive convexe prograde de 2.1 m/an), pendant que la rive concave reste stable.

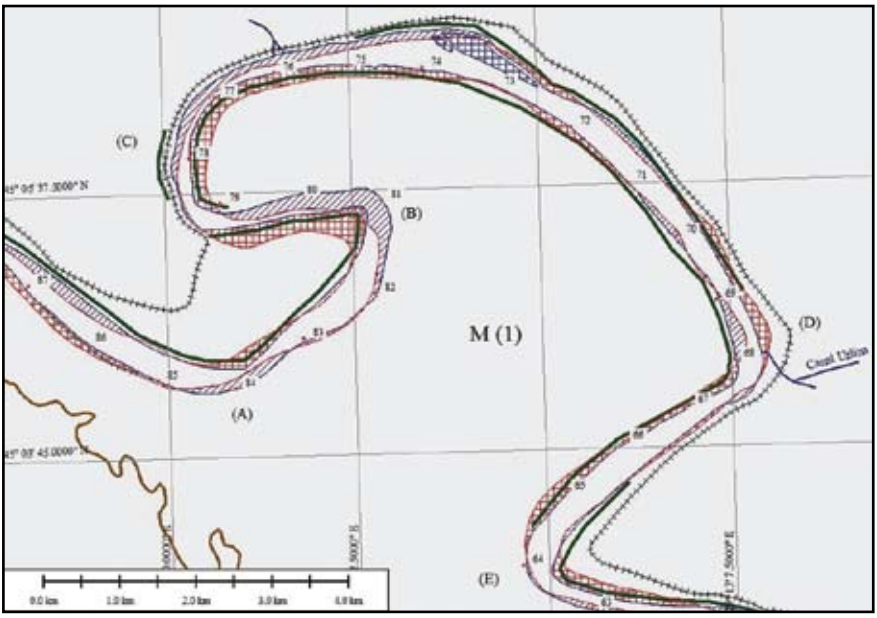


FIG. 2.19 – Mobilité du méandre de Mahmudia (1) entre 1880 et 1970

Le bilan sédimentaire repose sur le calcul surfacique des zones sédimentées et érodées (E). Il confirme l'opposition amont aval, de part et d'autre du PK 76. En amont de ce point (PK 85 - 76), l'énergie fluviale est suffisante pour déformer les apex. Mais le piégeage sédimentaire domine faiblement, puisque le volume érodé des berges concaves (1.02 km^2) est inférieur à celui déposé sur les berges convexes (1.26 km^2). A partir du PK 76, l'énergie du bras diminue et la sédimentation devient nettement supérieure à l'érosion : entre les PK 76 et 63, la zone sédimentée atteint 1.05 km^2, pour 0.66 km^2 érodés. Le bilan sédimentaire global du méandre est donc positif, **3.1 km^2 surface sédimentée entre 1880 et 1970, soit environ 34500 m^2/an**.

(3) les méandres de Dunavăț de Sus (2) et Dunavăț de Jos et (3)

Le secteur entre les PK 60 et 49 correspond aux deux méandres de Dunavăț de Sus (2) et Dunavăț de Jos (3) (Fig. 2.20).

Le méandre (2) se caractérise par une dynamique paradoxale dans l'apex (A), dont la rive convexe recule d'une vitesse maximale de -1.9 m/an, alors que la rive concave prograde de 2 m/an. Les dépôts sédimentaires y dépassent même la limite de la digue, ce qui implique des débordements importants. Ce comportement se prolonge jusqu'à l'apex (B), au PK 55-54, provoquant un déplacement latéral du chenal vers le SW. Au PK 54, il est probable que le canal Dunavăț amplifie la déformation du bras dans la direction de son écoulement. La mobilité du méandre (2) pourrait correspondre à un échange sédimentaire entre les deux rives. **Le bilan sédimentaire est en effet faiblement négatif, voire négligeable (-0.1 km^2, soit environ -1100 m^2/an**).

L'apex du méandre (3) présente une évolution plus conforme (recul de la rive concave de -1.5 m/an et faible progradation de la rive convexe de 0.5 m/an). La digue limite le recul, mais la forte vitesse du déplacement est peut-être due à l'absence de la ripisylve sur la berge concave. Ce comportement s'inverse sur le segment aval, entre les PK 51 et 49, où e chenal se déplace vers le sud-ouest, avec une vitesse moyenne de 2.6 m/an. **Le bilan sédimentaire du méandre (3) est nul.**

Le bilan sédimentaire surfacique du couple des méandres (2) et (3) est donc globalement très faiblement négatif (environ -1600 m^2/an) : ce secteur fonctionnerait de façon « autonome » et « transparente » par rapport au flux arrivant d'amont.

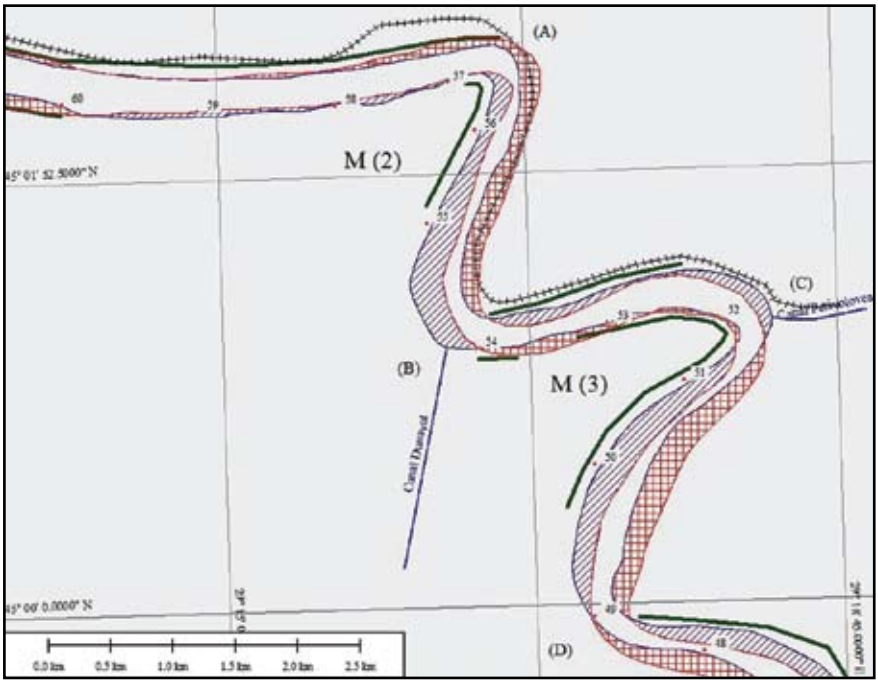


FIG. 2.20 – Mobilité des méandres (2) et (3) entre 1880 et 1970

(4) la sinuosité de Perivolovca (4)

La sinuosité (4) entre les PK 49 et 44 (Fig. 2.21) est caractérisée par le recul de la rive concave (de -1.5 m/an), malgré la présence de la ripisilve, et l'accrétion sédimentaire de la rive convexe (de 1.95 m/an), sur laquelle se développe la ripisilve. Le bilan sédimentaire surfacique montre que la surface sédimentée est faiblement supérieure à la surface érodée (de 0.06 km^2). Ce secteur fonctionne donc comme piège sédimentaire. **Le bilan sédimentaire est en effet faiblement positif, même négligeable (0.06 km^2, soit environ 650 m^2/an**).

(5) les méandres de Dranov de Sus (5) et Dranov de Jos (6)

Entre les PK 44 et 29 dans les méandres (5) et (6), les berges du chenal sont également très actives entre 1880 et 1970 (Fig. 2.21). Comme pour le couple de méandres précédent, mais de façon inversée, les deux méandres présentent une évolution opposée entre eux.

Dans le méandre (5), la déformation de l'apex (F), entre les PK 42 et 40, est conforme, avec une accrétion de la rive convexe (0.32 km^2) et le recul de la rive concave (–0.22 km^2), facilité par l'absence de digues et de couverture végé-

tale. A l'aval de l'apex, le matériel érodé en rive droite est sédimenté sur la rive opposée : le bilan surfacique est presque nul, avec faible prédominance de la sédimentation (0.03 km^2). Le chenal translate donc vers le NE, mais sa largeur se réduit du fait d'un **bilan sédimentaire faiblement positif (0.32 km^2, soit 3500 m^2/an).**

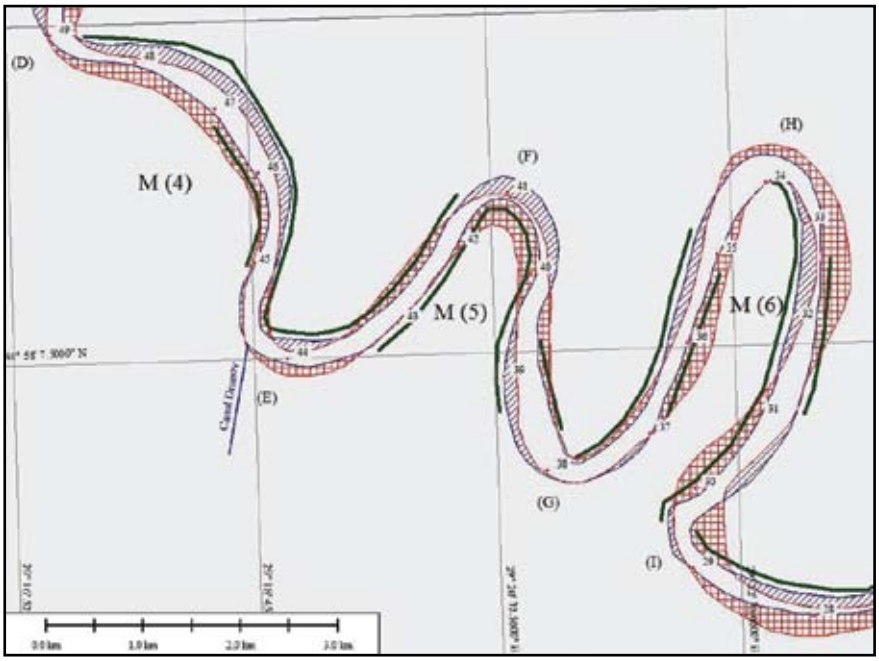


FIG. 2.21 – Mobilité de la sinuosité Periovolovca (4) et des méandres de Dranov de Sus (5) et Dranov de Jos (6) entre 1880 et 1970

Le méandre (6) se déforme par rotation et réduction de sa sinuosité. Cette déformation s'amorce en amont de l'apex (H) entre les PK 37 et 35, par l'accrétion de la rive droite (0.37 km^2) et l'érosion de la rive gauche (-0.14 km^2), avec un bilan faiblement positif de 0.24 km^2, soit environ 2700 m^2/an. Mais le processus d'évolution de l'apex (H), entre les PK 35 à 32) est paradoxal, puisque la rive concave accumule (6200 m^2/an, soit 0.56 km^2) et la rive convexe recule (2000 m^2/an, soit 0.19 km^2). La largeur du chenal diminue donc fortement. Globalement dans le méandre (6) **la sédimentation est supérieure à l'érosion : ce secteur stocke 0.94 km^2 en 90 ans, soit 10500 m^2/an.**

(6) du PK 26 au PK 5

Entre les PK 29 et 21 les berges du chenal sont globalement en accumulation. Entre les PK 22 et 15, dans le méandre d'Ivancea (7) (Fig. 2.22), l'évolution est importante. Elle est d'abord paradoxale dans l'apex (A), à l'entrée du méandre (accumulation dans la rive concave de 0.68 km^2), érosion de la rive convexe (de 0.35 km^2). Dans l'apex (B), c'est la sédimentation qui affecte logiquement la rive convexe (0.22 km^2), alors que la rive concave recule (-0.22 km^2). Ce comportement se prolonge ensuite vers l'aval (sédimentation de la rive gauche de 0.35 km^2, érosion rive droite de 0.23 km^2). Le canal Ivancea ne semble pas jouer un rôle important sur la déformation du chenal. **Au total, le bilan de ce secteur est encore positif, avec un gain de 0.12 km^2, soit environ 1300 m^2/an.**

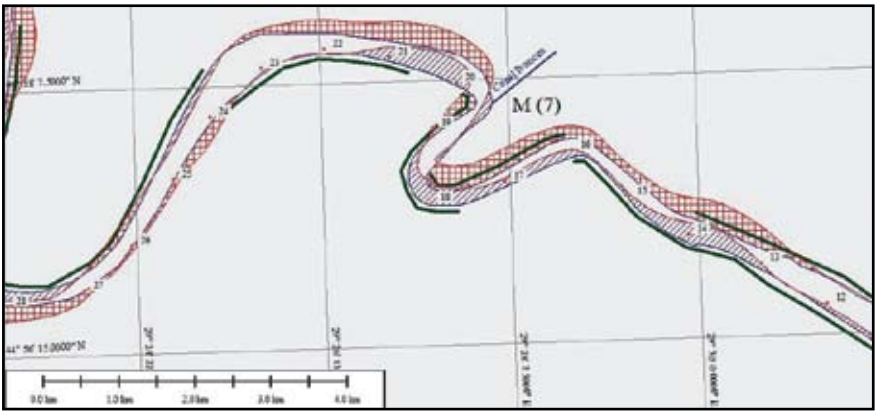


FIG. 2.22 – Evolution du secteur entre les PK 26 et 14, entre 1880 et 1970

En aval du méandre d'Ivancea, entre les PK 14 et 5 (Fig. 2.23), le chenal est presque stable entre 1880 et 1970. La déformation, très faible, tend à le rendre rectiligne, corrigeant une faible sinuosité qui apparaît sur les cartes de 1880.

La figure 2.24 dresse le bilan global de l'évolution surfacique du bras entre 1880 et 1970. On observe que la sédimentation est nettement supérieure (15.63 km^2) à l'érosion (-7.03 km^2). Le colmatage de berges ressort des calculs, par la réduction globale et constante de la largeur du chenal dans le temps. Généralement, l'érosion est localisée dans les zones d'apex des méandres. **Le bilan global du bras de St. George entre les PK 108 et 5 est donc positif (8.6 km^2, soit environ 95600 m^2/an).**

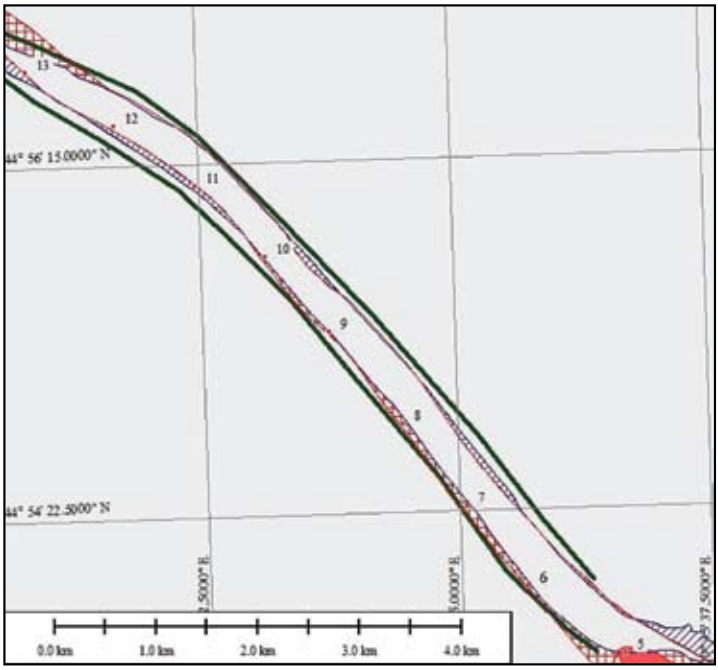


FIG. 2.23 – Mobilité du chenal entre les PK 13 et 5 entre 1880 et 1970

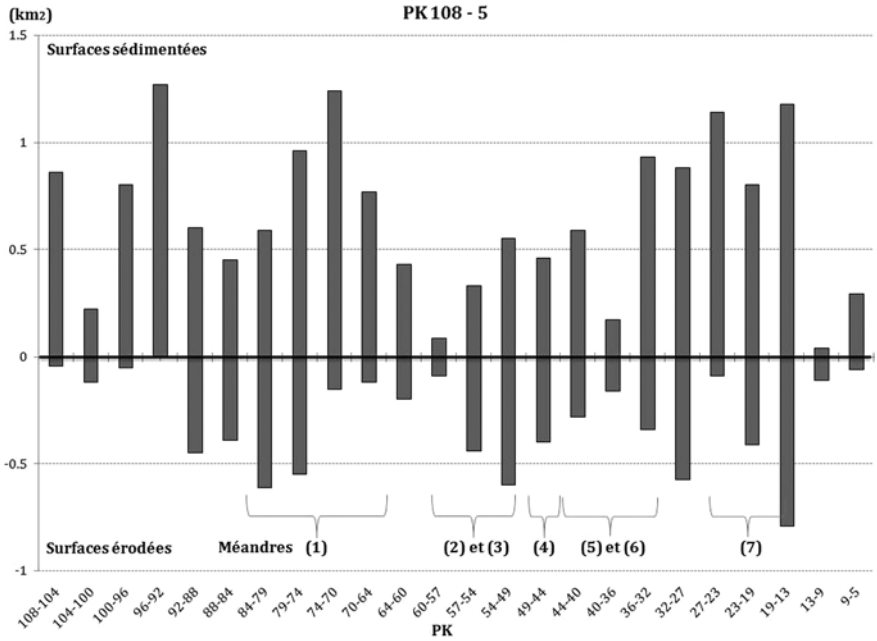


FIG. 2.24 – Bilan surfacique du chenal entre les PK 108 et 5 entre 1880 et 1970

L'embouchure du bras se situait en 1880, au PK 5 (Fig. 2.25). C'était une embouchure très large, en forme d'estuaire (Vespremeanu, 1983) caractérisée par la présence de plusieurs îles à surfaces variables (de 0.1 à 1.3 km^2). Sur la carte de 1910 (contour en vert) d'autres petites îles apparaissent, pendant que les plus anciennes se développent en surface (de 2.1 km^2 en 1880 à 3.02 km^2 en 1910). Entre 1910 - 1970, les îles sont accrétées à la côte par les apports sédimentaires du bras en rive droite : la zone sédimentée est de 6.9 km^2.

L'actuel cordon littoral de Sakhalin était en 1880 une barre d'embouchure immergée. Il émerge après la forte crue de 1897 ; par son développement sous l'effet d'une dérive littorale orientée nord-sud, le cordon s'allonge vers l'est en 1910 (4.8 km, 0.66 km^2), pour former une flèche de 14.7 km de long en 1970, qui se rapproche progressivement de la côte. **Le bilan de l'embouchure sur 90 ans est positif (7.8 km^2, soit environ 87500 m^2/an).**

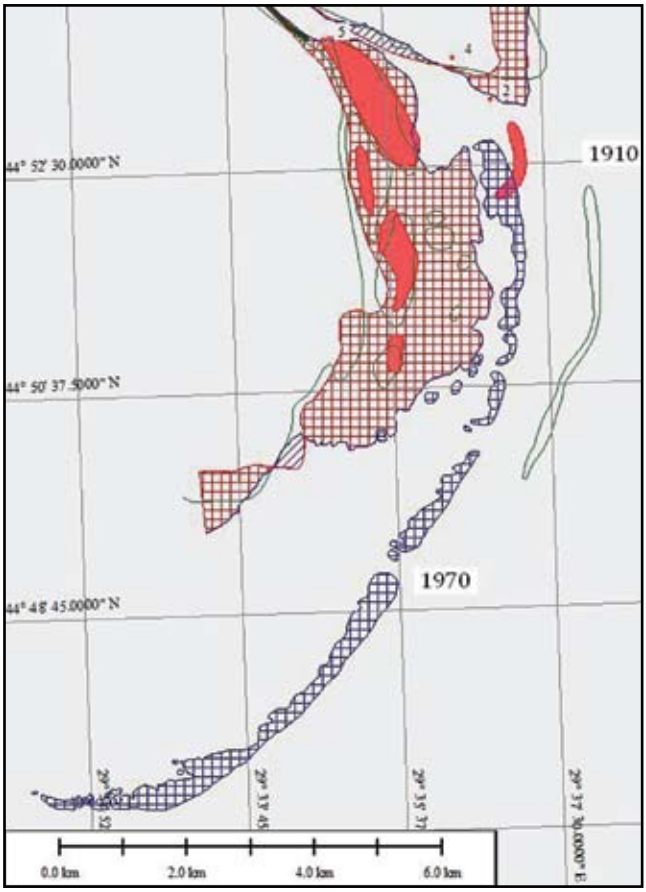


FIG. 2.25 – Evolution de l'embouchure entre 1880 et 1970

2.3. INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS

Le traitement des données spatiales 2D a permis d'analyser secteur par secteur la chronologie des mutations du chenal, ainsi que la variabilité spatiale de ces mutations entre 1880 et 1970. Pendant cette période, les seules perturbations importantes dans l'évolution du chenal sont les changements climatiques et anthropiques dans le bassin-versant, reflétés dans la diminution des flux liquides et solides, ainsi que les aménagements tardifs des berges (digues et plantations artificielles d'arbres).

La résolution chronologique de cette recherche est faible, puisque nous n'avons pas de documentation fiable entre 1910 et 1970. L'interprétation devra donc rester prudente. Les mutations doivent être mises en relation avec le rôle des variables de contrôle externes (Qs et Ql) et avec l'interrelation des variables internes (largeur, sinuosité, profondeur et pente).

Pour les premières, il est important de rappeler que le chenal du bras de St. George évolue en grande partie dans des conditions naturelles au cours de cette longue période. Pour les secondes, l'ajustement, vertical ou latéral du chenal, ainsi que la déformation des méandres, dépendent de la lithologie des berges, de leur boisement, de leur endiguement (Hooke, 1980). La construction des digues à partir des années 1955 (en rive gauche entre les PK 106 et 52 et en rive droite entre les PK 106 et 90) n'intervient, dans l'interprétation des résultats, que pour les derniers dix ans, tout comme les reboisements des berges sur 80% de la longueur du bras après la même date. Comme la profondeur et la pente sont des variables inconnues pour cette période, la discussion sera gênée par ces incertitudes.

Nous faisons l'hypothèse que la variation en largeur exprime l'érosion ou l'accrétion des berges, corrélées vraisemblablement au colmatage ou à l'incision du chenal. Ces dynamiques dépendent de la relation entre la puissance fluviale (Ql) et la charge sédimentaire (Qs). La sédimentation des berges peut s'expliquer soit à cause du piégeage des sédiments par la ripisylve, soit par une meilleure alimentation en charge sédimentaire par l'amont, soit par la diminution de l'énergie de transport. Ces points seront discutés ci-dessous.

Ce chapitre a permis de mettre l'accent sur plusieurs thèmes : la variation surfacique du chenal (largeur), la mobilité et l'évolution des méandres et le bilan sédimentaire. Ils sont résumés ci-dessous, puis mis en relation avec les variables de contrôle.

2.3.1. Variabilité de la largeur du chenal, mobilité et évolution des méandres

Entre 1880 et 1970, le bras de St. George est assez actif (rétrécissement du chenal de -0.82 m/an entre 1880 et 1970), avec plus d'intensité entre 1910 et 1970 (-1 m/an).

Les valeurs moyennes d'évolution des largeurs confirment ce diagnostic global et permettent d'individualiser quatre secteurs différents et une diminution de la tendance à la réduction de la largeur d'amont en aval.

Sur le secteur 1 (à l'amont du méandre de Mahmudia, entre les PK 108 et 92), le chenal presque rectiligne se rétrécit par accrétion des berges (de -2.8 à -5.1 m/an), le plus souvent en rive gauche, tandis que la rive droite reste stable à cause du substrat résistant qui limite la migration du chenal. Les berges se sont stabilisées par les plantations de forêts qui jouent un rôle essentiel dans leur dynamique. Le bilan global est de -1.5 m/an pour ce secteur.

Dans le secteur 2 (méandre de Mahmudia, entre les PK 92 et 62), la dynamique reste importante au niveau des deux premiers apex, où le bilan sédimentaire est presque nul. L'énergie du bras diminue vers aval, où la sédimentation importante au niveau des berges induit la réduction de la largeur et l'apparition des îles intérieures (au PK 74 et 73). Ces dernières témoignent également d'un colmatage du fond du chenal.

Le secteur 3 est celui des deux couples de méandres doubles. A la sortie du méandre (1), le bras retrouve sa force d'érosion vers l'aval à partir du PK 56.5. L'élargissement et la mobilité paradoxale du méandre (3), la déformation et la translation de l'apex du méandre (4) montrent que l'érosion l'emporte sur la sédimentation. Le « glissement » vers la droite à l'aval des apex peut-il s'expliquer par la force de Coriolis qui impose le processus d'érosion en rive droite ? L'érosion des intrados aux PK 54.3 et 52 peut aussi se justifier par l'appel d'eau des canaux artificiels Dunavăţ et Perivolovca. Vers l'aval, le couple des méandres (5) et (6) a un fonctionnement différent, où la sédimentation l'emporte : diminution de la largeur à l'entrée dans le méandre (5), réduction de la sinuosité de l'apex du méandre (6). Le bras a donc perdu son énergie; la sédimentation est dominante dans le bilan sédimentaire surfacique.

Du méandre d'Ivancea à l'embouchure, le chenal est assez stable : les secteurs de rétraction se situent dans le méandre d'Ivancea associée à une mobilité assez importante (érosion de -3.1 m/an) dans son apex. Au-delà, le bras de St. George ne présente pas de mobilité importante et semble conduire sa charge sédimentaire jusqu'à l'embouchure.

Même si certains secteurs sont stables, les apex des méandres sont caractérisés par deux types de migration: expansion latérale et translation. Cette mobilité est l'indice d'une énergie persistante du chenal fluvial, en contradiction avec l'hypothèse de réduction de l'énergie énoncée ci-dessus. Deux paramètres sont importants. D'une part, la taille des méandres conditionne la vitesse de leur transformation : le vaste et complexe méandre (1) évolue plus lentement, à l'exception du premier apex qui représente la zone la plus active ; cette évolution traduit une réduction de l'énergie sur l'ensemble du méandre observée sur la carte de 1970 par l'appa-

rition des îles intérieures au PK 74. D'autre part, la position des méandres dans les couples de méandres est également importante : le méandre (6) est caractérisé par une sédimentation importante due probablement à sa position secondaire dans le système Dunavăţ ; on peut supposer que l'énergie est consommée le long du premier méandre (5). Ces facteurs locaux peuvent jouer dans la diminution locale de l'énergie fluviale donc la réduction de la vitesse de déformation du chenal.

Cette synthèse montre que le chenal de St. George dispose encore d'une énergie importante jusqu'en 1970. Mais les effets locaux, en particulier les méandres, même encore actifs, perturbent l'équilibre des sections aval. Les bilans des surfaces montrent que chaque méandre ou couple de méandres fonctionne comme un « sous-système », qui piège le flux sédimentaire ou fonctionne en « auto-alimentation », les volumes en accrétion compensant ou dépassant les volumes en érosion. La tendance globale serait donc celle d'une diminution du flux solide disponible d'amont en aval.

2.3.2. Quels facteurs ou variables de contrôle ?

En l'absence d'un aménagement majeur sur le Danube moyen et aval, ainsi que dans le delta, l'évolution du bras sur l'ensemble des méandres entre les années 1880 et 1970 traduit un fonctionnement naturel, sous l'effet des variations du débit liquide et solide provenant du bassin-versant.

Le tableau 2.6 montre une réduction des apports solides, proportionnellement beaucoup plus importante (≈ 50%) que la réduction des apports liquides (≈ 16%) entre 1858 et 1970. La réduction de la charge sédimentaire est un facteur de contrôle, qui favorise un réajustement du chenal, soit par déstockage des berges, soit par incision du plancher et remise en mouvement de la charge de fond. Or, les berges du bras de St. George stockent de plus en plus un sédiment qui est de moins en moins abondant… Nous n'avons pas d'information sur les variations de la bathymétrie ; mais la tendance dominante de la sédimentation des berges laisse penser qu'un ré-ajustement doit nécessairement se produire sur le plancher alluvial. Cette probable incision pourrait également accélérer le rétrécissement général du lit.

Le tableau 2.6 montre que la diminution des apports solides est rapide entre 1858 et 1920, puis se stabilise entre 300 et 400 $kg.s^{-1}$, avant de chuter de nouveau en 1970 (268 $kg.s^{-1}$). Cette évolution correspond à la diminution relative des volumes stockés dans les berges entre 1910 et 1970, qui passent de 0.07 (entre 1880 et 1910) à 0.6 km^2/an (entre 1910 et 1970). Le rôle de « piège » sédimentaire est bien mis en évidence par les bilans différentiels entre les flux à la diffluence et à l'embouchure : le Danube « perd » 76, puis 43 kg/s jusqu'en1920, puis « laisse passer 79 kg/s entre 1920 et 1950. La déperdition reprend, avec moins d'ampleur ensuite entre

1950 et 1970. Cette évolution générale est en bonne relation avec la diminution relative du stockage par les berges.

TABLE 2.6 – Valeurs moyennes des débits liquides ($m^3.s^{-1}$) et solides ($kg.s^{-1}$) du bras de St. George entre 1858 et 1970 (d'après Bondar et Panin, 2000)

	1858 – 1900	**1901 – 1920**	**1921 – 1950**	**1951 – 1960**	**1961 – 1970**
			Débit liquide ($m^3.s^{-1}$)		
Bras de St. George PK 108	1648	1368	1236	1293	1382
Bras de St. George PK 5	1483	1231	1112	1163	1278
Bilan embouchure-diffluence	-165	-137	-124	-130	-104
			Débit solide ($kg.s^{-1}$)		
Bras de St. George PK 108	532	429	302	398	268
Bras de St. George PK 5	456	386	381	370	257
Bilan embouchure-diffluence	-76	-43	79	-28	-11

Quelques arguments permettent de comprendre pourquoi le flux sédimentaire a été piégé sur les berges, de façon préférentielle. En premier lieu, il est probable que l'endiguement et l'expansion de la ripisilve aient joué un rôle important. D'autre part, la réduction des débits liquides diminue l'énergie fluviale, en particulier dans les secteurs de fort ralentissement que sont les méandres.

Enfin, on peut faire l'hypothèse que l'incision du plancher alluvial libère des sédiments, qui compensent en partie la raréfaction des apports d'amont et contribuent aux apports sur les berges, en particulier à l'aval des apex.

L'aménagement fluvial au cours de la période 1960 – 1990 sur le Danube amont, mais aussi dans le delta lui-même, va imposer des impacts significatifs sur l'évolution du bras de St. George dans la période 1970 – 2000. Son évolution morphologique sur cette période va être étudiée dans le chapitre III de cette partie.

Chapitre 3

QUANTIFICATION ET SECTORISATION DES MUTATIONS EN SURFACE (2D) DU MILIEU FLUVIAL ENTRE 1970 ET 2006

L'objectif de ce troisième chapitre est d'analyser et quantifier l'évolution dynamique du bras de St. George, en relation avec les variations d'apports liquides et solides et d'évaluer l'impact spécifique de la construction des barrages à l'amont et des travaux de recoupements des méandres dans le delta.

Notre analyse pour la période entre **1970 et 2006** suit le même protocole, que celui qui a été utilisé dans le chapitre II pour la période précédente.

3.1. ÉVOLUTION DE LA LARGEUR DU CHENAL ENTRE 1970 ET 2006

Globalement au cours de la période 1970 – 2006 le chenal du bras de St. George a subi de faibles variations de largeur, souvent situées dans la marge d'erreur (la marge d'erreur maximale est de ±15 m). L'amplitude des déformations oscille entre une valeur nulle et des amplitudes extrêmes de -201/+97 m, autour d'une moyenne générale de -24.7 m. On observe une accélération à partir de 1990. Mais l'évolution générale est disparate d'un secteur à l'autre (Fig. 2.26) et dans le temps, selon 3 types de déformations : (1) élargissement du chenal entre 1970 et 1990, suivi d'une réduction nette après 1990 (ER) ; (2) rétrécissement continu, caractérisé souvent par une accélération après 1990 (RC) ; (3) élargissement continu (EC). Le secteur du méandre de Mahmudia se distingue nettement par l'amplitude de son évolution négative.

Nous allons analyser séparément les mêmes quatre secteurs identifiés dans l'étude 1880 – 1970.

(1) le secteur entre les PK 108 - 86 (Fig. 2.27 et Table 2.7 en annexe)

C'est un secteur assez stable entre les valeurs extrêmes de -70/+44 m, les variations de largeurs se situant dans plusieurs cas dans la marge d'erreur. Il est caractérisé par une tendance à l'élargissement. Tous les profils s'élargissent entre 1970 et 1980, et même jusqu'en 1990, sauf au PK 99. Les vitesses moyennes d'évolution sont positives jusqu'en 1990, puis négatives, influencées par les mesures au PK 99.

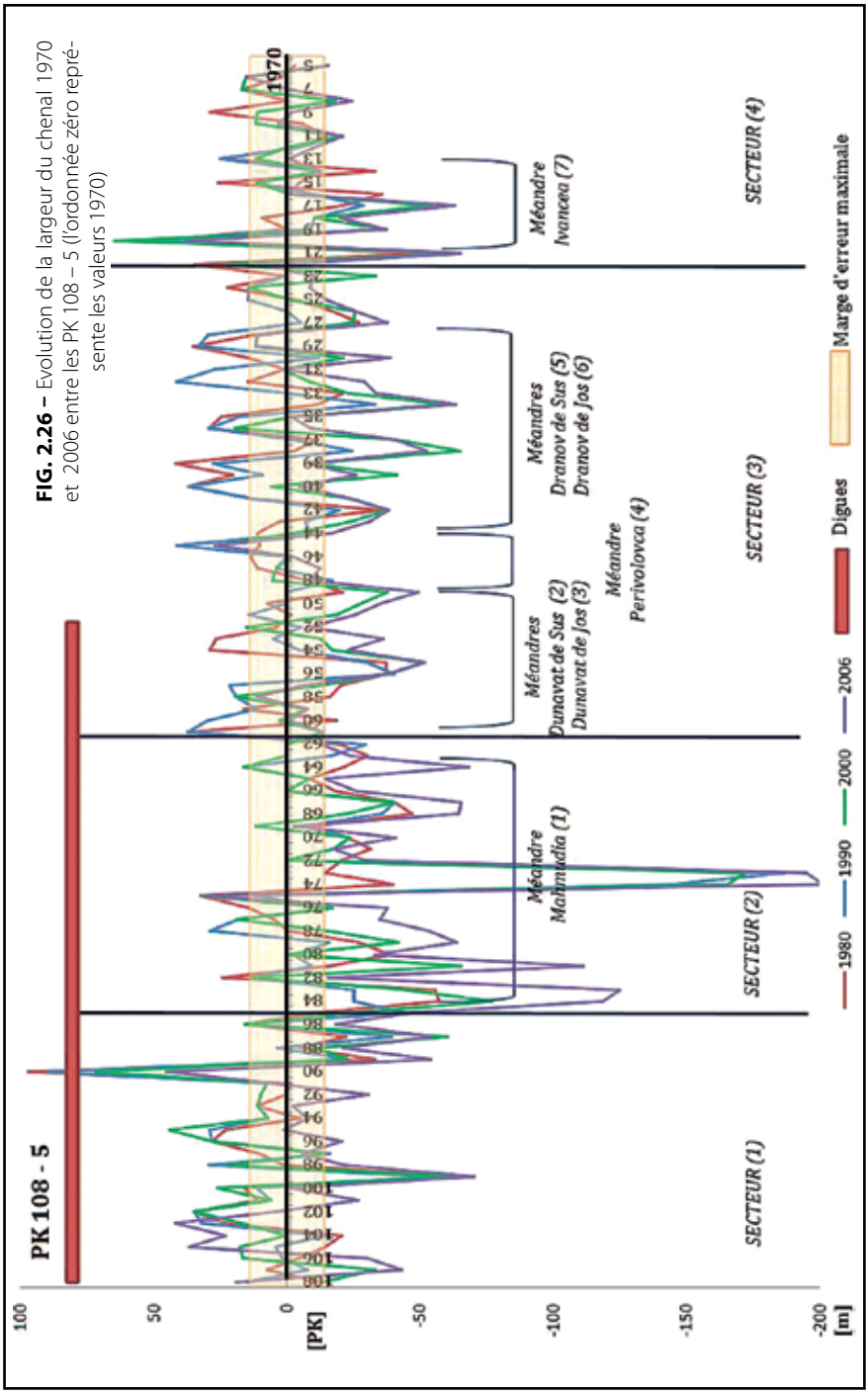
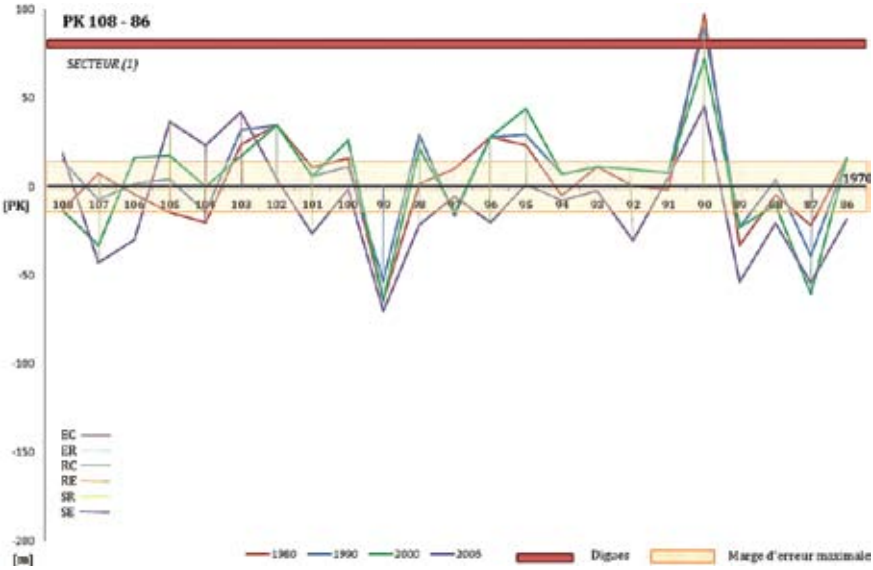


FIG. 2.26 – Evolution de la largeur du chenal 1970 et 2006 entre les PK 108 – 5 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1970)

On distingue deux principaux secteurs d'élargissement : entre les PK 103-102, puis entre les PK 96 et 94. Ils sont compris entre trois secteurs de rétrécissement, dont le plus important est situé au PK 99 (-70.5 m, avec -6.4 m/an entre 1970-1980, en diminution après 1980). Les types dominants de fonctionnement sont ER, et EC dans une moindre mesure.



	1970-1980	1980-1990	1990-2000	2000-2006	1970-2006
Moyenne (m/an)	0.4	0.4	-0.3	-2.5	-0.3

FIG. 2.27 – Evolution de la largeur du chenal 1970-2006 entre les PK 108 – 86 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1970)

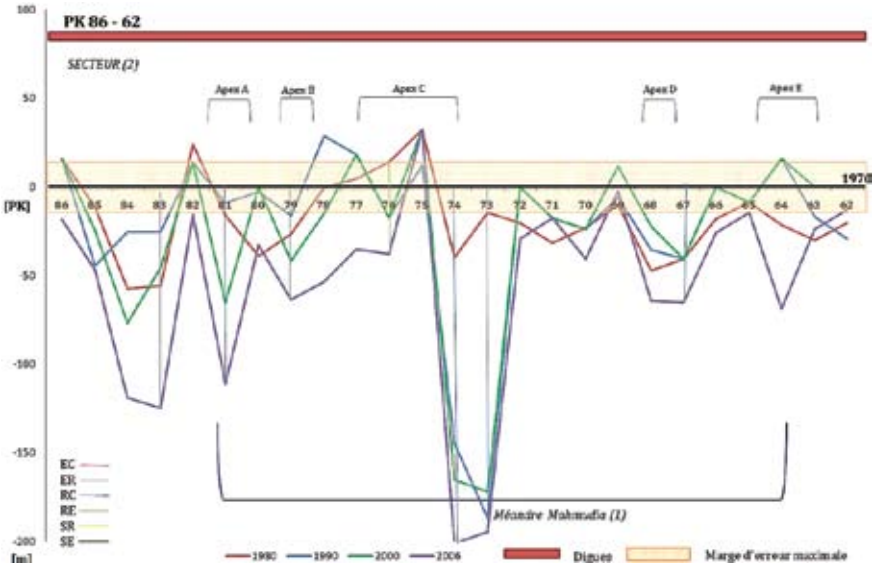
(2) le secteur entre PK 86 et PK 62 (Fig. 2.28 et Table 2.8 en annexe)

Le secteur se caractérise par une diminution générale de la largeur du chenal. Dans l'espace, on peut distinguer trois segments :

- à l'amont, du PK 86 à 76, les vitesses de rétraction sont modérées, sauf après la diffluence (PK 84-83) et dans le premier apex (apex (A), PK 81) où elles dépassent -3 m/an ; la forte rétraction est tardive, après 2000.
- entre les PK 75 et 72, dans l'apex (C), la rétraction est forte et rapide (-201 m soit -5.6 m/an). L'entrée du canal artificiel de Garla Filatului est presque colmatée par le développement d'une île ; la rétraction intervient entre 1980 et 1990.

- à l'aval du PK 71 le chenal se rétracte encore, mais moins rapidement (entre -0.1 et -0.5 m/an). Dans certains cas (PK 71, 69, 66, 65, 63 et 62) les valeurs sont proches ou même dans la marge d'erreur. L'essentiel de la rétraction est postérieur à 2000.

Le type dominant de fonctionnement est donc RC. Ce processus affecte d'abord, et de façon très importante, la partie centrale du méandre, avant d'apparaître sur ses parties amont et aval. La vitesse de rétraction moyenne varie dans le temps (forte entre 1970 et 1980, faible entre 1980 et 2000, accélérée entre 2000 et 2006).



	1970-1980	1980-1990	1990-2000	2000-2006	1970-2006
Moyenne (m/an)	-1.9	-0.4	-0.3	-5.0	-1.6

FIG. 2.28 – Evolution de la largeur du chenal 1970-2006 entre les PK 86 - 62 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1970)

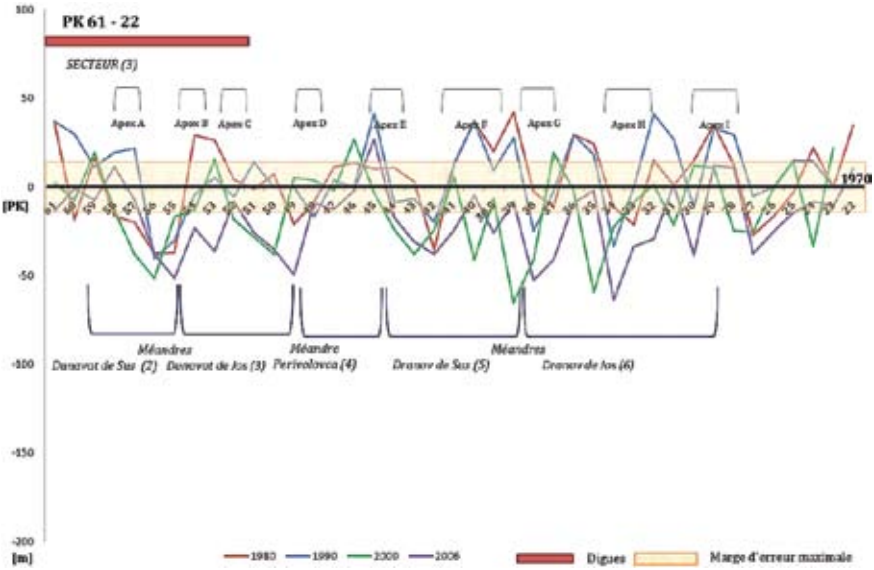
(3) le secteur entre PK 61 et PK 22 (Fig. 2.29 et Table 2.9 en annexe)

L'évolution du secteur entre les PK 61 et 22 est complexe. Ses valeurs sont, globalement, réduites et proches de la marge d'erreur des calculs, mais le bilan 1970-2006 est toujours négatif (sauf au PK 45 dans la sinuosité de Perivolovca).

Dans le temps, on constate un élargissement précoce sur tout le secteur dès 1970-1980, qui persiste vers aval jusqu'en 1990. Après cette date la rétraction est

généralisée. Les vitesses moyennes d'évolution sont faiblement positives jusqu'en 1990, négatives entre 1990 et 2000.

La figure 2.29 montre cependant de grandes disparités entre les apex : sur certains la largeur du chenal se réduit fortement précocement (- 3.7 m /an entre 1970-80 au PK 55), sur d'autres plus tardivement (-2.6 m/an entre 1990-2000 PK 34). Les types d'évolution dominants sont donc ER et RC.



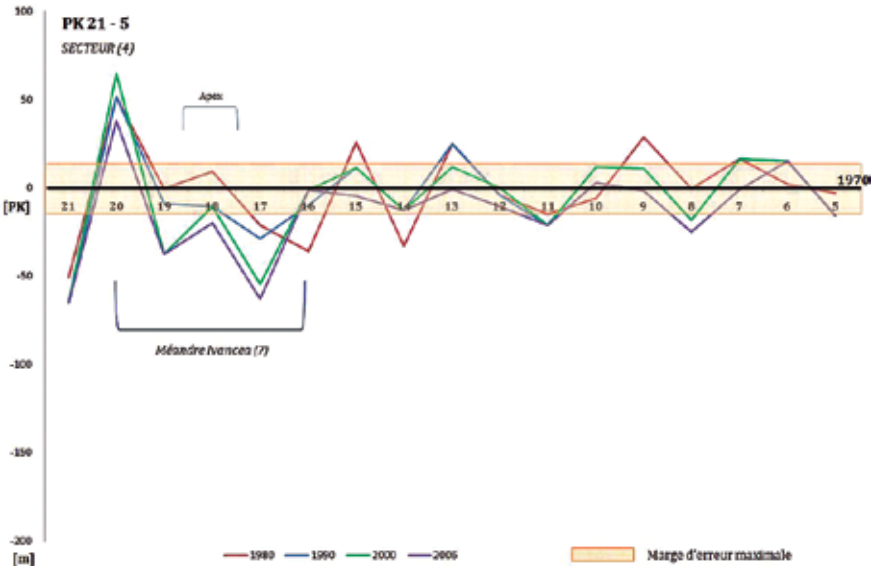
	1970-1980	1980-1990	1990-2000	2000-2006	1970-2006
Moyenne (m/an)	0.4	0.2	-1.9	-1.0	-0.5

FIG. 2.29 – Evolution de la largeur du chenal 1970-2006 entre les PK 61 - 22 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1970)

(4) le secteur situé entre les PK 21 et 5 (Fig. 2.30 et table 2.10 en annexe).

C'est le secteur peu sinueux, qui recoupe les cordons littoraux historiques progradants entre le PK 22 et l'embouchure. A l'exception du méandre d'Ivancea, la morphologie apparente du bras est très stable dans le temps et l'espace, ses variations de largeur ne dépassant pas +/-20 m, soit 0.7 m/an (situés donc dans la marge d'erreur).

Le méandre d'Ivancea (PK 20 à 16) est caractérisé par une évolution très contrastée et précoce : élargissement précoce sur l'apex amont (type EC), réduction sur les deux apex aval à partir de 1990 (type RC). Ses vitesses d'évolution moyenne sont élevées, avec un maximum -1.8 m/an.



	1970-1980	1980-1990	1990-2000	2000-2006	1970-2006
Moyenne (m/an)	-0.1	-0.2	-0.2	-1.3	-0.4

FIG. 2.30 – Evolution de la largeur du chenal 1970-2006 entre les PK 21 - 5 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1970)

Conclusion partielle

L'évolution de la largeur du chenal du bras de St. George entre 1970 et 2006 est donc dominée par la tendance à la rétraction. Seul le secteur situé en amont du méandre de Mahmudia, donc en amont des travaux de recoupement artificiels, échappe à cette tendance, puisqu'il s'élargit. C'est le méandre de Mahmudia qui enregistre les valeurs de rétraction les plus précoces (dès 1970 dans sa partie centrale, donc antérieurement au recoupement artificiel) et les plus élevées (localement -17 m/an après 1980, avec une sensible accélération moyenne généralisée après 2000). Le secteur des méandres doubles et le méandre d'Ivancea présentent une évolution antinomique dans le temps : le chenal s'élargit d'abord (jusqu'en 1980 ou 1990) puis se rétracte. L'aval, enfin, est stable.

Cette distribution spatiale et chronologique décrit donc une évolution complètement différente entre les secteurs affectés, ou non, par les recoupements artificiels. Dans le secteur concerné par ceux-ci, la réduction de la largeur semble se propager vers l'aval, qui n'est affecté qu'après 1990, avec une accélération tardive, après 2000.

3.2. MOBILITÉ DU BRAS DE ST. GEORGE ENTRE 1970 ET 2006

La mobilité en plan du chenal entre 1970 et 2006 est présentée aussi, méandre par méandre afin d'observer précisément les tendances de l'évolution géomorphologique. Sur la base des variations de largeur présentées dans le sous-chapitre précédent, nous avons cartographié les secteurs en érosion ou en sédimentation entre 1970 et 2006 figuré les principaux facteurs d'interprétation disponibles (digues, présence de ripisilve en 1970, canaux de prise d'eau latérale, lithologie) ; ceux-ci sont représentés dans la légende (Fig. 2.31).

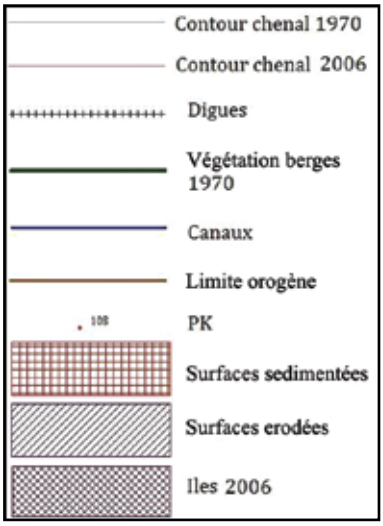


FIG. 2.31 – Légende avec les principaux éléments cartographiés dans l'analyse de la mobilité

(1) le secteur entre les PK 108 – 86 (Fig. 2.32)

La particularité de ce secteur très stable est l'apparition en 1980, entre les PK 102 et 101, d'une île de 0.07 km^2, qui s'accroît rapidement entre 1980 et 1990 (elle double en surface et s'allonge dans la direction du flux), puis se stabilise après 1990. Au PK 87 une autre petite île apparaît en 2000 (0.005 km^2), qui s'élargit en 2006 (0.009 km^2). Comme l'évolution du secteur se situe souvent dans la marge d'erreur, un bilan sédimentaire surfacique global n'a pas pu être calculé avec précision, à l'exception d'une zone de sédimentation située aux PK 88-86 (0.21 km^2), immédiatement en amont de la diffluence artificielle du canal de recoupement.

(2) le secteur entre les PK 86 et 62 (le méandre de Mahmudia (1)), (Fig. 2.33)

La figure 2.33 permet de visualiser en plan l'évolution 1970-2006 du complexe méandre de Mahmudia.

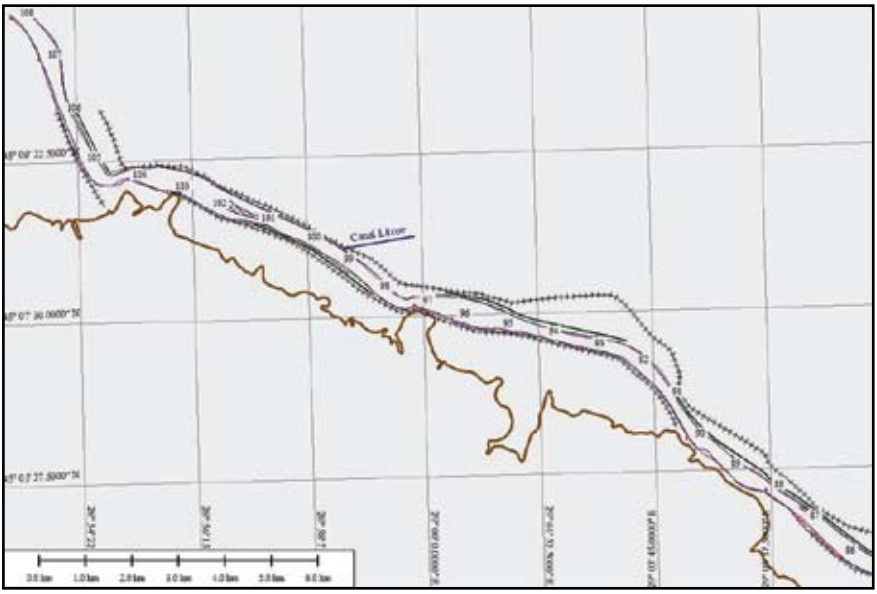


FIG. 2.32 – Mobilité du chenal 1970 - 2006 entre les PK 108 et 86

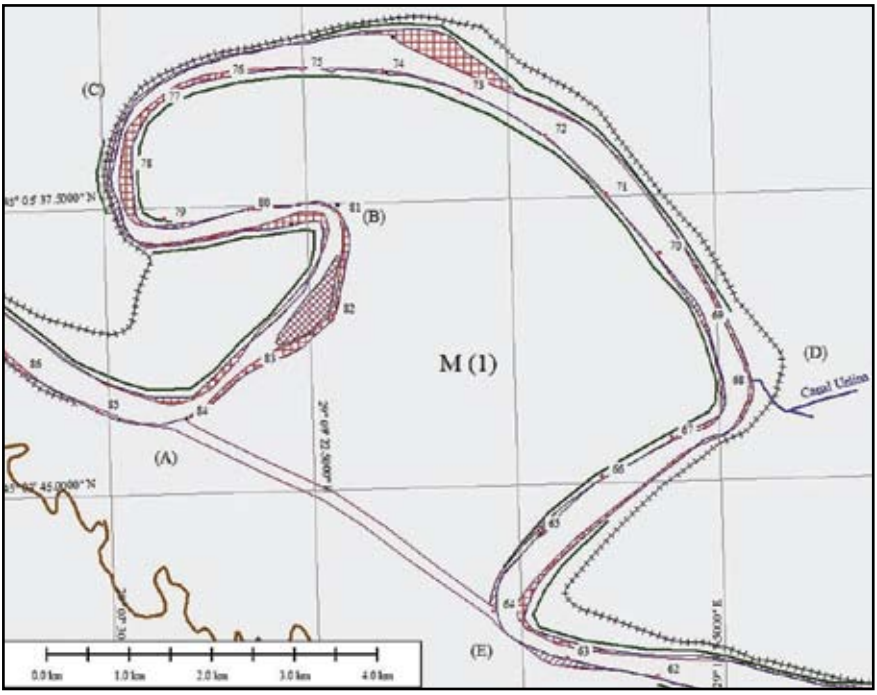


FIG. 2.33 – Mobilité du chenal 1970 - 2006 entre les PK 86 et 62

Sur le premier tiers du méandre (PK 85 à 79), les apex (A) et (B) mobiles lors de la période précédente, présentent des colmatages sur leurs deux rives, qui réduisent la largeur du chenal et montrent sa stabilisation (+ 0.5 km^2, soit 14000 m^2/an). Au PK 82 une île apparaît entre 1990 et 2000 (de 0.16 km^2) qui s'accroit vers 2006 (0.27 km^2) ; sur l'apex (C), au PK 78, le méandre se déforme en translation latérale, mais le bilan sédimentaire est positif (+0,14 km^2, soit 8200 m^2/an).

Vers l'aval, le colmatage devient prédominant : fermeture du chenal artificiel de Gârla Filatului (PK 74) par le développement de l'île qui apparaît déjà sur les cartes de 1970 (0.26 km^2) et qui sur les images de 2006 devient une zone totalement sédimentée. Dans l'apex (D), la rive concave prograde et la rive convexe recule, mais la sédimentation est dominante. Une île apparaît en 1990 au PK 65, en rive droite, qui double de surface entre 1990 et 2000.

L'apex (E) à l'aval est totalement modifié par la confluence avec le canal de recoupement. Sa rive convexe prograde cependant de 0.03 km^2.

Le bilan global du méandre est une accumulation sédimentaire de 0.75 km^2, soit environ 45000 m^2/an. L'apparition d'îles montre que l'accumulation ne se fait pas seulement par accrétion des berges, mais aussi par élévation du plancher alluvial.

(3) le secteur entre les PK 61 et 49 - les méandres de Dunavăţ de Sus (2) et Dunavăţ de Jos et (3) (Fig. 2.34)

Globalement, la sédimentation est ici aussi le processus dominant. Elle affecte toutes les berges, concaves, convexes et rectilignes, avec une nette prédominance sur la rive gauche, ce qui pose la question de la répartition spatiale des énergies (affaiblies en rive gauche). La connexion avec les chenaux de recoupement (Dunavăţ de Sus et Dunavăţ de Jos) déforme légèrement le bras dans la direction d'écoulement au PK 54.5.

Même si leur bilan sédimentaire est comparable, les deux méandres fonctionnent de façon dissymétrique : le méandre (2) accumule préférentiellement dans son secteur amont, le méandre (3) à l'aval. Ce secteur **accumulé au total est de 0.55 km^2, soit 32000 m^2/an.**

(4) la sinuosité de Perivolovca

La sinuosité (4) est un secteur presque immobile dans la période étudiée, à l'exception de deux secteurs d'élargissement très modestes de la rive convexe, qui prograde (Fig. 2.35). Le recul de la berge en rive droite au PK 45.5 est lié probablement à la présence du canal artificiel Dranov qui déforme la sinuosité vers l'aval. Le bilan sédimentaire surfacique montre que la surface érodée est faiblement supérieure à la surface sédimentée. Le **bilan est donc négatif (-0.04 km^2 soit environ 2500 m^2/an)** ce qui indique qu'il y a un surplus sédimentaire transporté vers aval.

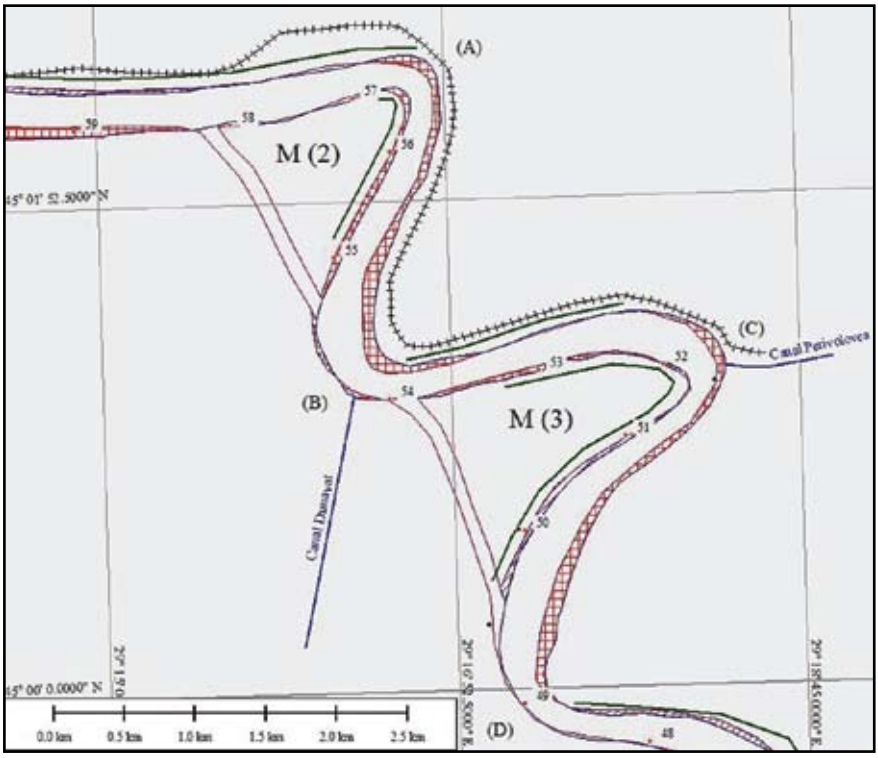


FIG. 2.34 – Mobilité du chenal 1970 - 2006 entre les PK 61 et 49

(5) les méandres de Dranov de Sus (5) et Dranov de Jos et (6), (Fig. 2.35)

Entre les PK 44 et 29, les méandres (5) et (6) sont caractérisés par un **bilan sédimentaire positif (1.03 km^2, soit 60500 m^2/an**). Mais, malgré la sédimentation dominante, les quatre apex ont conservé pourtant une capacité de déformation par translation, avec des vitesses d'érosion maximale entre 1.3 et 2.7 m/an : les rives concaves reculent et alimentent sans doute les berges des rives convexes, qui progradent sur de grandes longueurs. Cette mobilité est sans doute facilitée par l'absence des digues et par la couverture végétale qui stabilise moins le sol (roseaux, parfois saules).

Le méandre amont (5) est plus actif que le méandre aval (6) et semble bloquer une partie importante du flux sédimentaire (1 km^2, pour 0.03 à l'aval). Entre les PK 40 et 38.5, la berge droite du chenal rectiligne est en forte accrétion (vitesse de sédimentation de 2.3 m/an). Sur l'apex (G), l'apparition de deux îles (de 0.025 et 0.013 km^2) entre 2000 et 2006 révèle que la sédimentation affecte aussi le fond du chenal.

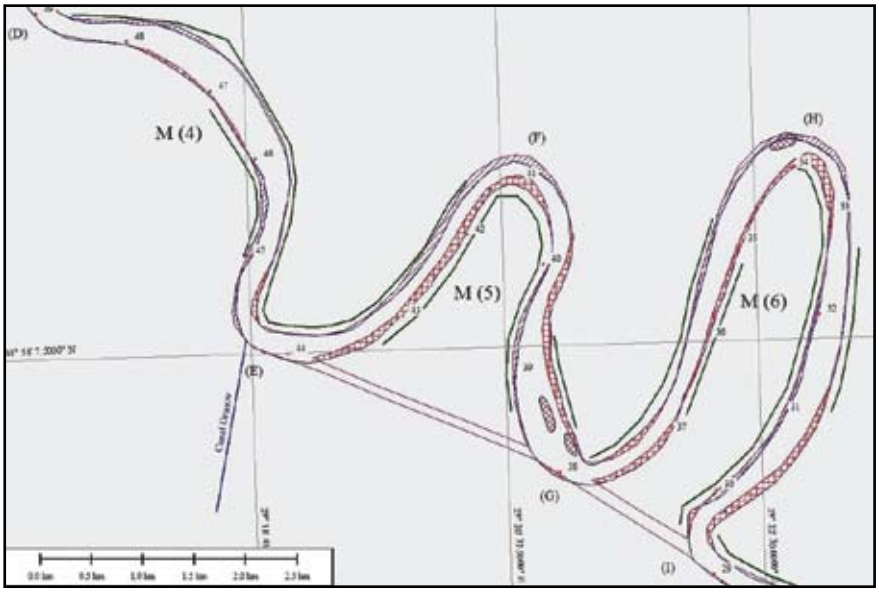


FIG. 2.35 – Mobilité du chenal 1970 - 2006 entre les PK 49 et 27

(6) le chenal entre les PK 29 et 5 (Fig. 2.36)

Entre les PK 29 et 21, les deux sinuosités du chenal sont très faiblement mobiles, par progradation de la rive concave et de la rive convexe. Au PK 23, même si l'intrados est en recul, après les années 1990 une île s'est développée (0.04 km^2) en face de la prise d'eau du canal Erenciuc.

Bien que recoupé par un canal artificiel (canal Ivancea), le méandre (7) est encore affecté par une mobilité latérale en opposition de phase de l'amont vers l'aval : érosion de la rive droite/ accrétion de la rive gauche - stabilité de l'apex - érosion de la rive gauche/ accrétion de la rive droite (Fig. 2.36). La sédimentation est pourtant supérieure à l'érosion**. Le bilan surfacique montre qu'une surface de 0.087 km^2 (soit environ 5200 m^2) a été sédimenté** dans la période étudiée. La présence du canal artificiel propage plus d'énergie vers aval, donc érosion en rive gauche entre les PK 16 et 14 et sédimentation en rive opposée.

Entre les PK 12 et 5 la morphologie apparente du bras est très stable dans le temps et l'espace, ses variations de largeur ne dépassant pas +/-20 m (situées dans la marge d'erreur). Son tracé est rectiligne, sans doute contraint par la présence des cordons sableux de la plaine maritime.

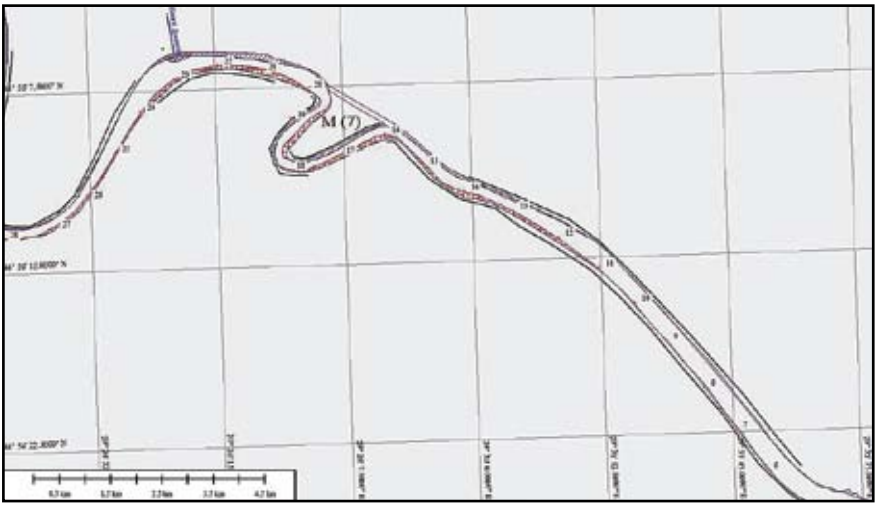


FIG. 2.36 – Mobilité du chenal 1970 - 2006 entre les PK 29 et 5

(7) l'embouchure du bras de St. George

À partir du PK 5 et jusqu'à l'embouchure actuelle, le développement très rapide d'un lobe deltaïque au cours du dernier siècle a influencé la morphologie du chenal.

L'île barrière de Sakhalin subit deux processus de déformation : une élongation progressive générale vers le sud-ouest (à l'exception de la tête qui se dirige vers l'ouest et se rattache à la côte), terminée par un crochet et un déplacement est – ouest qui la rapproche de la côte. Le premier est prédominant au sud, le second au nord. La vectorisation des cartes et des images satellitaires (contours 1970, 1980, 1989 et 2000 superposés sur l'image satellitaire 2006) permet de présenter les étapes de ces déformations (Fig. 2.37). La surface sédimentée à l'embouchure entre 1970 et 2006 est de **2.9 km^2 (soit environ 82500 m^2/an).**

La vitesse d'élongation est variable dans le temps : au cours des derniers 36 ans, elle passe de 14.7 km de longueur en 1970 à 19.2 km en 2006 ; la vitesse maximale se produit entre 2000 et 2006 (300 m/an), suite probablement à la crue centennale d'avril 2006.

La translation est attribuée aux effets des vagues de tempêtes (*overwash*). Sa vitesse a été estimée à partir des calculs faits sur 6 profils (Fig. 2.37 et Table 2.11). Elle n'est pas homogène dans le temps, un maximum se remarque entre 1990 et 2000, expliqué par une forte tempête en 1998 qui a provoqué des déplacements régressifs de maximum 50-80 m (Vespremeanu-Stroe, 2007).

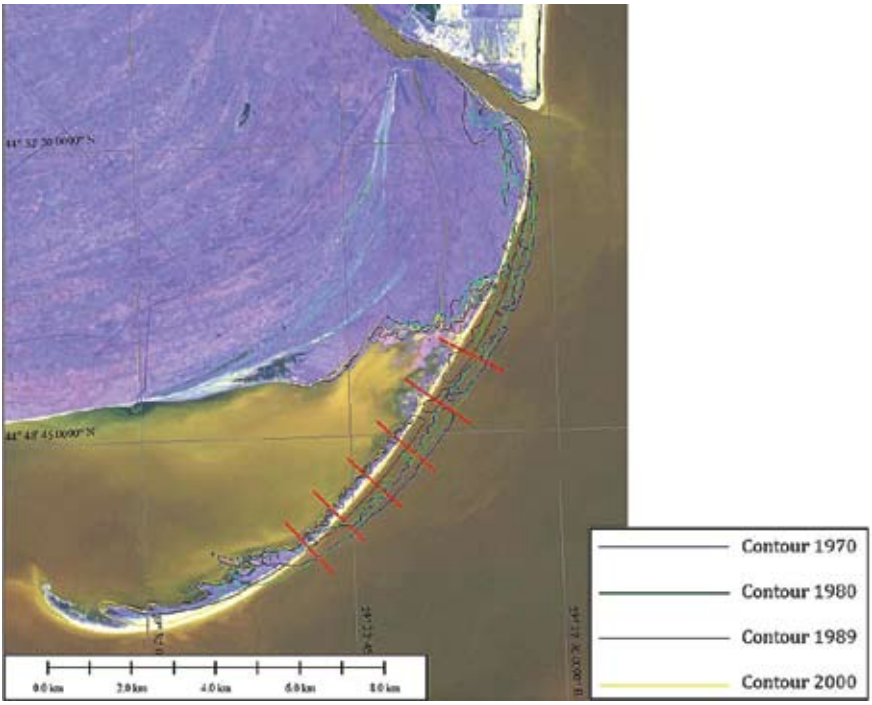


FIG. 2.37 – Evolution de l'embouchure et du cordon littoral Sakhalin

TABLE 2.11 – Vitesses de rétraction et d'élongation du cordon Sakhalin entre 1970 et 2006

Années	Longueur (km)	Vitesse de rétraction régressive (m/an)	Vitesse d'élongation (m/an)
1970	14.7		
		18.6	10
1980	14.8		
		17.6	190
1990	16.7		
		32.1	70
2000	17.4		
		17.3	300
2006	19.2		
1970 - 2006		**21.4**	**125**

Conclusion partielle

L'évolution surfacique du chenal du bras de St. George entre 1970 et 2006 est donc dominée par la tendance à la sédimentation (Fig. 2.38), c'est-à-dire au stockage des flux solides. Seul le secteur situé en amont du méandre de Mahmudia, donc en amont des travaux de recoupement artificiels, présente un bilan sédimentaire presque nul, qui traduit un bon transit vers l'aval. Les méandres fonctionnent ensuite globalement comme des pièges sédimentaires, avec **un bilan global de 2.45 km^2 (soit 145000 m^2/an)**. L'accumulation se fait essentiellement par accrétion latérale des berges, qui aboutit à une réduction de la largeur du chenal), mais aussi par élévation du plancher alluvial, qui permet l'émersion d'îlots. Elle est significative d'une diminution de l'énergie hydraulique et explique la stabilisation quasi complète des apex des méandres.

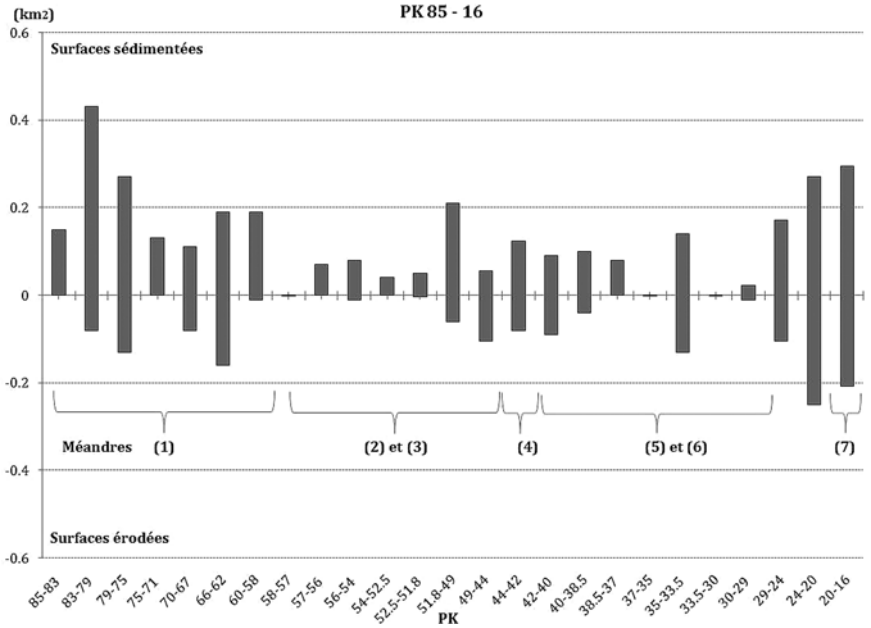


FIG. 2.38 – Bilan surfacique du chenal entre les PK 85 et 16 entre 1970 et 2006

La répartition des zones de stockages et leur chronologie sont variables (Fig. 2.38). Dans le méandre de Mahmudia, elle est plus importante au-delà des trois premiers apex, où persiste encore une faible mobilité. Dans les méandres doubles, la sédimentation est (un peu) plus importante dans le méandre amont, qui piège d'abord le flux solide. A l'aval d'Ivancea, le transit vers la mer est de nouveau efficace.

3.3. INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS

L'évolution morphologique du chenal du bras de St. George depuis 1970 montre une stabilisation relative, voire une inversion, de l'évolution géomorphologique par rapport à la période précédente. La mobilité des méandres est réduite et le chenal est soumis à un colmatage, qui va croissant depuis 1990.

La morphogenèse fluviale est désormais est sous la dépendance de différentes variables de contrôle externes, décalées dans le temps, qui entrent en interaction :

- l'évolution générale du bassin-versant, en particulier l'irrégularité hydrologique naturelle ;
- la construction des barrages hydro-électriques des Portes de Fer I et II (1971 et 1984) qui réduit la charge solide et régule les flux solides provenant du bassin amont ;
- le recoupement artificiel des méandres entre 1984 et 1988 qui a des effets complexes sur l'évolution du rapport débits liquides/débits solides.

Les trois premières ont un impact global sur la dynamique hydro-sédimentaire du bras de St. George, mais le recoupement des méandres induit des effets locaux sur le système de méandrage.

Dès 1971 la construction du barrage des Portes de Fer I provoque une réduction du flux solide, qui est encore aggravée avec la construction du second barrage en 1984. Cette donnée se combine avec de fortes fluctuations du débit liquide (Fig. 1.31). Celui-ci est en effet abondant entre 1971 et 1980, diminue entre 1980 et 1990, puis ré-augmente de nouveau entre 1990 et 2000.

Le système fluvial s'ajuste à ces changements, soit en se rechargeant en sédiments par érosion des berges ou du fond du chenal, soit en déposant sa charge sédimentaire. On constate que l'érosion des berges (type E) est en effet bien représentée sur les différents secteurs étudiés, pendant la première décennie. Elle est suivie d'une tendance à la rétraction (type R) à partir des années 1980 : la sédimentation devient alors le processus dominant, sur les berges et sur le fond du chenal. Cette évolution morphologique est plus sensible dans les secteurs où l'énergie est réduite, c'est à dire les méandres (secteurs 2, 3, 4), et plus particulièrement la partie aval des méandres ou des couples de méandres ; elle n'apparaît pas sur les secteurs rectilignes (secteurs 1 et aval d'Ivancea).

Entre 1990 et 2006, le rétrécissement du chenal continue, même si le débit liquide augmente. C'est l'impact d'un autre forçage, celui du recoupement des méandres. L'étude hydrologique réalisée par Popa (1997) dans le secteur des méandres recoupés, confirme que les canaux de recoupements évacuent une partie croissante des débits liquides et solides, « court-circuitant » ainsi les méandres du chenal naturel (Table 2.12).

Le recoupement des méandres aval (méandres 2-3, 5-6 et 7) dérive entre 1989 et 1994 de 8 à 20 % des débits liquides et de 7 à 22 % des débits solides ; celui

du grand méandre amont (1) dérive de 20 à 46 % des eaux et de 9 à 38 % des sédiments. On peut donc s'attendre à ce que ce dernier joue un rôle majeur. En diminuant la distance entre deux points d'un méandre, les canaux de recoupement augmentent la puissance spécifique à leur débouché, mais la réduisent sur le méandre recoupé. La traduction morphologique (réduction de l'amplitude des méandres, changement de la sinuosité et de la largeur du chenal, colmatage ou incision du plancher) est variable d'un point à un autre en fonction du contexte dynamique et de la succession d'amont vers l'aval.

L'effet des recoupements est sensible dès la première année (1989 ou 1993 selon les cas) et s'amplifie très rapidement dans les années suivantes. Il différencie clairement le secteur 1, qui continue à s'élargir, des secteurs des méandres recoupés. Sur ces derniers, en particulier sur le méandre de Mahmudia et, dans une moindre mesure sur les méandres 2-3, la tendance générale est une réduction de la largeur du chenal et de l'amplitude des apex entre 1980 et 1990, traduisant une perte significative d'énergie. Les méandres 5-6, (données qu'après 1993), répondent avec quelques années de retard. Après 1990 la tendance générale est de rétraction de la largeur et à la stabilisation des apex.

TABLE 2.12 – Evolution des débits liquides et solides (%) repris par les canaux de recoupement du bras de St. George entre 1989 et 1994 (d'après Popa, 1997)

Débit liquide et solide	Année	Canal artificiel M(1)	Canal artificiel M(2)	Canal artificiel M(3)	Canal artificiel M(5)	Canal artificiel M(6)	Canal artificiel M(7)
Ql (%) canal artificiel repris du Ql chenal naturel	1989	20.5	9.7	14.9	-	-	14
	1990	21	15	9	-	-	9
	1991	15.7	8.4	18.8	15.2	-	19
	1992	30.5	11	11	16.8	-	19.6
	1993	39.3	16.7	13.5	21.7	14.7	14.5
	1994	45.6	12.4	19.2	21.5	12.9	16.8
Qs (%) canal artificiel repris du Qs chenal naturel	1989	9	7.4	7.8	-	-	14
	1990	39	10	-	-	-	-
	1991	2.9	-	12	22.2	-	-
	1992	28.3	17.8	12	12	-	18
	1993	18.3	21.1	8.2	42.6	8	6.6
	1994	37.5	11.6	-	19	22.1	14.7

Cette évolution est conforme avec la plupart des données bibliographiques. Lane (1947) décrit deux phases temporelles dans la réponse morphologique des chenaux aux recoupements artificiels des méandres : d'abord une réponse immédiate qui apparaît immédiatement après l'implémentation des recoupements; puis une réponse ultérieure qui s'installe graduellement et durant une période plus longue. Nous retrouvons ces deux phases dans l'évolution du chenal de notre secteur d'étude : la réponse immédiate est sensible dès la fin de la décennie 1980. La deuxième phase, après 1990, correspond à une rétraction continue du chenal et la sédimentation des berges entre 1990 et 2006. Kiss *et al.* (2008) confirme la réponse rapide de la Tizsa aux recoupements des méandres (colmatage du plancher, accrétion des berges, progradation des point bars des méandres et arrêt de l'évolution des intrados). Sur la Wales, Lewis et Lewin (1983) démontrent que les recoupements favorisent le colmatage, la réduction de la mobilité des méandres et l'élargissement dans les secteurs de recoupement entre le chenal recoupé et le canal.

Mais Mosley (1975) décrit une augmentation de la sinuosité du fleuve Bollin (Cheshire) après recoupement, comme Brice (1973) pour le Sacramento, où l'augmentation de la sinuosité s'accompagne d'une réduction de la largeur du chenal. Pour le Mississippi Biedenharn *et al.*, (2000) montre que les recoupements des méandres ont eu comme effet l'abaissement du niveau de l'eau de 0.6 à 4.7 m et l'augmentation de la pente, donc l'incision du chenal. Enfin, pour Hickin et Nanson (1975), les coupures n'introduisent que des perturbations passagères du système fluvial.

Le bras de St. George se situe donc dans la première catégorie, très sensible aux effets des recoupements artificiels. Il est possible que dans notre cas l'effet des recoupements soit aggravé car il s'ajoute aux impacts des barrages et à celui de la réduction d'énergie liée aux dérivations à l'entrée du delta, en faveur de bras de Sulina.

Dans le détail, les évolutions doivent être interprétées en fonction des contextes locaux : amont/aval des canaux de recoupement, méandres court-circuités.

A l'amont du système (secteur 1), le chenal s'élargit progressivement entre 1970 et 2006 (à l'exception du PK 99), en réponse aux effets des barrages. Une île se développe cependant à partir de 1990 : l'érosion des berges est donc associée au relèvement local du plancher alluvial (ajustement largeur/profondeur). A partir du PK 91, très proche de l'entrée du canal de recoupement de Mahmudia (secteur 2), la réduction de la largeur du chenal pourrait correspondre à une incision par érosion régressive, induite par l'accélération des vitesses du flux (Jugaru Tiron *et al.*, 2009).

Dans le méandre recoupé de Mahmudia, l'évolution morphologique est d'abord également marquée par l'élargissement entre 1970 et 1980, à l'exception de sa partie centrale. Après cette date, la rétraction et le colmatage traduisent au contraire une réduction de l'énergie, depuis l'amont vers l'aval. A l'amont, on ob-

serve encore une mobilité des apex, avec persistance de la translation latérale au PK 78 malgré l'accrétion des berges. A l'aval, l'apparition d'îles traduit une élévation du plancher alluvial, associé à une accumulation encore présente sur les berges. La partie centrale du méandre enregistre les taux les plus élevés (localement -17m/an après 1980, avec une sensible accélération moyenne généralisée après 2000). Le piégeage sédimentaire dans ce grand méandre induit nécessairement un déficit dans le secteur suivant (méandres 2, 3, 4, 5 et 6), où la sédimentation apparaît plus tardive et moins importante.

Le secteur, entre les PK 61 et 22, commence lui aussi par s'élargir en 1970. L'élargissement persiste et se propage vers aval jusqu'en 1980 ou 1990, alors que le colmatage s'installe à l'amont ; après cette date la rétraction globale s'installe. La mobilité tardive des apex des méandres 5 et 6 démontre que ces méandres bien qu'ils aient été recoupés, disposent encore d'une dynamique naturelle. Les couples de méandres (2-3 et 4-5) présentent des évolutions, qui sont parfois difficiles à interpréter, car dissymétriques au sein d'un couple et disparates entre les deux couples. Globalement, le méandre amont de chaque couple semble plus actif que le méandre aval, privé d'énergie. Enfin, les impacts des recoupements des méandres y sont moins sensibles que dans le méandre de Mahmudia parce que la longueur du linéaire recoupé est en effet relativement plus courte, donc la déperdition d'énergie plus faible.

L'aval rectiligne du bras est peu sensible aux différents forçages. Plusieurs facteurs se combinent probablement : l'éloignement des sources de contraintes, l'absence d'aménagements et la présence d'un substrat sableux (anciens cordons littoraux), facilement érodables, qui limitent les possibilités de colmatage.

Enfin, on notera que, dans les zones de recoupement canaux-méandres, le chenal naturel est déformé dans la direction de l'écoulement, témoignant de l'énergie importante du flux liquide au débouché des canaux artificiels.

Cette distribution spatiale et chronologique décrit donc une évolution complètement différente entre les secteurs affectés, ou non, par les recoupements artificiels. Dans le secteur concerné par ceux-ci, la réduction de la largeur se propage vers l'aval, qui n'est affecté qu'après 1990, avec une accélération tardive, après 2000.

Le fonctionnement géomorphologique du bras de St. George est commandé depuis 40 ans par l'interaction des facteurs de forçages suivants :

- la réduction des apports solides après 1970 provoque un réajustement par érosion des berges (élargissement) (ou par érosion du fond cf. quelques rétrécissements locaux) ;
- la réduction des flux liquides entre 1980-1990 et les recoupements des méandres provoquent une chute d'énergie qui doit s'accompagner d'un

colmatage du fond (apparition des îles intérieures) ou des berges (rétrécissement du chenal) ;

- les digues (entre les PK 108 et 50) et les plantations des berges ont pu jouer un rôle, en limitant la mobilité du chenal et en fixant les dépôts sédimentaires ;
- l'ajustement probable des variables internes du chenal entre elles : diminution de la pente et de profondeur dans les secteurs élargis.
- les transferts en relais jouent probablement un rôle important : la charge sédimentaire déstockée par l'érosion des berges dans la partie amont (secteur 1) est livrée et puis piégée dans les secteurs plus sinueux ou moins profonds à l'aval; à l'inverse le piégeage dans le méandre de Mahmudia permet le maintien d'une certaine activité sur les méandres aval.

4. CONCLUSION GÉNÉRALE DE LA DEUXIÈME PARTIE

Cette partie permet de proposer trois conclusions, pour caractériser l'évolution du chenal du bras de St. George entre 1880 et 2006.

1. Co-évolution : réduction de la mobilité et rétrécissement du chenal

Les matériaux disponibles montrent que les chenaux du delta ont connu une mobilité beaucoup plus grande lors de périodes antérieures non datées. Mais, depuis 1880, le chenal du bras de St. George évolue par deux processus dominants : rétrécissement et mobilité décroissante.

Les premiers 90 ans (1880-1970) se caractérisent par une diminution progressive de la mobilité et la rétraction de la largeur du chenal. Cette tendance est accentuée entre 1910 et 1970, mais le manque des données entre 1910 et 1970 empêche de préciser la date du démarrage du rétrécissement du chenal. Nous faisons l'hypothèse que la modification, naturelle et anthropique, des variables externes (diminution des flux liquides et solides) favorise la diminution de l'énergie, donc le rétrécissement du chenal par accrétion des berges. Le Danube présenterait donc une évolution « naturelle » comparable à celle de tous les grands fleuves et deltas européens à la fin du XIXème siècle et au début du XXème siècle (Rhône, Rhin, Elbe), caractérisés par la sédimentation des marges alluviales et la réduction des surfaces en eau. Les interventions anthropiques locales (construction des digues, canaux artificiels et reboisement des berges) ont renforcé l'impact de ces forçages, mais le chenal dispose encore d'énergie pour permettre la migration latérale des méandres, encore sensible dans la période 1880 – 1970.

Comme les grands fleuves européens, le Danube aval subit au cours de la seconde partie du XXème siècle les effets induits par les grands barrages. Le bras de St. George a échappé à l'implantation d'aménagements lourds jusqu'aux années

1980. Mais, à partir de 1970, et encore plus nettement après 1980-90, le chenal est dépourvu d'énergie : la mobilité des méandres est arrêtée et le chenal subit un rétrécissement global dû à la sédimentation des berges.

2. Ruptures des modalités de la morphogenèse (Fig. 2.39)

Sur la période étudiée, l'évolution de la largeur du chenal est caractérisée par 3 phases différentes, séparées par deux ruptures :

Entre 1910 et 1970, un rétrécissement moyen important a été décrit et analysé ci-dessus. Nous supposons qu'il intervient tardivement (vers la fin de la période), en relation avec les transformations et aménagements dans le bassin versant, et amplifié par les aménagements locaux (digues, reboisements).

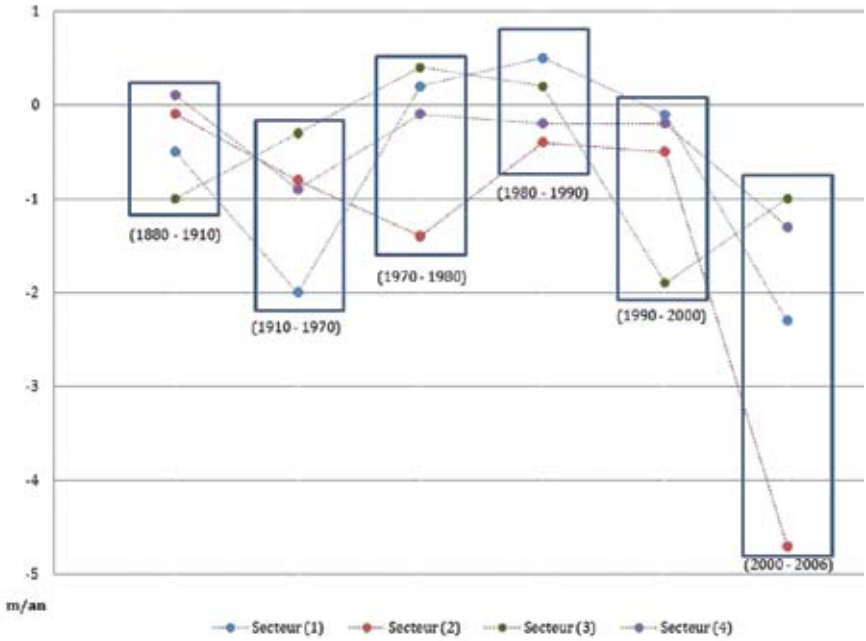


FIG. 2.39 – Evolution des vitesses moyennes d'évolution (m/an) de la largeur du chenal entre 1880 et 2006

Entre 1970 et 1980 (ou 1990), l'élargissement moyen du chenal s'explique par les aménagements hydro-électriques (construction des barrages les Portes de Fer I et II à partir de 1971), provoquant la chute des débits solides entre 1970 et 1980, alors que le débit liquide augmente.

Après 1990 le chenal est en rétraction continue jusqu'à 2006, sous l'effet des recoupements des méandres entre 1984-1988.

Ces forçages donnent naissance à un mécanisme d'ajustement, qui tend actuellement vers un nouvel équilibre. Les mutations du Danube apparaissent donc originales, par la particularité des réponses morphologiques au double forçage des barrages et des recoupements de méandres. Leur ampleur reste pourtant modeste.

3. Spatialisation de l'évolution morphologique

L'évolution de la largeur et de la mobilité permet de spatialiser des évolutions différentes des méandres selon les secteurs. Nous individualisons les types suivants :

- Activité au niveau des apex entre 1880 et 1970 et stabilité entre 1970 et 2006 (méandre 7) ;
- Colmatage continu au niveau des apex (méandre 2) ;
- Colmatage au niveau des apex entre 1880 et 1970 et activité au niveau des apex entre 1970 et 2006 (méandre 6) ;
- Activité au niveau des apex entre 1880 et 1970 et colmatage entre 1970 et 2006 (méandres 1, 3 et 4) ;
- Activité au niveau des apex sur toute la période (méandre 5) .

Dans le méandre de Mahmudia (1), le plus ample et complexe, le processus dominant est la sédimentation, avec une exception (l'apex du PK 81), caractérisé par une dynamique particulière : forte mobilité et forte rétraction de la largeur. Les deux couples de méandres vers aval (2 et 3) et (5 et 6) évoluent parfois en inversion entre les deux périodes.

On observe aussi l'effet produit par les canaux artificiels (Dunavăț et Dranov) au niveau des connexions des couples de méandres (qui d'ailleurs fonctionnent comme des apex) qui produisent des déformations dans la direction du flux produites par l'appel d'eau. Les canaux artificiels qui recoupent les méandres imposent aussi une dynamique particulière au niveau du système « chenal naturel amont de recoupement– canal de recoupement – chenal recoupé).

Le bilan général de l'évolution morphologique du bras de St. George est donc complexe. Il apparaît donc utile d'analyser à présent les dynamiques, ainsi que les caractères sédimentaires, afin d'essayer de comprendre les mécanismes de cette évolution.

TROISIÈME PARTIE

DYNAMIQUE MORPHO-SÉDIMENTAIRE DU BRAS DE ST. GEORGE

INTRODUCTION

La deuxième partie de cette étude a montré la faible mobilité séculaire des bras du Danube et tenté de mettre cette évolution en relation avec les données hydrologiques et l'historique des aménagements à l'aval du bassin-versant. Elle a également proposé un bilan des flux sédimentaires dans le delta.

Dans cette troisième partie, il s'agit d'étudier le fonctionnement dynamique du chenal et des berges. Il est dépendant de l'afflux sédimentaire, et des forces hydrauliques exercés par le flux liquide, en particulier lors des crues proches du débit à plein bord (Dzana et Gaillard, 1996 ; Antonelli *et al.*, 2008 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003). L'ajustement des systèmes fluviaux aux variations de ces deux variables externes est un des indicateurs possibles de l'impact des changements climatiques et des activités humaines dans le bassin-versant (Hooke, 2008).

L'étude du fonctionnement morpho-sédimentaire d'un système fluvial méandriforme est dominé par deux approches méthodologiques : l'une, à caractère morphologique, repose sur l'étude de la mobilité des méandres à court ou à long terme (Brice, 1973 ; Leopold, 1973 ; Hickin, 1974 ; Hooke, 1986), l'autre, à caractère dynamique, analyse les flux liquide et solide dans le chenal (Hickin, 1978 ; Hooke, 1980 ; Thorne *et al.*, 1991 ; Dzana et Gaillard, 1996) et les dépôts sédimentaires sur les marges alluviales (Gomez *et al.*, 1998 ; Arnaud-Fassetta *et al.,* 2003 ; Provansal *et al.*, 2009). La deuxième partie de ce travail ayant été dédiée à l'étude de la mobilité du chenal du bras de St. George, nous tenterons donc d'analyser dans cette troisième partie le fonctionnement hydro-sédimentaire actuel et récent de ce bras.

La géométrie d'un chenal fluvial naturel (largeur, pente) est contrôlée par les variables externes que sont le débit liquide et solide, ainsi que par le diamètre des particules sédimentaires en transit. En retour, la morphogenèse locale (dépôt/érosion) modifie la forme du chenal, donc les conditions de l'hydrodynamisme (Schumm, 1981 ; Bridge, 1981 ; Smith et Winkley, 1996 ; Van Den Berg et Van Gelder, 1998). Les géomorphologues ont souligné particulièrement l'efficacité du débit à plein bord, réputé le plus morphogène, par érosion ou dépôt sur les berges et le fond du chenal (Rosgen, 1994; Knighton, 1996 ; Bravard *et al.,* 1999). Ce débit a

été atteint à deux reprises au cours de notre recherche, en Avril 2005 et Avril 2006. Les décennies précédentes, dans un contexte de diminution globale des apports solides et liquides, ont connu plusieurs crues de ce type, susceptibles de modifier la forme du chenal et de déposer des sédiments sur les berges.

Sur la plupart des fleuves du monde, les impacts des aménagements sur les flux liquides et les changements dans l'occupation du sol, qui modifient les charges solides, ont augmenté de façon importante au cours de la seconde partie du XXème siècle. Le régime naturel des fleuves a été modifié significativement (Petts, 1984; Tukur et Mubi, 2002; Grant *et al.*, 2003; Gordon et Meentemeyer, 2006; Poff *et al.*, 2006; Price et Leigh, 2006). L'altération du régime hydrologique et de la morphologie du chenal par les barrages est décrite par Petts et Gurnell (2005). Page *et al.* (2005) montrent que le contrôle des flux est une raison possible de la variabilité de la fréquence et du prolongement de la durée des débits à plein bord. Sur le fleuve Gongola (Nigeria), Tukur et Mubi (2002) observent au contraire que la réduction des crues par le barrage Kiri a diminué de 38.5% la largeur du chenal à débit plein bord. Surian, (1999) analyse les impacts des barrages sur le fleuve Piave (Italie) : elle observe une diminution des flux liquides et solides ont diminué et incision du chenal. Rollet (2008) montre que les barrages édifiés sur l'Ain (France) modifient la granulométrie des sédiments et favorisent l'apparition d'un pavage dans le lit mineur.

Sur le Danube aval, on ne dispose actuellement d'aucune étude systématique sur les effets sédimentaires et géomorphologiques des différents aménagements, à l'exception des mesures effectuées par Popa (1997) et Popa *et al.* (rapport non-publié) sur les méandres recoupés du bras de St. George. Par ailleurs, nous avons démontré la faible mobilité des méandres, et plus généralement de l'ensemble du chenal, sensible depuis la fin du XIXème siècle et encore renforcée depuis les années 1960. Cette « stabilisation » contraste avec une mobilité plus marquée lors de périodes antérieures mal définies, mais vraisemblablement caractérisées par des débits plus importants (Petit Age Glaciaire).

La problématique de cette troisième partie sont donc les suivantes :

- **Quelles sont les relations de la faible mobilité actuelle et récente du bras de St. George avec la sédimentologie des berges ? avec la répartition transversale et longitudinale des flux solides et liquides dans le chenal ?**
- **Quelle est la « signature » sédimentaire des crues dans les dépôts des berges ? Comment varie-t-elle dans l'espace ? Est-il possible d'identifier une variation chronologique de la nature des apports sédimentaires sur les berges ?**
- **Comment varie le comportement sédimentaire du fleuve en fonction du débit (crue/module) ?**

- **Quels sont les impacts des aménagements, en particulier des recoupements de méandres, sur le fonctionnement hydro-sédimentaire du fleuve (dynamiques hydrologiques et flux sédimentaires)?**

Trois méthodes ont été mises en œuvre, au cours de trois campagnes de terrain:

1) L'étude des sédiments déposés au sommet des berges. Ils ont été prélevés par carottages sur des sites significatifs en Avril 2005, dans le but de caractériser la granulométrie des berges, pour comprendre leur comportement morphologique, et d'étudier l'évolution chronologique des dépôts, pour mettre éventuellement en évidence les effets sédimentologiques des aménagements récents.
2) L'étude de la charge de fond. La profondeur du chenal et la rapidité du courant font les prélèvements sur le fond lui-même assez difficiles. Les sédiments ont donc été prélevés par dragage sur le flanc immergé des berges lors de la crue d'Avril 2005, qui a atteint le débit de plein bord, et en Octobre 2005, pour un débit équivalent au module. Le but est de caractériser la granulométrie de la « couche limite », en transit à proximité du bord du chenal, en relation avec les variations locales de la puissance fluviale (force tractrice, contrainte de cisaillement).
3) L'étude de la structure des flux liquides et solides dans le chenal et la quantification du transport en suspension, grâce à l'utilisation d'un aDcp lors de la crue d'Avril 2006. Le but est de quantifier les paramètres dynamiques-clés (vitesses, force tractrice, contrainte de cisaillement), en relation avec les flux sédimentaires, en particulier dans les secteurs de recoupements des méandres.

La troisième partie est donc organisée en trois chapitres, correspondant aux trois méthodes présentées ci-dessus (*Sédimentologie des dépôts de berge*, *Caractérisation de la charge de fond à proximité des berges en Avril et en Octobre 2005*, *Dynamiques hydro-sédimentaires dans le chenal lors de la crue d'Avril 2006*).

Un dernier chapitre (*Conclusions*) reprendra et discutera l'ensemble de ces données.

Les campagnes de mesure, puis les traitements des données font appel à des considérations théoriques et méthodologiques communes, qui sont d'abord présentées et discutées.

1. PROCESSUS SÉDIMENTAIRES ET SÉDIMENTOLOGIE DES BERGES FLUVIALES : ÉTAT DES CONNAISSANCES

De nombreuses études caractérisent la dynamique sédimentaire des milieux fluviaux et, en particulier, l'évolution des marges alluviales dans un contexte d'anthropisation croissante au cours du XXème siècle (Bravard *et al.,* 1997, 1999; Lecce, 1997 ; Gomez *et al.*, 1998; Liébault *et al.*, 2002 ; Steiger *et al.*, 2003). Les variations

spatiales des chenaux et la sédimentation des berges, en fonction des débits et de la morphologie du chenal, ont été étudiées en particulier dans les plaines deltaïques du Rhône (Antonelli *et al.*, 2003, Arnaud-Fasseta, 1998, 2003; Provansal *et al.*, 2005), du Pô (Cencini, 1998), du Rhin (Asselman, 1999), du fleuve Jaune (Wang *et al.*, 2006), et du Mississippi (Kesel, 2003 ; Knox, 2006 ; Remo et Pinter, 2007). Dans le delta du Danube, l'évolution holocène a été étudiée par Panin (1976, 1989) et le fonctionnement des lacs intérieurs par Rădan *et al.*, 1999.

Les crues exercent un contrôle dominant sur la construction des berges. Le débordement répété hors du chenal, au-delà des débits de plein bord, provoque l'édification des levées alluviales par le dépôt des matières en suspension, soit par aggradation verticale, soit par accrétion latérale. Le sédiment est déposé quand la diminution des vitesses, associée à l'augmentation de la rugosité, élève la contrainte critique de cisaillement, qui devient alors supérieure à la force tractrice (James, 1985; Pizzuto, 1987 ; Moody et Meade, 2008). La végétation des berges, en particulier sur les extrados des méandres, réduit suffisamment la vitesse de l'eau pour déposer les sédiments très fins (Dietz, 1961).

Peu d'observations directes ou expérimentales ont été faites sur les processus de transport et de dépôts des sédiments pendant les crues (Lawler, 2005 ; Williams *et al.*, 2007). Ces processus sont en effet constamment perturbés par l'irrégularité des courants et des forces de frottement internes et externes qui rendent l'interprétation évolutive des berges (Benedetti, 2003).

Les processus de la sédimentation et ses relations avec l'hydro-dynamique sont analysés sur la base d'études stratigraphiques et granulométriques (Nicholas et Walling, 1997; Moody et Troutman 2002). Les taux de sédimentation et la taille des sédiments diminuent avec l'augmentation de la distance du chenal, associée à une diminution de l'énergie de transport (Pizzuto, 1987, Walling et He, 1998). Bravard *et al.* (1997) rappelle que l'efficacité de l'alluvionnement des berges dépend des caractéristiques de l'hydrogramme de crue. Ainsi, une crue lente favoriserait le dépôt, au contraire d'un événement rapide qui éroderait le lit mineur. Le contrôle est exercé par l'épaisseur et la vitesse de la lame d'eau débordante. Mais, dans le delta du Rhône, Provansal *et al.* (2009) montrent que les crues rapides et très chargées, d'origine méditerranéenne, sont également capables de contribuer à l'édification sédimentaire des berges.

Les dépôts sont caractérisés par des stratigraphies massives ou stratifiées, horizontales ou affectées d'un pendage variable vers le chenal (Bravard, 1983; Walling et Bradley, 1989; Walling et He, 1998 ; Salvador *et al.*, 2005). Chaque épisode de crue correspond normalement à une séquence élémentaire, caractérisée par un granoclassement (succession de lamines à granulométrie grossière puis fine, Provansal *et al.*, 2009). Cependant Fisk (1944) et Knox (1987) signalent des dépôts grossiers au sommet des séquences de crue inondantes. La variation de l'épaisseur et de la gra-

nulométrie des dépôts entre les différentes séquences élémentaires et entre deux berges opposées dépend de la magnitude et de l'origine des crues et de facteurs locaux (Smith et Pérez-Arlucea, 2008) : hauteur de la berge (une berge moins haute sera plus alimentée en sédiments fins de décantation lors de la décrue), forme du chenal, asymétrie des flux liquides dans les méandres, configuration morphologique de la plaine alluviale, irrégularités topographiques des berges et la végétation (Howard, 1992 ; Knighton, 1998; Hupp, 2000; Wolfert *et al.*, 2002; Hudson et Heitmuller, 2003). Knox (1993) démontre que l'augmentation de la magnitude des crues extrêmes, en relation avec les changements climatiques pendant l'Holocène, peut augmenter l'épaisseur des dépôts de berge ; mais la relation entre l'épaisseur des dépôts et la magnitude des crues est altérée dans le cas des chenaux méandriformes.

Plusieurs études reposent sur le croisement d'indicateurs (sédimentologie, dendrochronologie, traceurs radioactifs) pour restituer la chronologie des dépôts (Lecce, 1997; Walling et He, 1997 et 1998 ; Piégay, 2000 ; Hupp et Bornette, 2003; Werrity *et al.*, 2006). Bien que plusieurs études aient été réalisées sur les métaux lourds du Danube roumain (Oaie *et al.*, 1999) ou sur la minéralogie des sédiments du delta (Panin *et al.*, 1989), nous n'utiliserons pas ces marqueurs, faute de temps suffisant.

Si les courants de débordement ont la puissance de remanier les dépôts plus anciens, l'évolution devient alors plus complexe, caractérisée à la fois par des processus érosifs et accumulatifs. Les crues extrêmes peuvent produire des érosions nettes ou des dépôts nets sur les berges (Nansen, 1986). La migration naturelle du chenal ou l'érosion par glissement/effondrement peut éroder la berge et remettre les sédiments en suspension lors de la décrue (Rinaldi *et al.*, 2004; Lawler, 2005). Sur la base de carottage des berges et de mesures bathymétriques lors d'une forte crue dans le delta du fleuve Saskatchewan (Canada), Smith et Pérez-Arlucea (2008) montrent que l'érosion du chenal est le facteur dominant dans l'apport sédimentaire et l'avulsion des berges.

Enfin plusieurs études ont traité des relations entre les aménagements fluviaux et la sédimentation des berges. De façon générale, l'endiguement modifie la sédimentation des plaines alluviales. Les impacts des aménagements du chenal sur la rugosité des berges ou le profil en long ont également été étudiés (Astrade et Dumont, 2000 ; Wyzga, 1999 ; Arnaud-Fassetta, 2003 ; Remo et Pinter, 2007).

Plusieurs recherches ont porté sur les processus et les mécanismes de l'érosion/sédimentation des berges et la mesure de la dynamique sédimentaire. Certaines d'entre elles détaillent l'instrumentation utilisée et limitent la période de recherche à quelques années (Brasington *et al.*, 2000; Brewer et Lewin, 1998) ; d'autres étudient les effets immédiats des fortes crue (Harvey, 1984).

Notre approche de la dynamique fluviale repose sur l'étude de la sédimentation des berges et la mesure des flux sédimentaires dans le chenal. Sur les berges, nous

avons réalisé des carottages manuels, afin de caractériser les dépôts d'inondation représentatifs de la période récente (quelques années à une dizaine d'années). Dans le chenal, nous avons effectué des mesures sur le transit et la remobilisation sédimentaires, sur le flanc immergé des berges et sur l'ensemble de la section mouillée. Ces mesures, ponctuelles dans le temps, décrivent deux épisodes de crue (Avril 2005 et 2006), ainsi que le débit au module (Octobre 2005). Pour chaque situation, nous avons cherché à mesurer:

1) les relations entre la puissance fluviale et le transit (ou la remobilisation) sédimentaire;
2) les seuils granulométriques de la mobilisation/transfert/dépôt pour différents débits ;
3) les effets de site et les perturbations introduites par les recoupements artificiels des méandres.

Les paragraphes suivants décrivent successivement les méthodes utilisées pour les prélèvements sédimentaires, les analyses granulométriques, la mesure des dynamiques hydro-sédimentaires dans le chenal (aDcp), les calculs de la puissance fluviale.

2. PRÉLÈVEMENTS SÉDIMENTAIRES, MÉTHODOLOGIE

Les prélèvements sédimentaires ont été réalisés par carottages au sommet des berges émergées et par dragages sur le flanc des berges immergées, les carottages lors d'une campagne de terrain en Avril 2005, pour un débit de 3660 $m^3.s^{-1}$ (proche du débit à plein bord).

2.1. Carottages au sommet des berges

Ils ont été effectués du 25 au 29 Avril 2005**,** pendant la phase descendante d'une forte crue (Q_{30} : 3660 $m^3.s^{-1}$ à Ceatal St. George), qui inondait la presque totalité du delta, à l'exception du sommet des berges fluviales (Photos 3.1 et 3.2). Leur but était de caractériser les dépôts de berge au-delà du débit de plein bord et de disposer d'un historique sédimentaire de la construction des berges.

Pour le carottage nous avons utilisé des tubes de PVC, de 5 cm en diamètre, longs de 100 cm, enfoncés au maillet ; nous avons obtenu 20 carottes, avec des tailles entre 18 et 63 cm.

Les prélèvements ont été faits (Fig. 3.2) sur les sites suivants : les berges des méandres naturels (rives convexes (1) et rives concaves (2)), les « confluences » (3) et des « diffluences » (4) des méandres naturels recoupés avec les canaux de recoupement et quelques berges des canaux artificiels de recoupement (5).

PHOTO 3.1 – Berge inondée pendant la crue d'Avril 2005 (cliché réalisé par M. Provansal)

PHOTO 3.2 – Carottage des berges pendant la crue d'Avril 2005 (cliché réalisé par M. Provansal)

PHOTO 3.3 – Prélèvement sédimentaire d'une berge (cliché réalisé par O. Radakovitch)

2.2. Prélèvements sédimentaires par drague sur le flanc immergé des berges

Deux campagnes de prélèvements sédimentaires ont été effectuées : du 25 au 29 avril 2005 lors d'une forte crue (Q_{30} : 3660 $m^3.s^{-1}$ sur le bras de St. George à Ceatal St. George), qui inonde la totalité du delta et du 16 au 20 octobre 2005, dans un contexte proche du débit module, avec un débit de 2200 $m^3.s^{-1}$ (Fig. 3.1).

Leur but était de caractériser la granulométrie de la charge en transit ou en cours de sédimentation au contact de la partie supérieure de la berge immergée. En considérant qu'il s'agissait d'une catégorie particulière de « charge de fond » (à défaut d'atteindre celle qui transitait au fond du chenal, entre 10 et 15 m de profondeur), ce travail nous a permis de définir les contraintes de cisaillement et d'analyser la ré-alimentation de la charge solide à partir de l'érosion des berges.

Nous avons utilisé une drague de type Boden Greiffer (Photo 3.4), mise à l'eau manuellement à partir d'une embarcation légère permettant d'approcher au plus près de la berge. Une pellicule de vase non consolidée, de 4 à 5 cm d'épaisseur, a été prélevée, correspondant au sédiment en mouvement ou en cours de dépôt. L'altitude du point de prélèvement varie donc entre les deux campagnes, en fonction de la hauteur de l'eau. En avril, les conditions hydrologiques (débit à plein bord et fortes vitesses) n'ont pas permis de prélever sur les berges des canaux de recoupement. Sur les berges naturelles, les prélèvements ont été effectués entre –3 et –5 m de profondeur sous le niveau d'eau. En octobre, en

conditions d'écoulement modal, les canaux ont été échantillonnés ; en raison de l'abaissement du niveau de l'eau, les prélèvements ont atteint des profondeurs plus élevées qu'en avril (entre -4 et -6.5 m) (Fig. 3.2).

Les prélèvements ont été effectués en sélectionnant quatre types de morphologies fluviales, déterminées en fonction des impacts induits par les recoupements de méandres: les secteurs rectilignes du chenal naturel, situés sur le segment amont et entre les méandres (T1) ; ces secteurs n'ont été échantillonnés que lors de la campagne d'avril 2005; les secteurs actifs de confluences ou de diffluences, situés à la jonction entre les chenaux naturels et les canaux de recoupements (T2); les canaux de recoupement n'ont pu être échantillonnés qu'en octobre (T2c), en raison de leurs trop fortes vitesses en avril; les secteurs d'énergie réduite situés dans les méandres recoupés et à proximité des îles (T3); les secteurs encore actifs dans les systèmes de méandres recoupés, correspondant aux premiers apex (T4). Les échantillons ont été prélevés dans la mesure du possible sur les mêmes points aux deux campagnes ; mais, dans certains cas, ils peuvent être distants de quelques centaines de mètres, tout en appartenant au même contexte géomorphologique. Au total 38 échantillons ont été prélevés en Avril et 34 en Octobre.

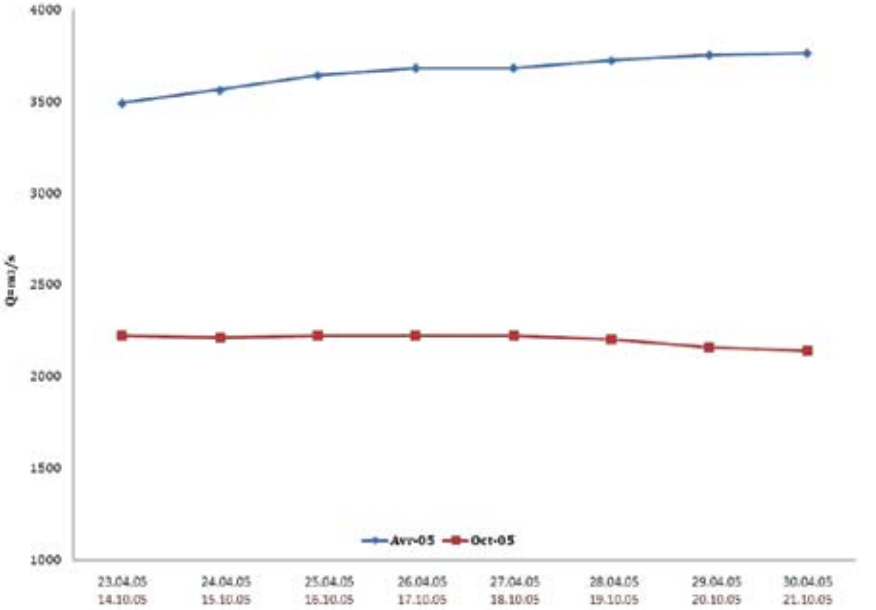


FIG. 3.1 – Evolution des débits du bras de St. George à Ceatal St. George lors des deux campagnes de prélèvements

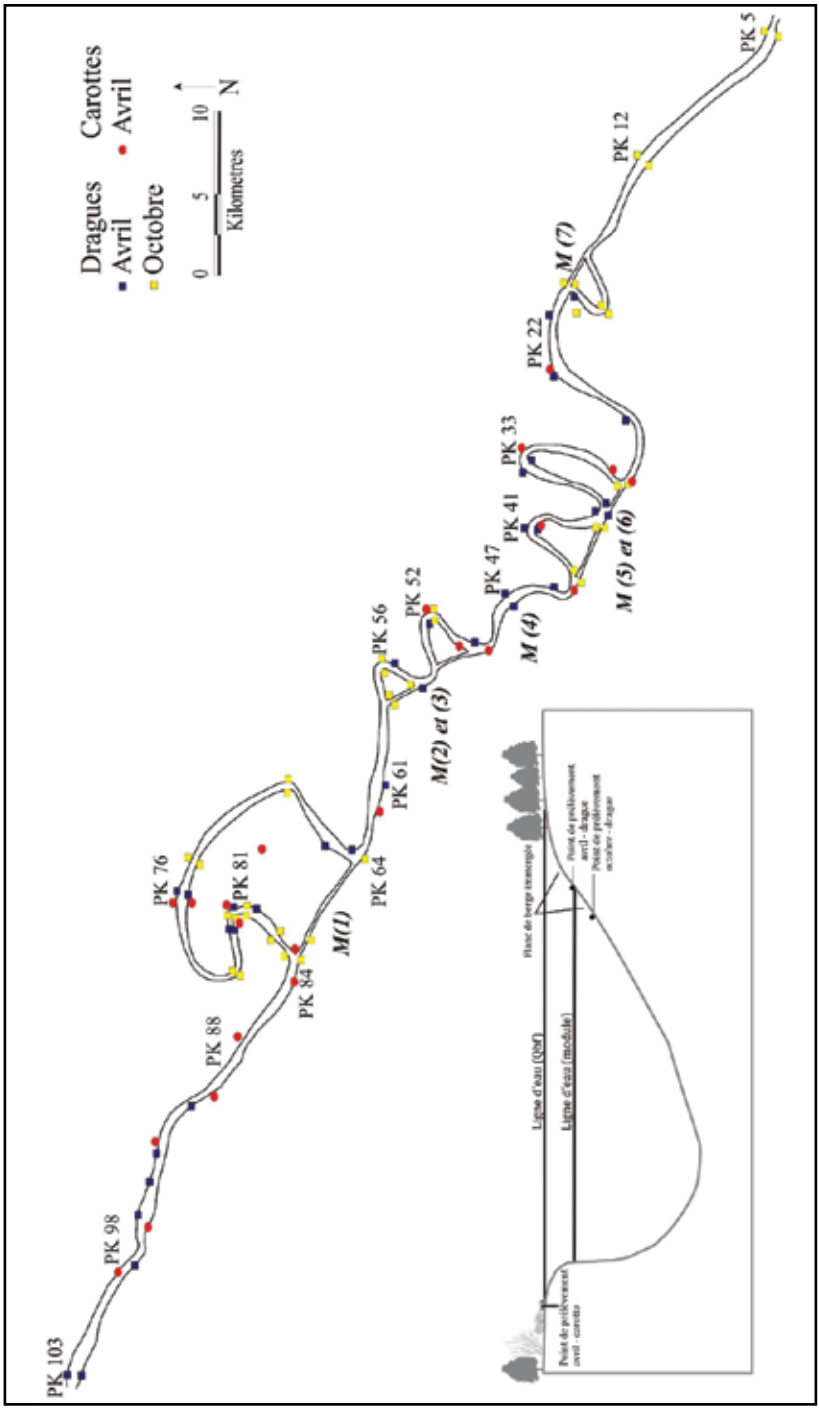


FIG. 3.2 – Positionnement des prélèvements sédimentaires (dragues et carottes) et méthodologie

PHOTO 3.4 – Prélèvement sédimentaire par drague en Octobre 2005 (cliché réalisé par O. Radakovitch)

A cause de la différence d'altitude de la ligne d'eau entre les deux campagnes de prélèvement, la drague n'a pas atteint le même point sur la pente de la berge. Les profils bathymétriques acquis en Avril 2006 permettent de visualiser ces différentes positions, variables selon la morphologie des berges: sur les berges verticales, l'écart spatial des points d'échantillonnage est faible, alors qu'il peut atteindre environ 4 m sur les berges en pente douce des *bancs de convexité*. Il sera nécessaire de discuter de ces différences lors de l'interprétation des données.

Les carottes et les prélèvements à la drague ont été échantillonnés et décrits sur le site de CEREGE. Leur analyse repose sur le même protocole, décrit dans les paragraphes 3 et 4 ci-dessous.

3. CARACTÉRISATION GRANULOMÉTRIQUE DES SÉDIMENTS

Les analyses granulométriques ont pour but de caractériser le milieu de dépôt et ses variations dynamiques relatives. Après un rappel sommaire de l'état de l'art sur l'utilisation de la granulométrie dans l'étude des dynamiques fluviales, nous présenterons les techniques et méthodes utilisées dans le cadre cette étude.

3.1 Préalable, état de l'art

La variabilité granulométrique des dépôts traduit celle des processus de transport et des conditions de dépôt (Pettitjohn et Ridge, 1938 ; Krumbein, 1938 ; Plumley, 1948). Les paramètres granulométriques sont utilisés depuis longtemps pour définir les processus dynamiques fluviaux en milieu deltaïque (Le Roux et Rojas, 2007 ; Arnaud-Fassetta, 2003; Antonelli, 2002 ; Chamley, 1989 ; Cojan et Renard, 1997).

La plupart des études montrent que la granulométrie diminue dans la direction du transport (Pettijohn et Ridge, 1932; Plumley, 1948; Yeakel, 1962; Mothersill, 1969; Pettijohn *et al.*, 1972; Le Roux et Rojas, 2007). Mais d'autres auteurs aboutissent à un résultat contraire (McCave, 1978; Le Roux et Rojas, 2007) et préconisent de combi-

ner différents indices granulométriques (grain moyen, tri et asymétrie). Mc Laren (1981) a développé le premier un modèle de transport des sédiments basé sur la combinaison de plusieurs indices granulométriques, suivi plus tard par Mc Laren et Bowles (1985), Gao et Collins (1991, 1992, 1994) et Le Roux (1994). Ils prennent en compte les processus subis par les sédiments pendant le transport (floculation, processus physiques et chimiques, interaction entre les particules de tailles différentes) et après le transport (processus mécaniques, bioturbation, diagénèse).

A partir d'un examen rigoureux des processus impliqués, McLaren et Bowles (1985) concluent que les sédiments sont mieux triés en aval, tandis que le grain moyen peut augmenter ou diminuer, en fonction de la variation du skewness (Sk). L'évolution amont/aval de la granulométrie peut être perturbée par les apports des tributaires et par l'érosion des berges, mais aussi par les interventions anthropiques dans le système fluvial. L'importance des tributaires est reconnue par Church et Kellerhals (1978), Knighton (1980). Plus récemment, Rice (1998) et Surian (2002) montrent que les tributaires ont un impact significatif dans la texture des sédiments dans le chenal et que les ouvrages (digues) peuvent représenter des sources sédimentaires.

Enfin, le tri est considéré comme un indicateur significatif de l'évolution des sédiments des fleuves vers l'aval. En Ecosse, sur le fleuve Allt Dubhaig, des tests d'abrasion des sédiments montrent que le tri sélectif doit être la cause dominante de l'affinement amont/aval (Ferguson *et al.,* 1996). L'importance des apports des fleuves tributaires a été reconnue comme essentielle dans l'évolution du tri dans les confluences des fleuves (Ichim et Radoane, 1986; Rice, 1998, Gasparini *et al.,* 1999).

Nous avons donc pris en compte ces indicateurs (grain moyen, tri et skewness) dans les analyses des sédiments du delta du Danube.

3.2. Analyses granulométriques par granulomètre laser

La mesure de la taille des particules s'est faite au moyen du granulomètre Beckman Coulter LS 13320, sur le site d'IFREMER à la Seyne sur Mer (France).

La méthode de la diffraction par laser a commencé a être implémentée à la fin des années 1970 (Weiss et Frock, 1976; Swithenbank *et al.*, 1977). Le LS 13320 mesure la taille des particules, en utilisant la dispersion de la lumière par les particules de l'échantillon. Ce modèle de lumière dispersée s'appelle souvent un modèle de dispersion ou dispersion de la fonction. Plus spécifiquement, un modèle de dispersion est constitué par l'intensité de la lumière en fonction de l'angle de dispersion. Chaque réflexion d'une particule est caractéristique de sa taille. Le modèle mesuré par le LS 13 320 est la somme des modèles dispersés par chaque particule constitutive de l'échantillon (Beckman Coulter Corporation, 2003). Plusieurs détails sur la méthode sont présentés par Wen *et al.* (2002).

L'utilisation du logiciel de Beckman Coulter LS Particles Characterization version 5.03 a permis l'extraction des indices usuels en granulométrie (ISO 13320-1, 1999).

3.3. Traitements statistiques

A partir des données granulométriques chiffrées, obtenues par diffractométrie laser, il existe plusieurs façons de représenter les résultats, sous forme graphique et/ou d'indices (Chamley, 2000). Nous avons choisi de présenter les données sous forme d'indices. Les indices ne retiennent que certaines informations de la granulométrie d'un dépôt, mais ils facilitent les comparaisons entre échantillons (Losson et Corbonnois, 2006).

Trois indices granulométriques sont couramment utilisés pour décrire l'allure générale des courbes granulométriques (Folk et Ward, 1957).

- Le D50 (diamètre médian) est considéré par Doyle et Shields Jr. (2000) comme représentant le mieux la distribution granulométrique d'un échantillon ;
- Le grain moyen (GM en phi) = GM= (Φ16+Φ50+Φ84)/3 ;

Il traduit la compétence ou la force moyenne d'un courant (Folk et Ward 1957, Chamley 1987). Dans ce travail, le grain moyen est exprimé en µm, soit (P16+P50+P84)/3 où P 16 représente le percentile 16 en µm.

- L'indice de tri σi = [(Φ84-Φ16)/4]+[(Φ95-Φ5)/6.6].

C'est une évaluation du classement de l'échantillon (0 (bon tri) à 4 (mauvais tri)). Il permet d'appréhender l'énergie du mode du transport et la régularité des flux au moment de la sédimentation. Tout courant de grande énergie a un pouvoir de classement important (Folk et Ward 1957), mais il faut également souligner qu'une forte variation de l'énergie du courant entraîne une grande dispersion granulométrique et inversement. Les redistributions post-sédimentaires occasionnées par la bioturbation et l'anthropo-turbation auront aussi pour conséquence de diminuer l'indice de tri.

- L'indice de symétrie ou Skewness:
  ((Sk=[(Φ16+Φ84-2Φ50)/2(Φ84-Φ16)] + [(Φ5+Φ95-2Φ50)/2(Φ95-Φ5)])

Il permet de caractériser le milieu de dépôt ou l'évolution post-sédimentaire (-1, asymétrie négative, +1, asymétrie positive). C'est le seul indice ayant un rapport direct, non pas avec l'énergie de l'agent de transport, mais avec le type de processus entraînant le dépôt. Il permet de distinguer les processus de décantation et de lessivage affectant le sédiment (Folk et Ward, 1957; Visher, 1969). Diverses interprétations existent à propos de la valeur de cet indice. Selon Chamley (2000), il exprime le milieu de dépôt, plutôt que les conditions de transport. Ainsi, les fortes asymétries positives se rencontrent essentiellement dans les sédiments fluviatiles enrichis en fines décantées en fin de crue, tandis que les asymétries négatives s'observent davantage dans les sables littoraux où les fines sont éliminées par vannage. Pour

Arnaud-Fassetta (1998, 2000), qui a étudié des matériaux fluviatiles uniquement, SK traduit le fonctionnement du milieu de sédimentation et la dynamique de fin d'accumulation : enrichissement en particules « grossières » (asymétrie négative ; exemple d'une injection de sables lors d'une crue dans un milieu peu énergique, tel qu'un marécage) ou de particules « fines » (asymétrie positive). Il peut également indiquer une évolution post-sédimentaire : par exemple, un lessivage donnera au dépôt concerné une asymétrie négative.

La texture des échantillons correspond à la proportion des fractions granulométriques dans le sédiment et permet de décrire le faciès sédimentaire (Weydert, 1976). Les textures obtenues à partir du diagramme triangulaire ont été regroupées en trois classes afin de faciliter la comparaison entre les échantillons. Nous avons retenu les classes suivantes : Sg sable grossier (500 – 125 µm), Sf sable fin (125 – 63 µm) ; Lg limons grossiers (63 – 20 µm) ; Lf limons fins (20 – 4 µm) et A argile (< 4 µm).

3.4. Interprétation hydrodynamique des indices granulométriques : utilisation de l'image CM (Passega, 1957 ; Bravard et Peiry, 1999)

L'interprétation hydrodynamique des résultats repose sur l'utilisation de formules de calculs empiriques, qui seront présentées dans le paragraphe suivant, et de méthodes expérimentales. Parmi ces dernières, l'image Passega est la plus souvent utilisée pour décrire les milieux de sédimentation et les différents modes de transports en milieu fluvial (Passega, 1957).

Elle a été mise au point et développée à partir de 1957 par R. Passega. L'objectif initial était de mettre en évidence les variations de texture d'un sédiment, en relation avec les processus de transport et de dépôt, afin de caractériser des environnements susceptibles de constituer des gîtes pétrolifères. Les études ont mis en évidence des signatures différentes selon les principaux processus de transport des particules : courants tractifs (roulage, saltation, suspension) ou non-tractifs (décantation « pélagique »). Les premiers travaux effectués par R. Passega ont montré, à partir d'un nombre considérable de mesures effectuées sur le Mississippi, que les entités morpho-fluviatiles se répartissaient en fonction de l'intensité des dynamiques de transport de la charge fluviale; les caractères hydrodynamiques se reflètent donc dans la granulométrie des dépôts.

L'image CM est une méthode très utilisée pour décrire les milieux sédimentaires et les différents modes de transport en milieu fluvial. Bravard (1983, 1986) a identifié les dépôts liés aux environnements aquatiques (chenal vif, bancs, bras secondaires) et terrestres (berges, plaine d'inondation). Elle a été mise en œuvre en particulier dans le bassin du Rhône (Péiry, 1994 ; Bravard et Péiry, 1999 ; Arnaud–Fassetta, 2003 ; Salvador *et al.*, 2005) et aux Etats-Unis (l'Enoree, South Carolina, An-

derson et Johnson, 1940, in Passega, 1957), le Niobara (Colby et Hembree, 1955 in Passega, 1957).

La méthode repose sur le principe suivant : deux paramètres suffisent à identifier et décrire les dynamiques hydro-sédimentaires fluviatiles, donc à caractériser les milieux sédimentaires des différents lits. Ces paramètres, calculés sur la fraction totale du sédiment, sont :

- le percentile supérieur (C=99%). Il représente la fraction grossière du sédiment (valeur approchée du diamètre maximal) et varie en fonction de la compétence du courant et/ou de la charge fluviale disponible. Il mesure en fait la compétence maximale du courant.
- la médiane (M=50%). C'est la valeur qui partage la distribution en deux sous-ensembles d'égal effectif. Elle représente le mieux les caractères (texture, énergie hydrodynamique) et le milieu de dépôt d'un sédiment. Elle permet de décrire la grossièreté moyenne du dépôt.

Les valeurs de C et M de chaque échantillon sont reportées sur un diagramme logarithmique. L'axe des abscisses correspond aux valeurs de M de chaque échantillon. Les valeurs de C sont reportées en ordonnées. L'ensemble des points compose un « nuage » appelé «image CM» ; ils sont regroupés en segments, qui correspondent à des modes de transport et de dépôt particuliers (Fig. 3.2). L'intérêt majeur de cette méthode est de différencier :

- les dépôts plus ou moins liés au roulement de fond (segments NO, OP et PQ) ;
- les dépôts liés aux courants tractifs influencés par la turbulence du fond ou des berges (suspension graduée, segment QR) ;
- les dépôts liés aux courants tractifs laminaires (suspension uniforme, segment RS) ;
- les dépôts liés à la décantation en eau calme (suspension très fine, partie T).

Bravard et Péiry (1999) et Arnaud-Fassetta (1998, 2003) soulignent que la position du segment RS sur l'image CM dépend de la turbulence du secteur : ce segment peut se situer à des niveaux différents, sur l'axe vertical, en relation avec la variation de la puissance fluviale. Arnaud–Fassetta (1998), qui a étudié les sédiments fluviatiles dans le delta du Rhône, propose une répartition du segment RS en trois niveaux de compétence (RS, R'S' et R"S"), justifiées par la domination des fractions fines dans les milieux deltaïque. De part et d'autre du segment SR, les segments S'R' et S"R" représentent respectivement la suspension uniforme en mode énergique ou calme, représentant les différents niveaux d'énergie du flux.

Cette subdivision a été utilisée dans cette recherche.

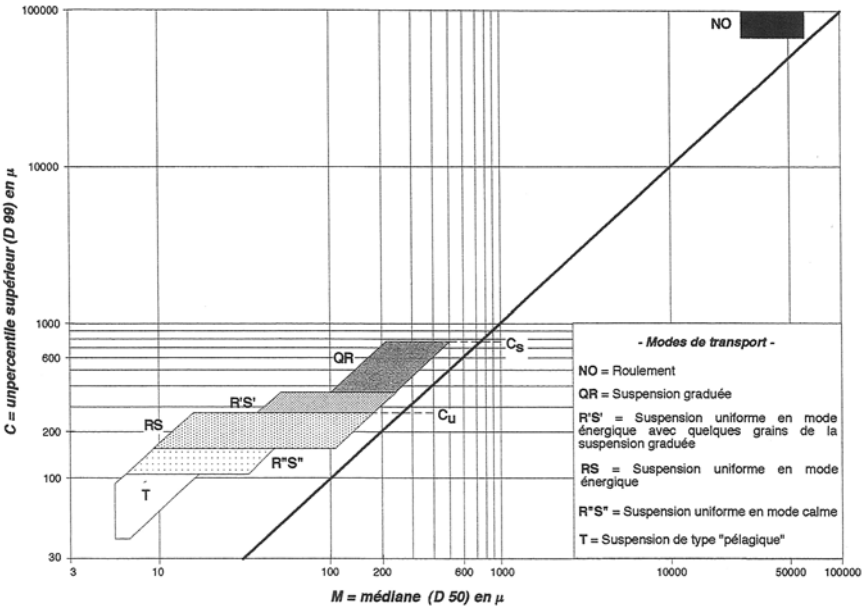


FIG. 3.3 – Le diagramme CM (Passega, 1957, Arnaud-Fassetta, 1998)

A chaque partie du diagramme correspond donc un mécanisme de transport particulier. Les limites entre les divers segments obéissent en principe à des lois physiques relatives au transport des particules et donc généralisables à tous les organismes fluviatiles. En fait, ces limites dépendent de la compétence du cours d'eau et seraient affectées par la concentration en sédiments (taux de matière solide en suspension) (Arnaud-Fassetta, 2003).

L'utilisation des formules empiriques de calcul du transport sédimentaire (Hjulström, 1935 et Schields, 1936) permettra de compléter, d'affiner, et éventuellement de discuter les interprétations élaborées à partir de l'image de Passega.

4. CALCULS DE LA PUISSANCE FLUVIALE, FORMULES EMPIRIQUES DU TRANSPORT SÉDIMENTAIRE

Les capacités de transport sédimentaire correspondent aux valeurs de débit solide maximal transitant dans un tronçon homogène en équilibre dynamique. Elles peuvent être évaluées à partir des formules classiques de transport solide (Ramez, 1995).

Les équations de transport solide sont nombreuses, la première ayant été proposée par du Boys en 1879. Ces formules sont basées sur la relation entre les variables hydrauliques, les paramètres sédimentaires et le volume de charge solide transporté. Schématiquement, leur conception repose sur quatre paramètres prin-

cipaux (Gomez et Church, 1989) : (i) la contrainte de cisaillement (du Boys, 1879), (ii) le débit du cours d'eau (Schoklitsch, 1934), (iii) la fonction stochastique (aléatoire) du mouvement des sédiments (Einstein, 1950), (iv) la puissance hydraulique (Bagnold, 1980 ; Rollet, 2008).

Toutes ces approches intègrent les mêmes variables hydrauliques que sont la vitesse moyenne, la profondeur, la pente d'énergie, le débit et la taille des sédiments. La contrainte de cisaillement peut ainsi être présentée comme le produit de la pente et de la profondeur, la puissance hydraulique comme le produit de la vitesse et de la contrainte. Toutes ces variables sont donc fortement inter-corrélées. Une partie des variables nécessaires pour ces calculs a pu être acquise grâce à la mise en œuvre d'un courantomètre à effet Doppler (aDcp), qui fournit une approche satisfaisante de la forme de la section mouillée et permet une acquisition des champs de vitesse sur la totalité du profil et le calcul précis du débit liquide. Nous avons retenu deux types de vitesses. D'une part la vitesse moyenne par profil (V) a été calculée par intégration des débits pour chaque période selon la formule:

$$V = Q / A$$

où Q est le débit ($m^3.s^{-1}$) et A (m^2) est la superficie de la section.

D'autre part, la vitesse de cisaillement (u*) est calculée selon la formule :

$$u^* = \sqrt{\tau/\rho}$$

où ρ est masse volumique du fluide ($kg.m^{-3}$) et τ est la *force tractrice unitaire*, calculée pour évaluer la capacité d'érosion du flux hydrique (Bravard et Petit, 1997):

$$\tau = \rho g R_h S_e \ \ (N.m^{-2})$$

où *g* est l'accélération de la pesanteur, R_h est le rayon hydraulique (ici, la profondeur maximale du chenal), et S_e est la pente de la ligne d'énergie (ici S = 0.025 $m.km^{-1}$).

Nous avons utilisé dans notre recherche le diagramme de Hjulström, puis les formules de la puissance hydraulique, de la force tractrice et de la contrainte de cisaillement afin d'estimer les conditions hydrodynamiques nécessaires à la mise en mouvement des sédiments et de classer les types de dynamique des sédiments dans le chenal.

F. Hjulström (1935) combine dans un diagramme les vitesses critiques d'érosion et la vitesse de chute des particules, délimitant ainsi les plages d'érosion-entraînement, de transport et de sédimentation des particules (Bravard et Petit, 1997). Ce diagramme permet une première approche des seuils limites de mise en mouvement des particules.

*La formule de Shields (*1936) affine les conditions critiques de mise en mouvement des sédiments du fond du chenal. Elles sont calculées selon:

$$\theta c = \tau c \ [g(\rho s - \rho w)D]^{-1}$$

où θc = est la contrainte critique adimensionnelle, D = le grain médian D50 (mm), et τc = la contrainte critique nécessaire pour le mouvement, qui dépend de la granulométrie des particules ($N.m^{-2}$) selon l'équation :

$$\tau c = 1.66\ D$$

en plus θc a été relié au nombre de Reynolds étoilé (Re*) défini par l'équation:

$$Re^* = (u * D)\ \upsilon^{-1}$$

où υ est la viscosité cinématique ($m^2.s^{-1}$).

L'hydrodynamisme est généralement évalué par la *puissance spécifique du chenal* (ω) qui permet de prédire la capacité de transport des rivières (Bagnold, 1966). Elle est exprimée par la formule (Bagnold 1966) :

$$\omega = \Omega / w \quad (W.m^{-2})$$

où w est la largeur du chenal à débit plein bord et Ω est la puissance fluviale qui s'écrit :

$$\Omega = \rho_w g\ Q\ S \quad (W.m^{-1})$$

où ρ_w est masse volumique du fluide ($kg.m^{-3}$), *g* est l'accélération de la gravité, Q le débit, S la pente de la ligne d'eau (ici S = 0.002 %) et *w* la largeur du chenal.

La puissance spécifique est en fait un indice complexe, formé de variables interdépendantes, en particulier dans les systèmes de méandres, où la pente de l'eau est influencée par la sinuosité et les variations de largeur ou de profondeur du lit (Schmitt *et al.*, 2001).

La force tractrice critique (τ_c) (en $N.\ m^{-2}$) désigne l'énergie nécessaire pour mettre en mouvement les sédiments qui composent le fond du lit.

$$\tau_c = \frac{P_S}{(\rho_s - \rho_w)d}$$

où P est le tirant d'eau, ρ_s la masse volumique des sédiments et *d* le diamètre moyen des sédiments. D'après les abaques de Meyer Peter, la mise en mouvement se produit lorsque τ_c=0.047 (Meyer-Peter et Muller, 1948).

Ces différentes formules seront testées, en particulier dans le cadre des mesures des flux sédimentaires, au flanc des berges immergées et sur la section mouillée du chenal.

5. MESURE DES FLUX LIQUIDES ET SOLIDES. UTILISATION DU COURANTOMÈTRE ACOUSTIQUE À EFFET DOPPLER (ADCP).

L'application du courantomètre à effet Doppler (aDcp) a gagné une popularité considérable, grâce à son efficacité et sa précision (Muste *et al.,* 2004). Depuis quelques années, le développement des aDcp permet une acquisition des champs

de vitesse sur la totalité du profil et le calcul précis du débit liquide. Il a aussi la capacité d'estimer le transport en suspension. Plusieurs études sur de nombreux fleuves, l'Amazone (Fiziola, 2004), le Fleuve Jaune (Chen *et al.*, 2007), le Sacramento (Dinehart et Burau, 2005), le Missouri (Gaeuman et Jacobson, 2005), démontrent l'efficacité de cette méthode, par l'acuité et la complexité de données obtenues.

Les aDcp ont d'abord été utilisés en position fixe pour étudier les courants océaniques et les estuaires (Yorke *et al*., 2002). Vers la fin des années 1980 l'appareil a commencé à être utilisé aussi pour mesurer les vitesses à partir d'une embarcation mobile (Chen *et al*., 2007; Dinehart, 2003; Yorke *et al.,* 2002). Depuis une vingtaine d'années, ces appareils sont mis en œuvre comme outil de jaugeage par les gestionnaires de réseau hydrométrique dans le monde (USGS aux Etats Unis ; DIREN, Agence de l'eau, EDF, CNR, CNRS, en France ; National Institute for Environmental Studies au Japon, GEOECOMAR en Roumanie).

Nous avons appliqué cette technique à la mesure des débits liquides et solides dans le Delta du Danube lors de la crue d'Avril 2006, par la mise en œuvre d'un aDcp immergé au flanc d'une embarcation auto-motrice (Photo 3.5). L'appareil a été mis à disposition par l'UMR 6635 CEREGE et la campagne financée par le projet bilatéral Brancusi entre GEOECOMAR et le CEREGE. Nous remercions ici le CEREGE qui a autorisé le prêt de l'aDcp et un personnel responsable de l'acquisition des données.

PHOTO 3.5 – Mesures aDcp sur le bras de St. George (cliché réalisé pr F. Provansal)

Le courantomètre acoustique (aDcp) permet de mesurer par effet Doppler la vitesse de l'eau sur un profil vertical (RDInstrument, 2003). Pour mesurer le champ de vitesse, les profileurs Doppler émettent des séquences d'ondes ultrasonores qui sont renvoyées par les matières en suspension dans l'écoulement (Fig. 3.4). L'effet Doppler permet de calculer la vitesse de l'écoulement à partir de la différence entre la fréquence émise et la fréquence rétrodiffusée par l'aDcp.

Les données de vitesse (la moyenne des quatre émetteurs) et de débits acquises sont traitées à l'aide du logiciel WinRiver (RDInstruments) version 1.06 qui permet d'acquérir les caractéristiques du champ de vitesse sur le profil instrumenté et d'en calculer le débit (Fig. 3.5). Le débit mesuré par l'aDcp est considéré comme équivalent du débit à plein bord (Qbf), sur la base des observations de terrain (le sommet de la berge est toujours atteint par l'eau lors de la campagne de mesures).

L'aDcp utilisé lors de notre campagne de mesure (RDInstruments, 600 kHz WorkHorse Sentinel) est équipé de 4 émetteurs-récepteurs inclinés d'un angle de 20° par rapport à la verticale. L'instrument est fixé sur un bateau et relié à un ordinateur portable.

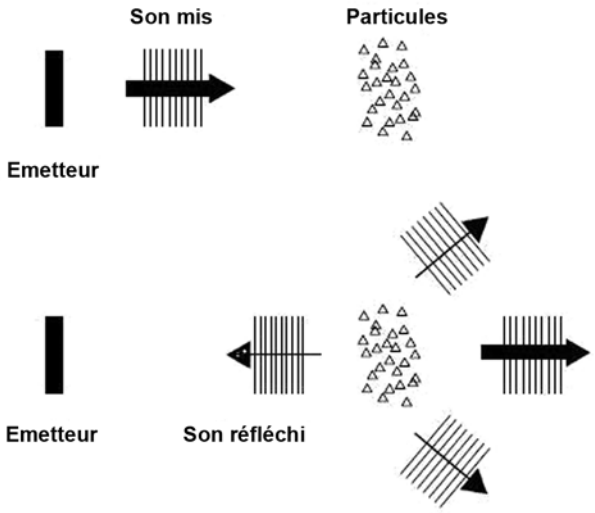


FIG. 3.4 – Principe de l'effet Doppler (d'après RDI, 2003)

Quatre principales contraintes limitent les capacités d'acquisition du profil de vitesse sur une section :

- La zone « blanche » en surface. L'aDcp ne peut pas mesurer de vitesses à proximité de la surface de l'écoulement sur une hauteur correspondant à la profondeur d'immersion des émetteurs (80 cm dans notre cas).

- La zone de proximité des berges. En fonction du montage de l'aDcp, le tirant d'eau est parfois insuffisant pour réaliser une acquisition au plus près de la berge.
- Les réflexions du fond. L'écho est perturbé par les réflexions parasites du fond. La hauteur perdue sur le fond est généralement estimée à 6% du tirant d'eau (Gordon, 1989).

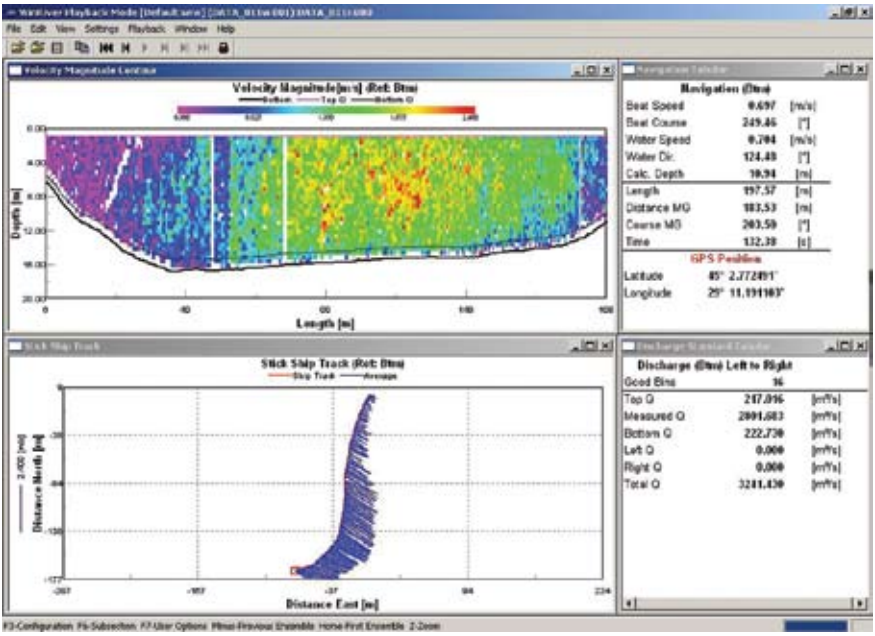


FIG. 3.5 – Données graphiques fournies par le logiciel WinRiver 1.06

La figure 3.6 résume les mesures physiques réelles effectuées par l'aDcp et les zones d'extrapolation du débit déterminées par WinRiver. L'aDcp pouvant fournir un relevé topographique de plus en plus fiable (Chen *et al.,* 2007), les limites de la surface où le débit est à extrapoler sont faibles. En intégrant ces extrapolations, l'erreur de la mesure aDcp atteint au maximum 7% du débit (Gordon, 1989; Muste *et al.,* 2004). L'intégration du champ de vitesse donne le débit sur le profil exploré.

L'intensité de l'écho rétro-diffusé par les particules est aussi enregistrée par l'appareil (en dB) comme indicateur de la charge sédimentaire en suspension (Thorne et Hanes, 2002; Gartner, 2004, Dinehart, 2003). Elle est fonction des propriétés de l'eau (température, coefficient d'absorption), du profileur lui-même (fréquence, mode de mesure, appareil) et des matières en suspension (granulométrie, concentration, propriétés acoustiques). La calibration pour la concentration des sédiments en suspension demande des prélèvements d'eau (Land et Jones, 2001; Gartner et Cheng, 2001 ; Kostaschuk, 2005 ; Adler et Nicodemus, 2001 ; Muste, 2004).

FIG. 3.6 – Mise en évidence des zones d'extrapolation de la mesure et des limites de l'aDcp en bleu foncé, en bleu clair la zone explorée physiquement par l'aDcp (RD Instrument, 2003)

La période d'acquisition des données sur le bras de St. George (28 – 30 avril 2006) correspond à une crue centennale qui a commencée au début du mois d'Avril 2006, avec les eaux de printemps. Pendant les mesures, le débit liquide du Danube à l'entrée dans son delta a été de 16500 $m^3.s^{-1}$ à Ceatal Izmail et de 4600 $m^3.s^{-1}$ à la bifurcation du bras de St. George à Ceatal St. George. Pendant les trois jours de mesures, le débit liquide se maintient relativement constant (Fig. 3.7).

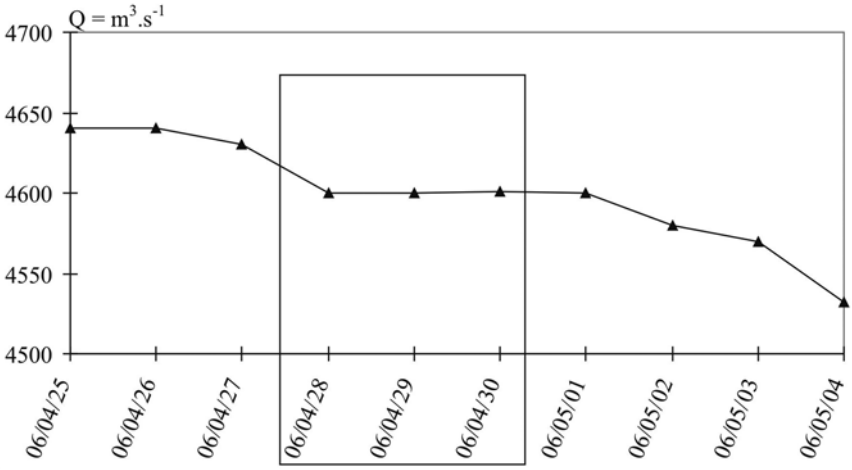


FIG. 3.7 – Evolution des débits du bras de St. George à Ceatal St. George lors de la campagne de mesures aDcp en avril 2006

Durant la campagne de mesures dans le delta du Danube, des profils aDcp transversaux ont été réalisés systématiquement dans le méandre de Mahmudia (1) (Fig. 3.8A) sur la « diffluence » amont (A1, A2 et A3), la « confluence » aval (E1, E2 et E3), sur les apex du méandre (B, C1 et C2), sur les segments rectilignes avant et après la confluence (D, F1 et F2) et dans les méandres de Dunavat de Sus (2) et Dunavat de Jos (3) (Fig. 3.8B). Le même protocole a été observé sur la « diffluence » amont (A1, A2 et A3), la « confluence » aval (F1, F2 et F3) et sur les apex des méandres (B, D et E).

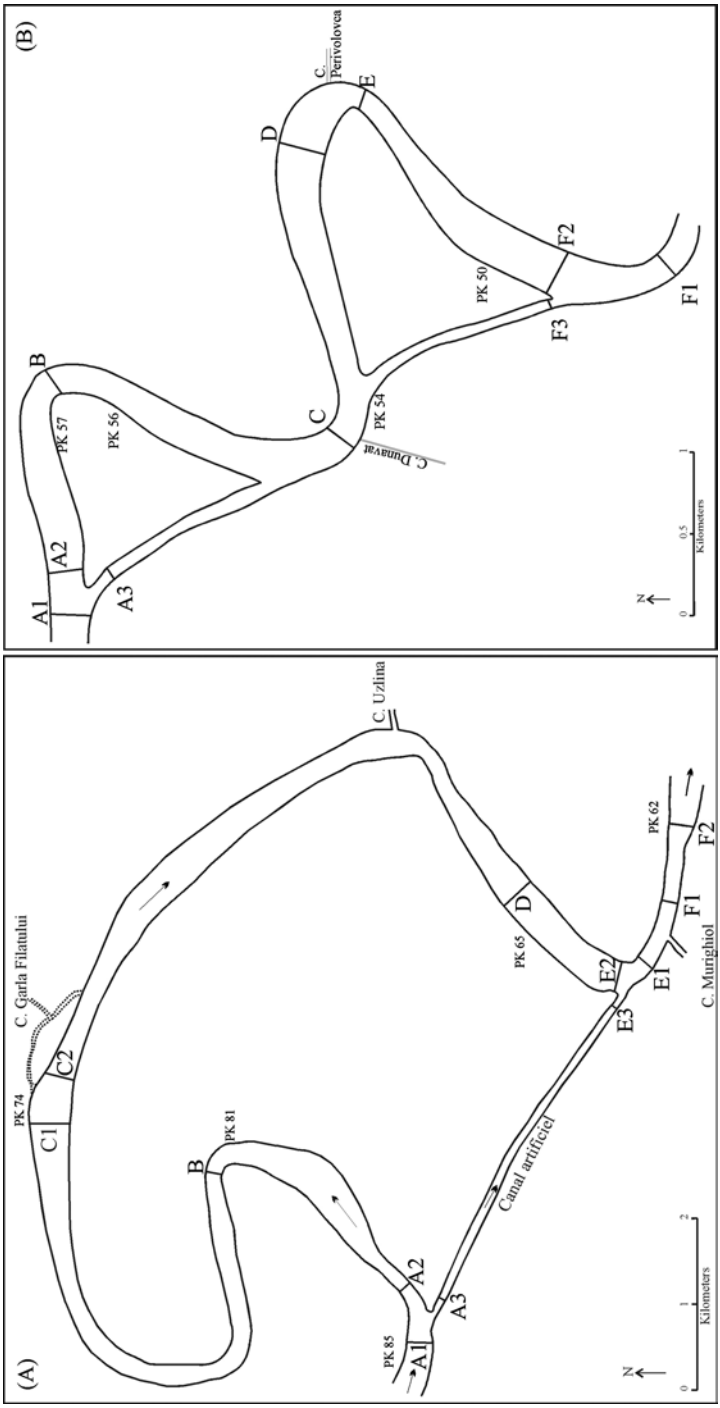


FIG. 3.8 – Les méandres Mahmudia (A) et Dunavăț de Sus et Dunavăț de Jos (B) – localisation des profils aDcp

Le positionnement relatif de l'appareil par suivi acoustique du fond a été doublé par un DGPS (TRIMBLE monofréquence ProXR) embarqué qui a permis l'enregistrement continu de la position de l'appareil. La dimension de la cellule verticale utilisée est de 50 cm et la zone de « blanc » supérieure est de 80 cm.

Des profils aDcp stationnaires ont été aussi réalisés pour faire des prélèvements d'eau (à la bouteille Niskin, Photo 3.6) sur trois sections du chenal, aux profondeurs de 3, 6, 9 et 12 mètres. La concentration en MES (exprimées en mg /l) est mesurée en laboratoire à l'aide du spectrophotomètre digital HACH DR/2000 (avec la méthode 630) (Photo 3.7).

Ces treize prélèvements ont été utilisés pour la calibration des paramètres hydroacoustiques et la conversion des profils backscatter en profils de concentration du flux solide. La société DRL, Royaume Uni, spécialiste du dragage a, en effet, mis au point le logiciel *Sediview* destiné à interpréter les données de rétrodiffusion des aDcp de marque RDI (Land et Jones, 2001). Le logiciel se base sur la corrélation entre les données de rétrodiffusion et des données de concentration en MES prélevées sur la section, pour obtenir une image du transport solide et, par intégration, le débit total de MES sur la section.

Par ajustement itératif des paramètres hydroacoustiques, Sediview permet d'affiner la corrélation entre ces concentrations et les données rétrodiffusées. Cette courbe de calage est ensuite appliquée aux différents profils aDcp pour décrire et quantifier la distribution des concentrations dans la section mouillée et estimer le flux de MES total.

Les résultats de la calibration sont montrés dans la figure 3.9 ; le nuage des points montre une bonne corrélation, issue du traitement sous Sediview, entre le backscatter et les données de MES, même si il y a deux déviations de plus de 30% pour deux échantillons. Nous considérons donc que le calibrage est acceptable pour l'estimation des flux MES.

Les données acquises ainsi pendant la campagne de terrain d'Avril 2006 ont permis de mesurer et analyser la dynamique des flux liquides dans le chenal (variations de débit, de vitesse, stratifications dans la colonne d'eau) et des transports solides en suspension (MES.). Ces résultats permettent de valider les équations empiriques de transport dans des sections du delta et de proposer une interprétation de la mobilité géomorphologique de quelques secteurs.

PHOTO 3.6 – Prélèvement d'eau à la bouteille Niskin en Avril 2006

PHOTO 3.7 – Mesures de MES à l'aide du spectrophotomètre digital HACH

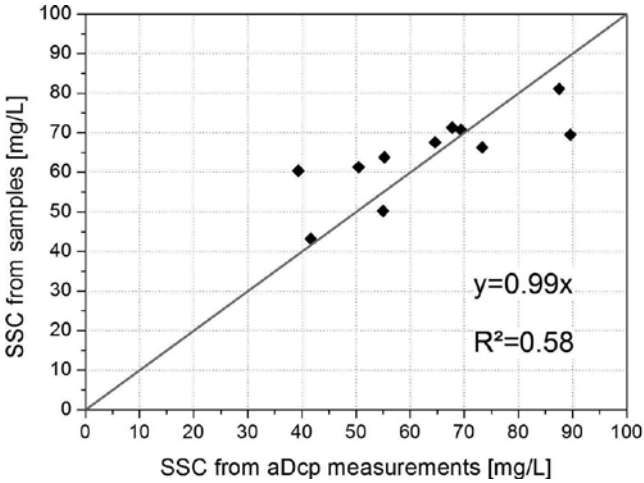


FIG. 3.9 – Résultats de la calibration hydroacoustique du backscatter de l'aDcp avec les valeurs de MES des prélèvements d'eau

Les résultats de l'étude hydro-sédimentaire du bras de St. George sera présentée en trois chapitres:

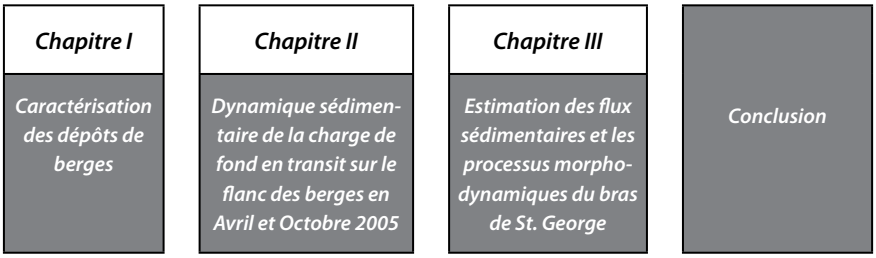


FIG. 3.10 – Organisation générale de la Partie III

Chapitre 1

CARACTÉRISATION SÉDIMENTOLOGIQUE DES BERGES DU BRAS DE ST. GEORGE

INTRODUCTION

Ce chapitre présente l'étude des sédiments déposés au sommet des berges. Ils ont été prélevés par carottages sur des sites significatifs en Avril 2005, dans le but de caractériser la granulométrie des berges, pour comprendre leur comportement morphologique, et, pour mettre éventuellement en évidence les effets sédimentologiques des aménagements récents.

La partie II de cette étude a montré la stabilisation progressive du système fluvial au cours de la seconde partie du XXème siècle et la persistance de comportements différents entre les différents sites. Ce fonctionnement peut s'expliquer par l'hydrodynamique sédimentaire (cf. ci-dessous chapitres 2 et 3). Mais il est possible que la sédimentologie des berges favorise la mobilité géomorphologique. Ce chapitre analyse donc les sédiments prélevés par carottages sur les berges en Avril 2005.

Ce chapitre a plusieurs objectifs : (1) caractériser la « signature » sédimentaire des crues < Qbf dans les dépôts des berges , (2) étudier l'évolution chronologique des dépôts, pour tenter de mettre en évidence les éventuels effets des aménagements récents, (3) chercher s'il existe une relation entre la (faible) mobilité récente des berges et la distribution spatiale de leur granulométrie, (4) analyser leurs potentialités d'alimenter le flux solide.

Nous avons décrit en introduction les choix de localisation et les méthodes des carottages. La figure 3.11 rappelle le positionnement des 21 carottes prélevées. Elles se situent dans quatre situations-types, qui définissent notre typologie (T) :

- 7 carottes sur les berges rectilignes, en amont du secteur des méandres et entre les méandres (T1 : carottes 1, 2, 3, 4 et 12) ; parmi elles, deux sont situées au-delà de la berge active, à quelques dizaines de mètres du chenal (carottes 5 et 21).
- 5 carottes sur les berges situés dans des zones actives: confluences et diffluences (T2 : carottes 6, 7, 15, 16 et 20)) ;

- 4 carottes sur les berges situées dans des zones à faible énergie : méandres recoupés, zones du chenal principal protégées par les îles intérieures (T3 : carottes 10, 11, 14 et 19) ;
- 5 carottes sur les berges situées dans des méandres recoupés dans des zones à forte énergie des apex de méandres (T4 : carottes 8, 9, 13, 17 et 18). Les conditions de crue n'on pas permis un prélèvement homogène de tous les méandres, seuls les méandres 1 et 5 seront analysés, ainsi que l'apex du méandre 3.

Cette typologie va nous aider à comprendre le fonctionnement des systèmes « entrée méandre recoupé – méandre recoupé – sortie méandre recoupé ».

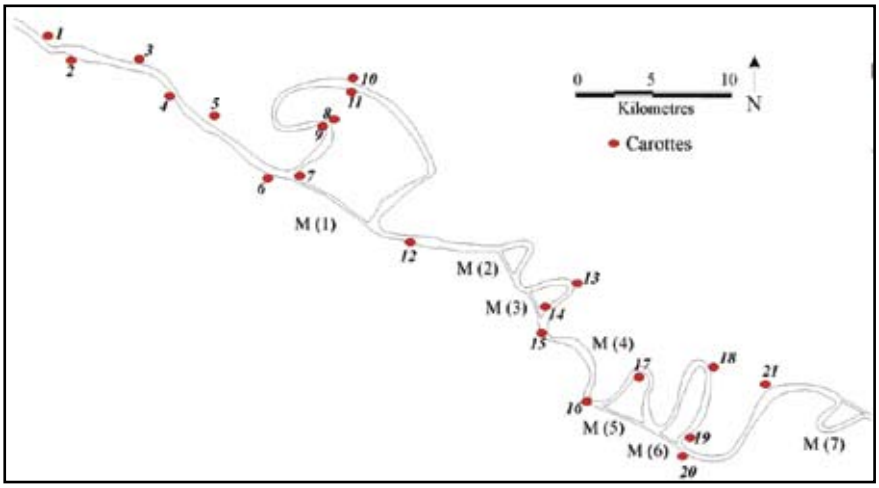


FIG. 3.11 – Localisation des carottes

Le tableau 3.1 recense les dimensions des carottes et l'échantillonnage. Les carottes sont de dimensions réduites (maximum 63 cm de profondeur, plus généralement entre 20 et 40 cm), en raison de l'outillage utilisé et de la hauteur de la nappe d'eau, qui a empêché de descendre les tubes profondément. Elles correspondent donc aux apports récents, déposés lors des dernières années, voire depuis une décennie.

TABLE 3.1 – Localisation et caractéristiques des carottages et de l'échantillonnage

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
PK	98	96	93.5	91.5	88	85	84	81	80	76	76	61	52	50	49.5	44	41	33	30	27	23
Rive G/D	G	D	G	D	G	D	D	D	G	D	G	D	G	D	D	D	D	G	G	D	D
Longueur (cm)	30	19	35	24	20	19	21	26	25	22	24	35	63	52	30	22	28	20	18	27	20
Nombre d'échant./ carotte	4	3	5	3	4	4	4	5	6	4	3	5	9	6	6	5	3	4	3	3	3

Les prélèvements ont été effectués lors de la crue d'Avril 2005, proche du débit de débordement (Qbf). Au sommet des carottes, selon la hauteur et la forme des berges, on trouve soit des sédiments bioturbés, portant une végétation généralement herbacée, donc déposés avant la crue d'Avril 2005, soit des sédiments « frais » non végétalisés, déposés en Avril 2005. L'échantillonnage a été réalisé en laboratoire, après relevé stratigraphique et identification des faciès, sur le principe d'un échantillon par faciès ou lit (détails sur la méthodologie de prélèvement et de traitement granulométrique dans l'introduction).

1.1. STRATIGRAPHIE ET GRANULOMÉTRIE DES CAROTTES

Chaque épisode de crue correspond en principe à une « séquence élémentaire », caractérisée par un grano-classement (succession d'un dépôt grossier correspondant au « pic » d'énergie et d'un dépôt plus fin lors de la décrue). Cette distribution n'est cependant pas systématique. Nous avons aussi utilisé les contacts érosifs ou la présence de débris végétaux en lits pour séparer les séquences. La variation de l'épaisseur et de la granulométrie des dépôts dépend de la magnitude et de l'origine des crues ; l'enregistrement sédimentaire est également modifié par les facteurs locaux : hauteur et forme de la berge, position dans le système des méandres.

Les figures 3.12 à 3.19 décrivent la stratigraphie des carottes, sur la base des faciès observés et la position des échantillons prélevés. Les séquences identifiées sont désignées (souvent de façon hypothétique) par un chiffre 1, 2. Les valeurs de l'indice granulométrique GM sont indiquées pour chaque échantillon.

Les disparités importantes entre les carottes sont souvent liées à leur position (à l'intérieur des méandres, aux jonctions avec les canaux artificiels), mais aussi à la hauteur de la berge (qui permet ou pas le dépôt des particules lors des crues). Localement, dans le méandre de Mahmudia, les mesures aDcp d'avril 2006 nous ont permis de mesurer le profil transversal du chenal, un schéma topographique est donc associé à la représentation des carottes.

(1) Secteur 1, amont du méandre de Mahmudia (type T1), (Fig. 3.12)

Presque rectiligne, sans pertes de compétence du flux, ce secteur est caractérisé depuis 1970 (Fig. 2.27 et 2.32) par une tendance à l'érosion des berges en amont (carottes 1, 2 et 3), la stabilité ou une faible accrétion latérale (carottes 4 et 5). Cinq carottes ont été prélevées, de 19 à 31 cm de haut, alternativement sur les berges des deux rives. La carotte 5 a été prélevée dans la dépression externe de la berge, à la limite du lit d'inondation.

Les trois premières carottes comportent l'enregistrement d'un à deux épisodes de crue (séquences 1 et 2). Ces séquences sont révélées par l'érosion actuelle de la berge, mais il est impossible de les dater. Les lits les plus grossiers sont formés

de sables fins ou de limons grossiers (61 < GM < 75 µm) érodables ; les lits fins correspondent à des limons moyens à grossiers (40 < GM < 57 µm). Les carottes 4 et 5, sur des berges stables ou en arrière de la berge, présentent des sédiments plus fins, limoneux (33 < GM < 48 µm), à comportement cohésif. En première analyse, il semble donc que les sédiments récents des zones en accrétion soient plus fins que les sédiments plus anciens, dégagés sur les berges en érosion.

Au sommet des carottes, les sédiments bioturbés, mélangés à la matière organique, sont sableux fins (carottes 1 et 4) à limoneux (carottes 2, 3 et 5). Seule la carotte 4 enregistre un apport de la crue d'Avril 2005 (sables très fins).

Les carottages ont été réalisés sur 3 points significatifs, en couple sur les berges opposées : à l'entrée du système, diffluence avec le canal de recoupement, type T2 (carottes 6 et 7) ; dans le premier apex, type T4 (carottes 8 et 9) ; dans le secteur en voie de colmatage, type T3 (carottes 10 et 11). Ces couples sont analysés séparément.

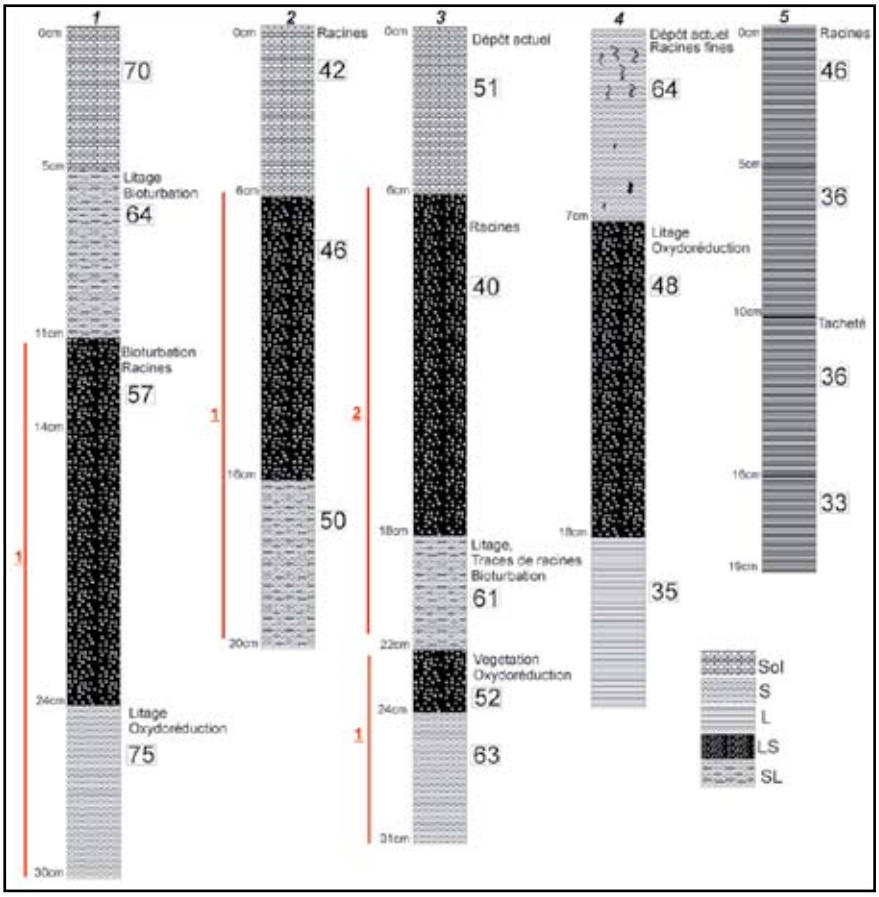


FIG. 3.12 – Les carottes du secteur rectiligne entre les PK 98 et 88

(2) Secteur du méandre de Mahmudia (Fig. 3.12, 3.14, 3.15).

A l'entrée dans le méandre – diffluence (Fig. 3.13), les carottes 6 et 7 (PK 85-84) sont situées sur des berges en voie de colmatage depuis 1970 (Fig. 2.28 et 2.33). Elles sont caractérisées par des dépôts de limons grossiers à sables fins (58 < GM < 61µm), à la limite d'un comportement cohésif.

Carotte 6. Située à 500 m en amont de la diffluence, elle est longue de 20 cm et comporte 4 lits différents, correspondant sans doute à 4 épisodes distincts. De bas en haut : des limons grossiers lités (GM 50 µm), des sables limoneux lités bioturbés et érodés en surface (GM 61 µm), des limons grossiers lités bioturbés (GM 50 µm), des sables fins (GM 82 µm). Il est possible que ces derniers aient été déposés par la crue d'Avril 2005 car ils ne portent aucune végétation.

La granularité relativement grossière de ces sédiments pourrait être liée à la présence du canal artificiel à l'aval, qui génère un appel d'eau, donc une dynamique plus forte et ne permet pas le dépôt des sédiments très fins.

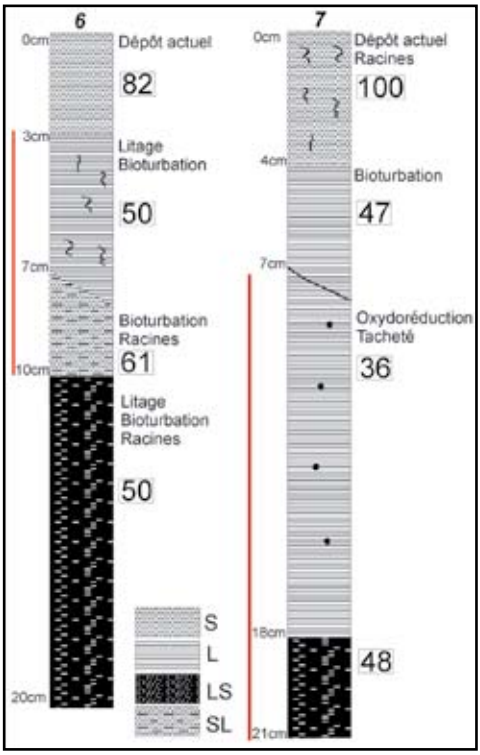


FIG. 3.13 – Méandre (1), PK 85 et 84 – carottes de types T2

Carotte 7. Située à l'entrée du méandre recoupé de Mahmudia, au-delà du point de diffluence, elle est longue de 21 cm et présente une organisation similaire à celle de la carotte 6, avec 4 épisodes distincts, de bas en haut : des limons grossiers (GM 48 µm), des limons lités, érodés à leur sommet (GM 36 µm), des limons grossiers (GM 47 µm), des sables fins (GM 100 µm) qui recouvrent la végétation herbacée et sont interprétés comme le dépôt de la crue en cours.

Globalement, l'affinement du GM par rapport à la carotte 6 traduit la chute de compétence du fleuve à l'entrée dans le méandre recoupé

Les séquences de ces deux carottes sont peu épaisses et présentent une trace claire de reprise d'érosion : on peut y voir l'expression des dynamiques élevées du secteur de la diffluence. Vers l'aval, dans le premier apex (Fig 3.13), le couple de deux carottes 8 et 9 (PK 81 et 80) est situé sur des berges en accrétion récente (Fig. 2.28 et 2.33). Elles sont constituées pour l'essentiel de sables fins (61 µm < GM < 66 µm) avec des valeurs comparables sur les deux sites.

Carotte 8. Située sur la rive concave en rive droite, elle est longue de 26 cm et comporte 5 lits, organisés en 2/3 séquences : de bas en haut, la séquence 1 formée de limons sableux (GM 54 µm) surmontés par des limons grossiers (GM 45 µm), puis la séquence 2, formée de sables fins (GM 80 µm) surmontés par des sables limoneux (GM 60 µm). Au sommet, 8 à 10 cm de sables fins (GM 68 µm), sans traces de racines ou bioturbation ont été déposés vraisemblablement par la crue en cours (Fig. 3.14).

Carotte 9. Située sur la berge opposée, convexe, elle est longue de 25 cm et comporte également deux séquences bien stratifiées. Elles reposent à la base sur un niveau de limons grossiers (GM 55 µm). La séquence 1 est constituée de sables fins (65 µm) surmontés par des limons tachetés (GM 52 µm) ; la séquence 2 de sables fins lités (GM 72 µm) surmontés de sables très fins (GM 60 µm), enrobant des débris ligneux. Au sommet, des sables plus grossiers (94 µm) peuvent correspondre aux sédiments de la crue en cours.

Ces deux carottes ont été prélevées sur des berges en accrétion sédimentaire depuis 1970. Leur homogénéité granulométrique, malgré leur opposition (rives convexe/concave) souligne bien la prédominance de la sédimentation dans ce secteur. Mais la forte proportion de sables fins montre que la dynamique reste importante et que ces berges sont éventuellement encore mobilisables.

Au PK 76 (Fig. 3.15), dans la zone de forte diminution de l'énergie et de sédimentation du méandre recoupé, le couple des deux carottes 10 et 11 est situé sur les deux rives du chenal (Fig. 3.14). Leur granulométrie plus fine (37 < GM < 49 µm) traduit la diminution de l'énergie qui a favorisé le fort colmatage dans les derniers 30 ans et l'apparition d'une île en rive gauche avant 1970.

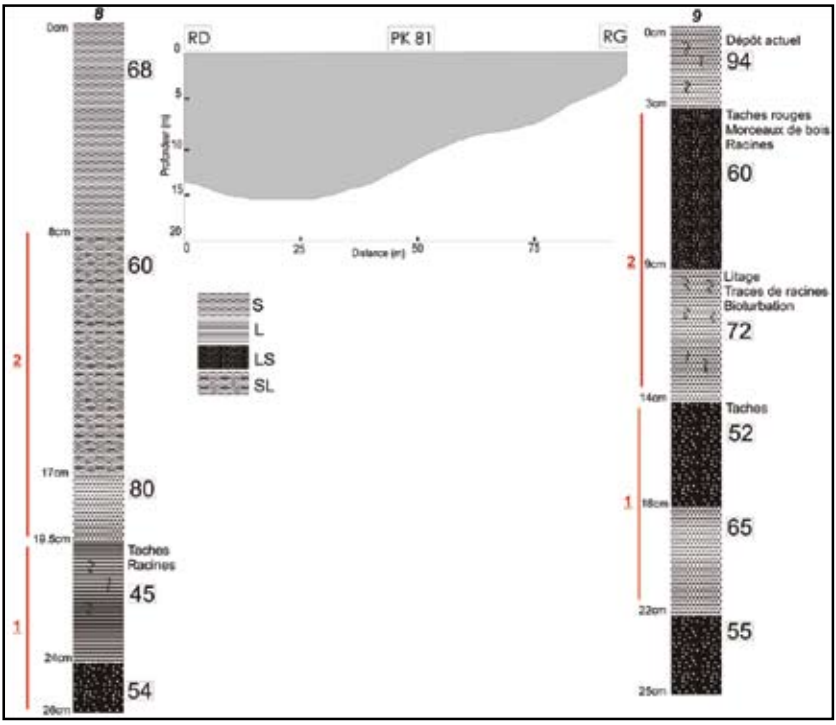


FIG. 3.14 – Méandre (1), PK 81- carottes de type T4

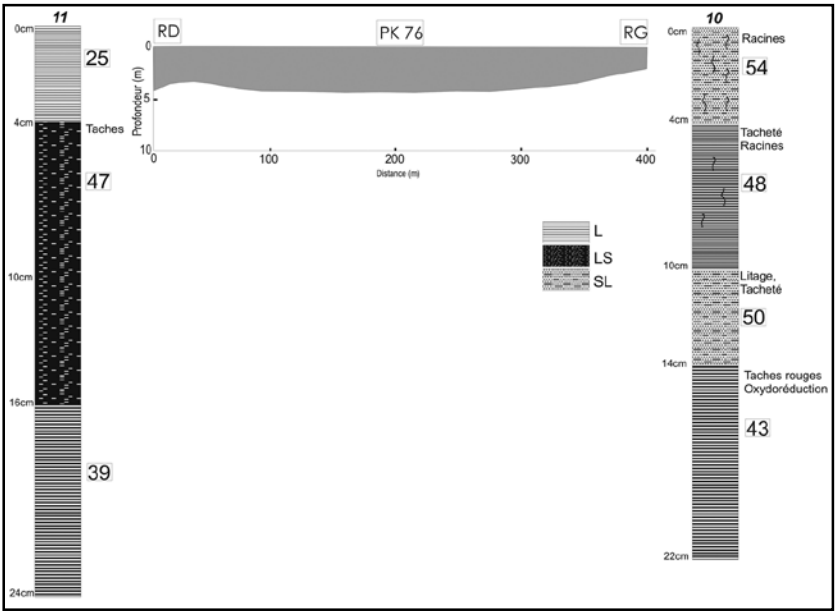


FIG. 3.15 – Méandre (1), PK 76 – carottes de type T3

Carotte 10. Située en rive gauche (rive concave, d'où part le canal artificiel de Gârla Filatului et où se développe une île boisée), elle est longue de 22 cm et constituée de 4 lits limoneux grossiers (43 < GM < 54 µm) fossilisant des systèmes racinaires.

Carotte 11. Prélevée sur la rive opposée, elle est formée de 3 lits limoneux fins à grossiers (25 < GM < 47 µm).

Globalement dans le méandre de Mahmudia, on observe un contraste net entre les sites d'amont, de type T2 et T4 et le site situé au centre du méandre, de type T3.

Les deux premiers disposent encore d'une certaine énergie, malgré la tendance à l'accumulation de leurs berges. Le secteur de la diffluence reflète paradoxalement une compétence moindre (dépôts de limons moyens à grossiers) que celui de l'apex (dépôts plus grossiers, à prédominance de sables fins). La division du flux liquide joue probablement un rôle atténuateur au niveau des PK 85-84, alors que les mouvements turbulents maintiennent une activité de mise en suspension et de transport sédimentaire dans l'axe du méandre. Les images obtenues par aDcp confirmeront ce diagnostic. Les sédiments non-cohésifs de l'apex sont donc remobilisables. Dans le secteur aval, la diminution d'énergie est bien enregistrée par l'affinement des dépôts, dont la remobilisation est difficile.

(3) Deux couples de méandres recoupés

Situés plus en aval ont fait l'objet de 8 carottages : 3 carottes dans le méandre (3) (Dunavăţ de Jos) et 5 dans les méandres 5 et 6 (Dranov de Sus et Dranov de Jos). Ces carottes décrivent les sédiments des apex (type T4, carottes 13, 17, 18), des secteurs aval de faible énergie (type T3, carottes 14 et 19) et des secteurs de confluence/diffluence (type T2, carottes 15, 16 et 20).

Dans le méandre 3 (Fig. 3.16), les carottes correspondent à des berges en accrétion modeste (carotte 13) ou en érosion (carottes 14 et 15) (Fig. 2.29 et 2.34).

Carotte 13. Elle est située sur la berge concave de l'apex du méandre (secteur de type T3), en accrétion modeste dans les derniers 6 ans, après plusieurs décennies de stabilité. Longue de 63 cm, elle enregistre vraisemblablement les apports des dernières crues à son sommet, des évènements plus anciens dans sa partie inférieure.

Elle est caractérisée par une granularité moyenne élevée (49 < GM < 120 µm), en raison de lits sableux épais. Elle comprend au moins 2 à 3 séquences de crues : à sa base des limons grossiers lités (GM 49 µm) sont surmontés par une première séquence (sables lités GM 77 µm, puis limons grossiers GM 54 µm), dont le sommet est bioturbé ; au-dessus, un épais dépôt sableux lité, de granulométrie variable (GM 65 à 110 µm), chargé à son sommet de débris ligneux, correspondant peut-être à plusieurs épisodes de crues, est couronné par des limons pédogénisés ; il est séparé

des derniers dépôts par une discordance d'érosion. Ceux-ci, correspondant peut-être au démarrage récent de la progradation, sont formés de sables fins (62 < GM < 120 µm) déposés avant Avril 2005 (abondante matière organique au sommet).

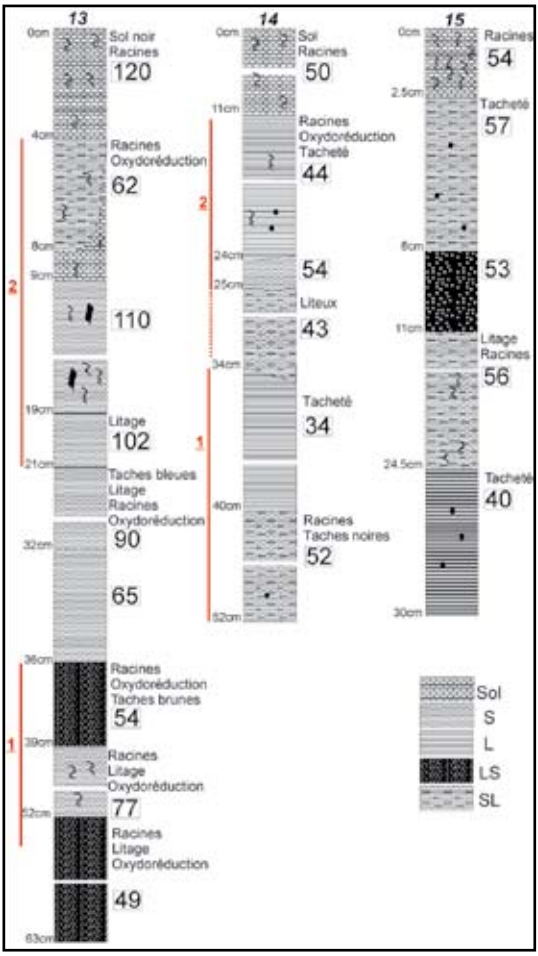


FIG. 3.16 – Carottes 13, 14 et 15 (méandre 3, représentant des berges de types T4, T3 et T2)

Carotte 14. La granularité fine de cette carotte (34 < GM < 54 µm) ainsi que le dépôt riche en matière organique du sommet, caractérisent bien sa position dans une zone de faible énergie (de type T3).Deux séquences sont visibles : la séquence inférieure a à sa base des limons grossiers (GM 52 µm) qui sont surmontés par des limons plus fins (GM 34 µm) ; au-dessus, un horizon limoneux assez grossier (GM 43 µm) épais de 9 cm pourrait appartenir à la base de la séquence 2 (GM 54 µm) ; au-dessus, l'épaisseur assez importante du dépôt limoneux (13 cm, GM 44 µm) indique une longue période calme après le passage de la crue.

Carotte 15. Longue de 30 cm, cette carotte se caractérise par une granularité moyenne élevée (40 <GM <57 µm). Cette homogénéité granulométrique ne permet pas de séparer des épisodes de crues. L'absence des sédiments fins est expliquée par sa position dans une zone de type T2, de forte énergie.

La succession de ces trois carottes permettent d'identifier la logique interne de la dynamique dans la moitié aval du méandre (3), caractérisant trois types géomorphologiques (de l'amont vers aval, T4, T3, T2) : forte énergie pendant les crues au niveau de l'apex, diminution de l'énergie vers aval, favorable à la sédimentation, (observée dans l'affinement des dépôts) et renforcement de la granularité au niveau de la confluence lié aux fortes dynamiques spécifiques à cette typologie.

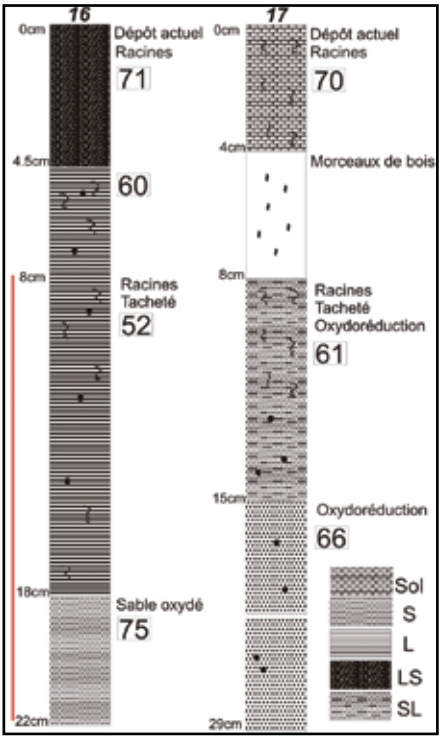


FIG. 3.17 – Carottes 16 et 17 (méandre 5, carottes de types T2 et T4)

Dans les méandres 5 et 6 (Fig. 3.17) les carottes correspondent à des berges généralement en accrétion depuis 1990, à l'exception de la carotte 18 (Fig. 2.29 et 2.35).

Carotte 16. Située sur la rive droite en amont immédiat de la diffluence (secteur de type T2), sur une berge stable la carotte 16 a une granularité moyenne élevée (52 < GM < 75 µm). Sur une longueur de 22 cm, elle comprend une seule séquence de crue : à sa base des sables fins oxydés (GM 75 µm) sont surmontés par un épais

dépôt plus fin (GM 52 µm), couvert au sommet par un dépôt sableux (GM 71 µm), riche en matière organique, déposé probablement pendant la dernière crue.

Carotte 17. Elle est située en rive droite, dans la convexité de l'apex du méandre (5) (secteur de type T4), zone en accrétion depuis plusieurs décennies (Fig. 2.21, 2.29 et 2.35). Sa granularité assez élevée (61 < GM < 70 µm) et la richesse en matière organique traduit pourtant la forte énergie localisée dans la zone d'apex.

Carotte 18. Elle a été prélevée sur la berge concave de l'apex du méandre 5, dans un secteur de type T4. Longue de 20 cm, elle est constituée de limons grossiers (41 < GM < 48 µm), organisés probablement en deux séquences de crues. Ils correspondent à des dépôts accumulés entre 1880 et 1990, révélés par le recul de la berge depuis 1990.

Carotte 19. Elle a été prélevée en sortie du méandre 5 dans une zone en accrétion (secteur de type 3). Longue de 18 cm, elle est formée de limons fins cohésifs (29 < GM < 32 µm), comprenant de nombreux débris ligneux. Ces faciès témoignent de la forte réduction d'énergie dans la partie la plus aval du méandre recoupé. A son sommet, la crue d'avril 2005 a déposé une fine couche de limons fins.

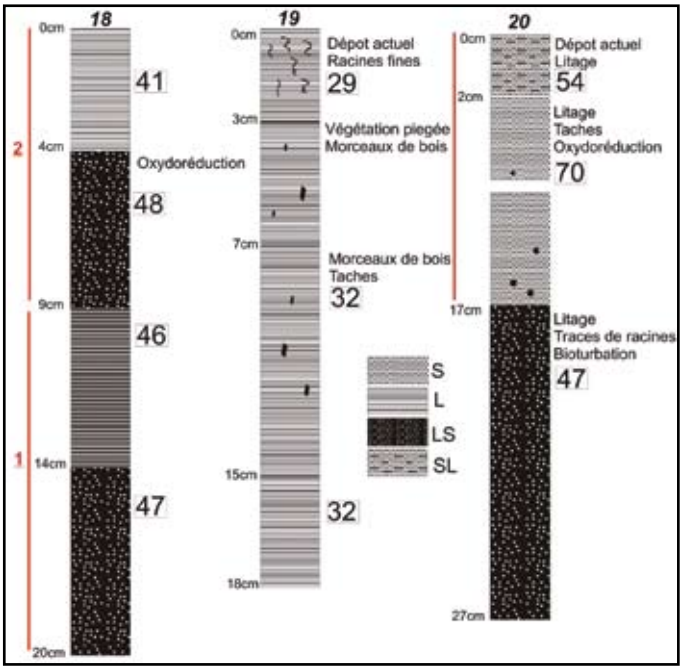


FIG. 3.18 – Méandre (6)- carottes de types T4, T3 et T2 (de l'amont vers aval)

Carotte 20. Longue de 27 cm, elle est située en rive droite, immédiatement en aval de la confluence (type T2), dans une zone en accrétion faible à stable. Les limons grossiers à sa base (GM 47 µm) sont surmontés par 15 cm de sables fins (GM

70 µm), puis des limons grossiers lités (GM 54 µm) qui relèvent vraisemblablement de la crue d'Avril 2005. Cette carotte montre bien l'augmentation de l'énergie au débouché du canal de recoupement.

Les carottes prélevées dans les méandres (5) et (6) illustrent bien la répartition des dynamiques hydro-sédimentaires dans un système méandre recoupé-canal de recoupement : on constate qu'à la diffluence amont les dépôts grossiers traduisent les fortes dynamiques qui ne permettent pas le dépôt de la charge fine en transit. Le comportement des rives convexes et concaves des apex stables ou en accrétion récente est illustré par les dépôts à granularité moyenne vers fine, mélangés avec des débris végétaux. La perte d'énergie affine encore les dépôts de berge vers l'aval, puis la confluence fournit de nouveau l'énergie nécessaire à la mobilité des sables.

Les effets de site, ici un sous-système de méandre recoupé, sont donc déterminants dans la répartition spatiale des dynamiques hydro-sédimentaires et dans la granulométrie des berges. Cette dernière conditionne, à son tour, les possibilités de remise en suspension, donc l'érodabilité de chaque site.

(4) Deux carottes situées entre les méandres (carottes 12 et 21).

La carotte 12, située entre les méandres 1 et 2, derrière un ilot intérieur montre la faible dynamique spécifique à ce type de berge située à l'abri et favorisant la déposition des sédiments fins (47 < GM < 51 µm).

La carotte 21 située à l'entrée du canal de liaison entre le bras vif et le méandre fossile d'Erenciuc se distingue par les sédiments très fins massifs (24 < GM < 46 µm), où il est impossible de distinguer une organisation en séquences. Cette granularité est influencée par l'éloignement du chenal, dans des zones favorables au dépôt des particules les plus fines de la matière en suspension.

1.2. DISCUSSION

Apports de la crue d'Avril 2005

Le sommet des carottes a enregistré localement les apports de la crue d'Avril 2005. En effet, le débit, très proche du Qbf, a permis localement la submersion de certaines berges, particulièrement dans les méandres. Leur granulométrie varie logiquement en fonction des sites. Les dépôts sur les berges des secteurs plus énergiques (type 2 et 4) sont sableux fins ; les plus grossiers sont situés à l'entrée du méandre de Mahmudia et son premier apex (carottes 6, 7 et 9). Sur les berges de milieux peu dynamiques (type 3), les dépôts sont limoneux fins ; les plus fins sont situés dans la partie aval des méandres recoupés (carottes 11 et 19). Dans l'ensemble, ces dépôts sont un peu plus grossiers que les sédiments sous-jacents, montrant l'importance de cette crue au sein de la dernière décennie.

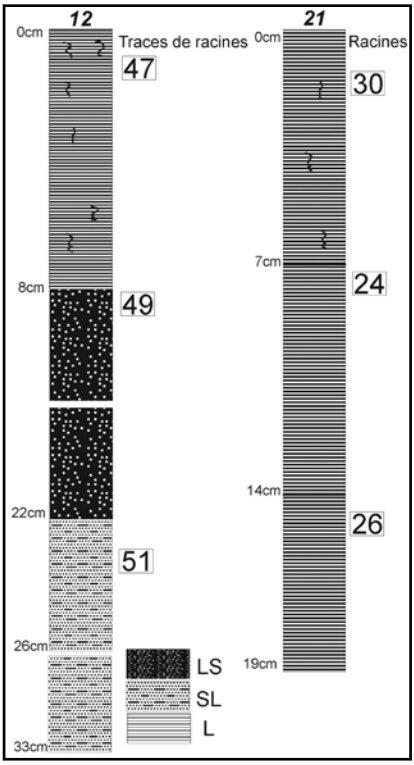


FIG. 3.19 –Carottes de types T1 (situés entre les méandres)

Stratigraphie, quelles conclusions ?

La stratigraphie est difficile à interpréter : on n'observe pas de continuité entre les séquences des différentes carottes. Cette discontinuité s'explique en partie parce que, sur les berges en érosion, les stratigraphies révélées sont plus anciennes, donc sans relation avec celles des secteurs en accumulation actuelle. Ces observations sont cohérentes avec les résultats de l'analyse d'images présentée dans la deuxième partie (localisation des berges en érosion).

L'impact hydro-sédimentaire des recoupements de méandres, opérés entre 1984 et 1988, n'est pas perçu : on n'observe pas une réduction de la granulométrie vers le sommet des dépôts sur les berges des méandres recoupés et une augmentation sur les berges des secteurs de confluence/diffluence. L'hypothèse est que les carottes sont trop courtes pour donner une image de l'évolution des 20 dernières années.

Mais, dans l'espace, les carottes montrent bien l'affinement des dépôts de l'amont vers l'aval, au sein des méandres recoupés, ainsi qu'une diminution de leur épaisseur (des séquences plus dilatées à l'amont), donc une réduction des apports vers l'aval.

Granulométrie : des dépôts fins, mal triés, indicateurs d'une faible mobilité

Globalement, la granulométrie des carottes est fine, 54 µm en moyenne, entre des valeurs extrêmes de 24 et 120 µm. La classe prédominante est celle des limons grossiers. L'environnement sédimentaire du bras de St. George est donc à la limite entre sédiments cohésifs et non-cohésifs. Ce caractère explique la faible mobilité actuelle du système des méandres.

Il n'y a pas d'affinement granulométrique amont-aval (Fig. 3.20), mais une sectorisation qui souligne l'importance des effets de sites.

Dans les secteurs rectilignes, situés en amont des méandres, puis entre les méandres 1 et 2, les berges en érosion (carottes 1, 2, 3 et 4) correspondent à des sédiments plus grossiers (45 < GM < 66 µm), les berges stables ou en accumulation modeste (carotte 12) ou situées à distance du chenal (carottes 5 et 21) ont des sédiments plus fins (entre 26 et 48 µm).

Dans le secteur des méandres, entre les PK 84 et 21, les valeurs du GM se distribuent en fonction de la position dans le chenal : sédiments sableux dans des zones à forte énergie : apex (8, 9, 13, 17 et 18), confluences et diffluences (6, 7,15, 16 et 20) ; sédiments limoneux dans les zones à faible énergie, en aval des apex ou derrière les îles intérieures (10, 11, 14 et 19).

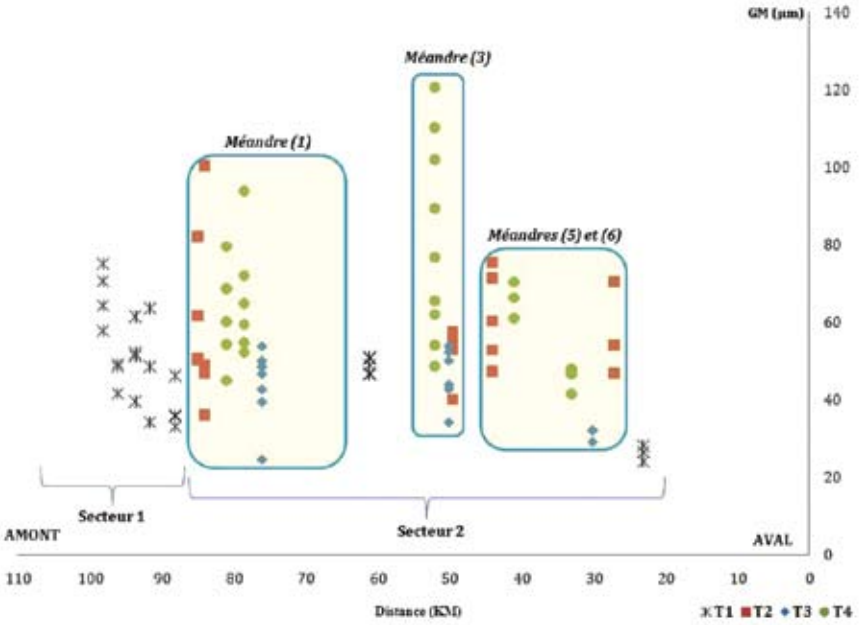


FIG. 3.20 – Evolution amont – aval du GM des dépôts dans les carottes en fonction de la typologie des berges

Les carottes les plus grossières appartiennent donc aux berges de type T2 et T4 (confluences/diffluences et apex des méandres) et les plus fines au type T3 (sortie de méandres recoupés, face externe des berges) et T1 (secteurs rectilignes).

Le diagramme de Passega montre que tous les échantillons se regroupent dans deux nuages de points qui correspondent à la suspension uniforme, avec deux niveaux de compétence : les segments RS et R'S' (Fig. 3.21).

Le segment RS regroupe 77% des échantillons, correspondant à tous les types géomorphologiques (de T1 à T4). Les échantillons se répartissent sur l'abscisse entre 15 et 110 µm, avec une compétence limite supérieure (indice Cu) de 275 µm. Dans sa partie centrale, une forte concentration de points (30 < D50 < 70 µm) est formée par superposition de tous les types géomorphologiques, en particulier tous les sédiments de type T4 (entre 30 et 70 µm). Quelques échantillons du type T1 (carotte 5, située à distance du chenal) et T3 (carottes 11, sur l'île du méandre 1 et 21, à l'entrée du canal Erenciuc) sont situés à son extrémité gauche. A l'extrémité droite du segment, trois échantillons appartiennent à la carotte 13, située sur la rive concave du méandre 3.

Le segment R'S', correspond à la suspension uniforme en mode énergique (Arnaud-Fassetta, 2000), avec des grains transportés en suspension graduée pendant les événements de crue. Il regroupe les sédiments déposés récemment au sommet des carottes de type T1, T2 et T4 (crue d'Avril 2005 ?), ainsi que et les sédiments du type T2 (diffluence méandre 1 et confluence méandre 3) et T4 (base des rives concaves des méandres 3 et 5, crues antérieures à 1990).

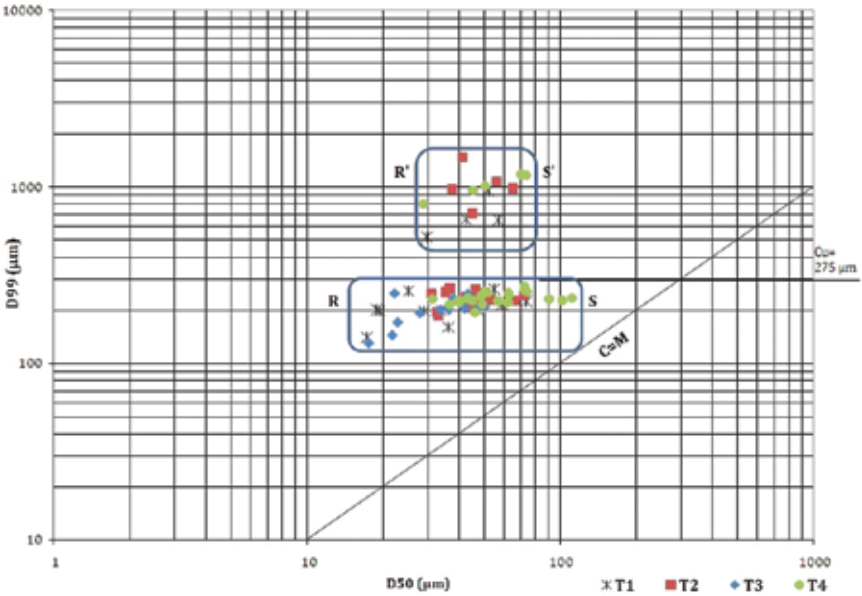


FIG. 3.21 – Image CM

La concentration des points dans le segment RS de l'image CM n'est pas en concordance avec l'existence de dynamiques locales d'érosion (jonctions, secteur rectiligne en amont et apex en érosion), où nous pouvions attendre l'apparition d'un segment RQ (mobilisation de la charge de fond). Nous reviendrons sur ce point plus loin (partie III, chapitre 2).

Le croisement des valeurs de la granulométrie et du tri (Fig. 3.22) montre la prédominance d'un tri mauvais à très mauvais, quel que soit le contexte géomorphologique.

Les sédiments les mieux triés sont localisés dans l'apex du méandre 3 (0.95 < σi < 1.3 µm), où la carotte 13 enregistre les apports de crues plus anciennes et plus compétentes. Les sédiments les plus mal triés (2 < σi < 2.3) correspondent aux dépôts les plus fins, de type T1, mais aussi aux dépôts plus grossiers de type T4 et T2, situés en amont des méandres, dans le secteur rectiligne, à la diffluence des méandres (1) et (5) et dans les apex des méandres (1) et (6). En position intermédiaire (1.5 < σi < 2.0), on trouve des dépôts de tous les types : les plus mal triés (1.7 < σi < 2.0) sont la majorité des sédiments du type T3 (milieux faible énergie sur le méandre (1), (3) et (6)) et quelques dépôts de surface de type T4 (apex des méandres (1) et (3)). Les sédiments le mieux triés (1.5 < σi < 0.9) appartiennent aux dépôts récents de la carotte 13 de type T4.

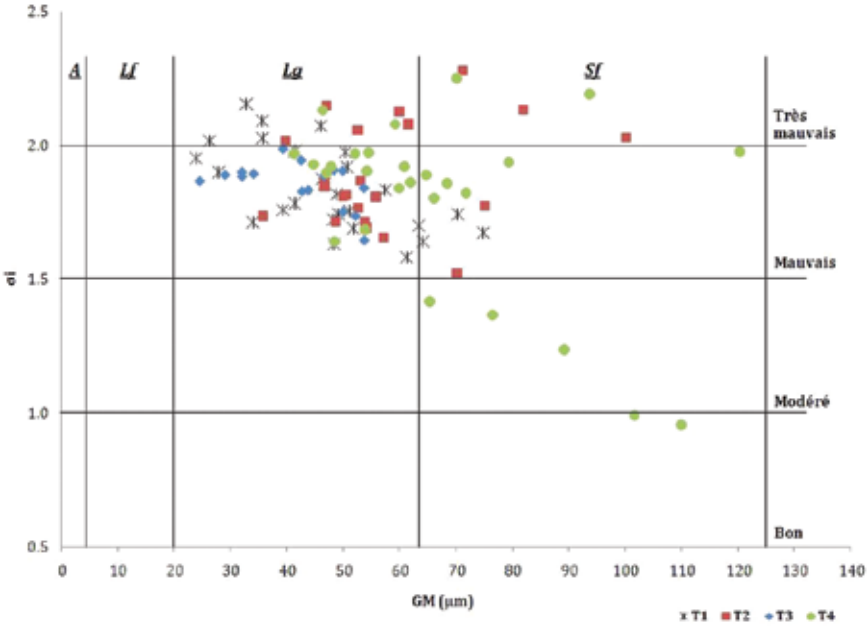


FIG. 3.22 – Relation entre le tri et le GM

Il n'y a donc pas de relation directe entre la granularité et le tri, sauf dans quelques secteurs d'apex actifs. Ce constat confirme la faible activité sédimentaire, correspondant à la quasi stabilisation des berges du bras de St. George, démontrée au cours du chapitre précédent (Partie II, chapitre 3).

Quelles possibilités de mobilisation des berges ?

Le chapitre 3 de la partie II a cependant souligné l'existence de berges encore mobiles depuis 1970, soit en érosion, soit en accumulation, ainsi que l'hétérogénéité de fonctionnement des apex des méandres.

Les secteurs en érosion correspondent à des faciès différents, limoneux ou sableux (cohésifs ou non). Les contacts érosifs dans les limons des carottes 6 et 7 montrent que ces derniers ont pu être arrachés, même pour un GM de 36 µm. De même, les berges en amont de Mahmudia et celles de la rive concave du méandre 6, pourtant inscrites dans des dépôts limoneux à limono-sableux (GM = 40 à 75 µm) sont en recul. Il faut néanmoins souligner que ce recul est très modeste depuis 1970 et que la présence de lits sableux peut y favoriser les arrachements. Cette érosion représente une source de sédiments (limons grossiers et sables fins entre 34 < GM < 75 µm), qui s'ajoute aux flux de MES en provenance d'amont. Nous reviendrons sur la question de l'érosion des berges et du transit sédimentaire ci-dessous (Partie III, chapitre 2).

Les secteurs en accumulation correspondent à deux granulométries différentes : soit des sédiments fins cohésifs sur les berges de type T3 en sortie des méandres recoupés, soit des sables fins non cohésifs sur les berges de type T2 et T4. Ces derniers sont naturellement plus re-mobilisables et constituent une zone-source potentielle de sédiments. Les carottes 6 et 7 (entrée du méandre de Mahmudia), puis 8 (dans le premier apex de ce méandre) et 17 (méandre 5) montrent que ces berges, actuellement en accrétion, peuvent livrer des sédiments à la limite entre limons et sables (GM 61 à 66 µm).

Conclusion

L'analyse des dépôts de berges nous a montré un système très hétérogène, avec de fortes disparités granulométriques, en particulier dans les zones les plus dynamiques. Ce constat souligne l'importance des « effets de site », liés soit à des causes naturelles (forte sinuosité, longueur d'onde des méandres, zone d'apex), soit à des contraintes anthropiques (recoupement des méandres, augmentation de l'énergie dans les zones de diffluence et confluence, diminution de la compétence sur les méandres recoupés). Ces causes, naturelles et anthropiques, ont des effets cumulés.

Nous ne pouvons pas distinguer une évolution globale de l'amont vers l'aval ; mais la typologie géomorphologique permet de caractériser des types de fonc-

tionnement évolutifs, surtout à l'intérieur des systèmes des méandres recoupés et aux jonctions avec les canaux de recoupement (exemples des méandres 1 et 5) : renforcement de la fraction sableuse au niveau des berges de types T2 et T4 (dont, paradoxalement, les rives concaves qui sont depuis peu en accumulation) et affinement des dépôts des berges de type T3 situés dans des zones à faible énergie, propices au dépôt des sédiments fins.

Nous n'avons pas pu mettre en évidence de relations entre les différentes séquences sédimentaires des carottes. Les perturbations locales introduites par les effets de site et la présence de séquences anciennes révélées sur les berges en érosion empêchent d'établir des corrélations.

Les dépôts sont globalement fins, représentatifs des sables fins aux limons moyens (GM entre 24 µm et 120 µm). Ils sont majoritairement mal à très mal triés, peut-être en raison du mélange de différents de stocks sédimentaires. Ces caractéristiques montrent la prédominance de dynamiques modérées, qui s'expliquent facilement par la pente faible du bras de St. George et la proximité du niveau de base marin. Elles ont été renforcées par le recoupement des méandres naturels. En retour, la cohésivité des sédiments est un facteur important de la stabilisation des méandres, accélérée depuis 1970. L'étude des dépôts de berge est ainsi cohérente avec l'analyse d'images présentée dans la deuxième partie.

Les berges encore actives, soit en érosion, soit en stockage, sont des sources actuelles ou potentielles de sédiments, qui alimentent le flux général de MES. Nous allons à présent analyser leur fonctionnement, par l'étude de la charge en transit sur leur flanc immergé, mesurée lors de la crue d'Avril 2005.

Chapitre 2

DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE DE LA CHARGE DE FOND EN TRANSIT SUR LE FLANC DES BERGES EN AVRIL ET OCTOBRE 2005

INTRODUCTION

Ce chapitre analyse le transit sédimentaire de la charge de fond sur les berges immergées du bras de St. George, un des trois distributaires du delta du Danube (Roumanie). Ce bras a été récemment artificialisé, par recoupement de ses méandres, pour améliorer la navigation. L'accélération des vitesses dans les canaux artificiels y favorise l'incision, alors que les méandres recoupés subissent une sédimentation accélérée. Les sédiments ont été prélevés par dragage entre 4 et 8 m de profondeur sur les flancs des berges, lors d'une crue (Q30 = Qbf) et au module. Les indices granulométriques, le diagramme de Passega et les formules empiriques de transport montrent la prédominance des fractions fines (limon et sable fin), transportés par suspension uniforme, à l'exception de quelques zones de plus forte énergie caractérisées par la suspension graduée. Ces résultats sont validés par comparaison avec les mesures réalisés par aDcp en avril 2006, pendant une crue comparable (Q 100, faiblement supérieure au Qbf).

Les berges sont des milieux de sédimentation, en relation avec l'augmentation de la rugosité qui diminue la vitesse d'écoulement (James, 1985; Pizzuto, 1987). L'accrétion verticale y est due au dépôt des matières en suspension (MES), transportées dans la partie supérieure de la colonne d'eau par la suspension uniforme, ou dans certains cas par la suspension graduée (Passega, 1957 ; Bravard, 1983). Dans les méandres, les sinuosités, la suspension graduée, voire le charriage, jouent un rôle déterminant dans l'accrétion latérale des rives convexe (Reineck et Singh, 1973 ; Knighton, 1998 ; Hooke, 2008).

Les processus sédimentaires affectant les berges sont complexes, car ils associent érosion et accumulation, sous l'influence de la migration naturelle du chenal ou des effondrements de berges pendant ou après la crue. Ils ont fait l'objet de nombreuses études, portant sur la période historique ou actuelle (Lecce, 1997). Les taux d'accumulation dépendent de la morphologie du lit et de la plaine (Nicholas et Walling, 1997 ; Walling et He, 1998 ; Wang *et al.*, 2006), de la densité et de la proximité de la ripisilve (Piégay, 1997 ; Piégay *et al.*, 2003 ; Steiger *et al.*, 2003), des

aménagements riverains. L'origine et de l'intensité des crues (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003 ; Antonelli *et al.*, 2008) ou les déboisements dans le bassin-versant (Gomez *et al.*, 1998) influencent les volumes déposés.

L'étude expérimentale du transfert de la charge de fond, proche des flancs et du fond du chenal, est réalisée par l'immersion de pièges ou d'appareils de mesure (Lawler, 2005 ; Williams *et al.*, 2007) ; mais peu d'entre elles concernent les grands fleuves, où les observations sont difficiles dès que le débit atteint la contrainte de cisaillement (Van Rijn, 1984). De nombreuses études sont donc basées sur la modélisation des relations entre le débit liquide et le dépôt (Nicholas et Walling, 1997; Moody et Troutman, 2002) ou sur l'extrapolation à partir de paramètres granulométriques (Le Roux et Rojas, 2007) ou sédimentaires (Walling et He, 1998).

Depuis Passega (1957, 1963) la granulométrie est fréquemment utilisée pour décrire la dynamique des sédiments (Bravard *et al.*, 1997 ; Ben Amor *et al.*, 2003 ; Poizot *et al.*, 2007). Dans les plaines aval et les deltas, les études ont porté sur les flux de MES (Antonelli *et al.*, 2004), le déplacement de la charge de fond (Arnaud-Fassetta, 2003) ou l'édification des berges (Arnaud-Fassetta, 2000 ; Provansal *et al.*, 2009) ; le fleuve Jaune (van Maren, 2007), le Mississippi (Kesel, 2003 ; Knox, 2006). Les variations spatiales, en fonction de la morphologie du chenal et les variations chronologiques, en fonction des débits, ont été particulièrement étudiées par Arnaud–Fassetta (2003), Poizot *et al.*, (2007), Hooke (2008).

L'objectif est de caractériser la mobilité sédimentaire sur les flancs des berges immergées du bras de St. George, dans le delta du Danube, pour répondre aux objectifs suivants: (1) caractériser la granulométrie de cette charge de fond, avec une attention spéciale à l'évolution amont-aval et aux perturbations induites par les chenaux artificiels sur les méandres recoupés ; (2) analyser les relations entre la puissance fluviale et le transit sédimentaire, afin de déterminer les seuils granulométriques des processus de mobilisation, transfert et dépôt pour différents débits.

L'analyse s'appuie sur le calcul des indices granulométriques usuels, intégrés ensuite dans le diagramme de Passega (1957, 1963), et les formules empiriques du transport hydro-sédimentaire (Hjulström, 1935 et Shields, 1936). Le système fluvial et les conditions hydrologiques pendant les prélèvements, puis la méthodologie utilisée, sont d'abord décrits. Les résultats sont présentés et interprétés en fonction de la variabilité morphologique et hydrodynamique des processus hydro-sédimentaires. Ils sont, pour finir, discutés et analysés.

2.1. RÉSULTATS : CARACTÉRISATION GRANULOMÉTRIQUE DES SÉDIMENTS PRÉLEVÉS SUR LES BERGES IMMERGÉES

Les échantillons des deux séries (Avril et Octobre 2005) ont été analysés séparément, puis comparés, pour caractériser les flux de chaque période hydrologique et

en comprendre la dynamique sédimentaire. Les résultats sont présentés de façon comparative, afin d'identifier le rôle spécifique des variations du débit, du continuum amont-aval ou des effets de sites pour chaque campagne.

2.1.1. Relations entre les variations du débit et la granulométrie

Les sédiments mobilisés sur le flanc immergé des berges ont une granulométrie fine, à dominante limoneuse. Le GM moyen (66 µm en Avril, 44 µm en Octobre) et la texture des sédiments démontrent la relation entre la vitesse (le débit) et la taille moyenne des sédiments en suspension (Fig. 3.23). Les échantillons sont plus grossiers en Avril (D50 moyen 64 µ, Lf 44%, Lg 31% Sf 18%), qu'en Octobre (D50 moyen 44 µ, Lf 59%, Lg 16% et Sf 10%). On observe également une forte hétérogénéité spatiale des textures d'amont en aval, sans diminution significative de la granularité vers l'aval.

La figure 3.24 montre les relations du grain moyen et du tri, aux deux dates et en fonction de la typologie des sites de prélèvement. Le tri est comparable entre les deux séries d'échantillons, presque toujours mauvais ($1.5<\sigma i<2$). En Avril quelques échantillons, plus sableux, font exception (tri modéré $1<\sigma i<1.5$) ; ils sont situés sur les secteurs plus dynamiques des types T1, T2 et T4. Les sédiments fins (limons) ne sont pas bien triés : ils sont majoritaires en Octobre sur tous les sites et caractérisent principalement les types T3 et T4 en Avril (Fig. 3.24).

Les valeurs de Sk (Fig. 3.25) sont comparables entre Octobre et Avril : elles sont toujours positives, correspondant à une répartition normale (ou gaussienne) des particules les plus grossières (Sg, Sf, Lg), enrichies en particules plus fines moins triés. Cet indice, considéré comme représentatif des conditions de dépôt (Arnaud-Fassetta, 1998) pourrait donc traduire un apport de sédiments plus fins sur un stock originel plus grossier et mieux trié : il pourrait traduire une chute d'énergie (réduction de la vitesse, piégeage) sur le secteur échantillonné. Les sédiments piégés en flux sont donc fins, à peine supérieurs à la limite sables/limons en Avril, à la limite entre limons fins et grossiers en Octobre.

Le GM et la texture enregistrent des variations notables en fonction du débit liquide (Avril/Octobre) et de la dynamique des sites (T1 à T4). L'indice de tri et l'asymétrie sont peu sensibles aux variations du débit. Ils illustrent des dynamiques de transport peu sélectives ou des mélanges sur la pente des berges, confirmés par une asymétrie positive (enrichissement en sédiments fins).

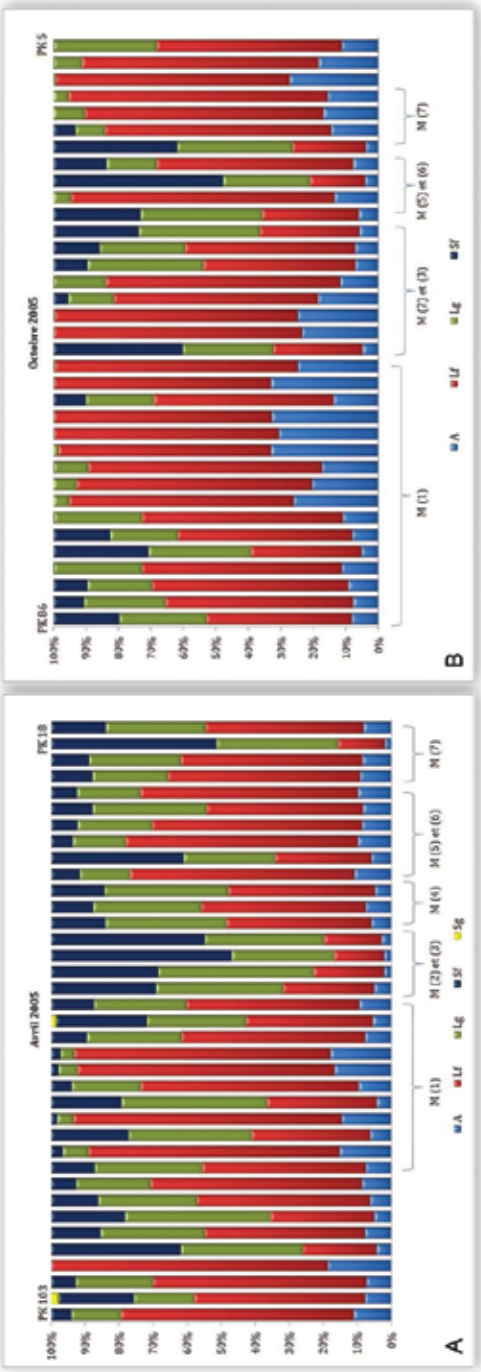


FIG. 3.23 – Texture de sédiments en Avril et Octobre 2005

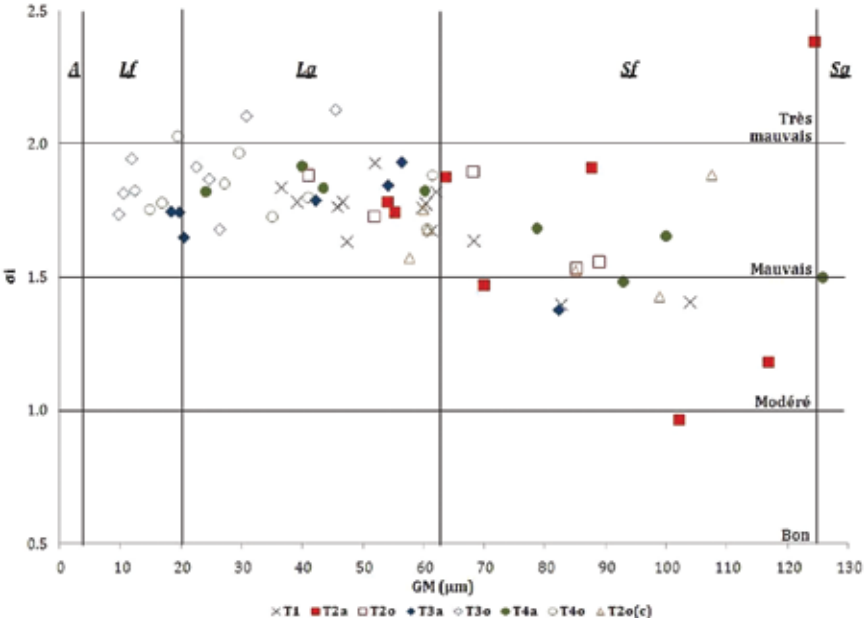


FIG. 3.24 – Diagramme des distributions granulométriques : σi = f(GM)

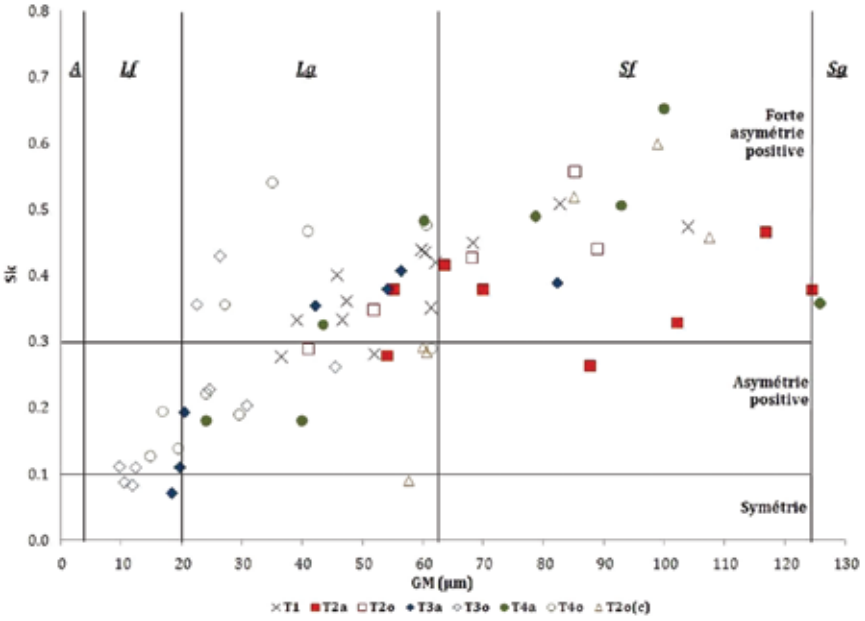


FIG. 3.25 – Diagramme des distributions granulométriques : Sk = f(GM)

2.1.2. Variations granulométriques de l'amont vers aval

Le GM ne montre aucune variation linéaire significative vers l'aval, qui permettrait de démontrer l'affinement de la charge sédimentaire. La variabilité granulométrique de la charge en transit doit donc être interprétée en tenant compte de la complexité hydrographique du système étudié. La typologie choisie permet d'identifier les dynamiques en fonction des contextes géomorphologiques locaux (Fig. 3.26).

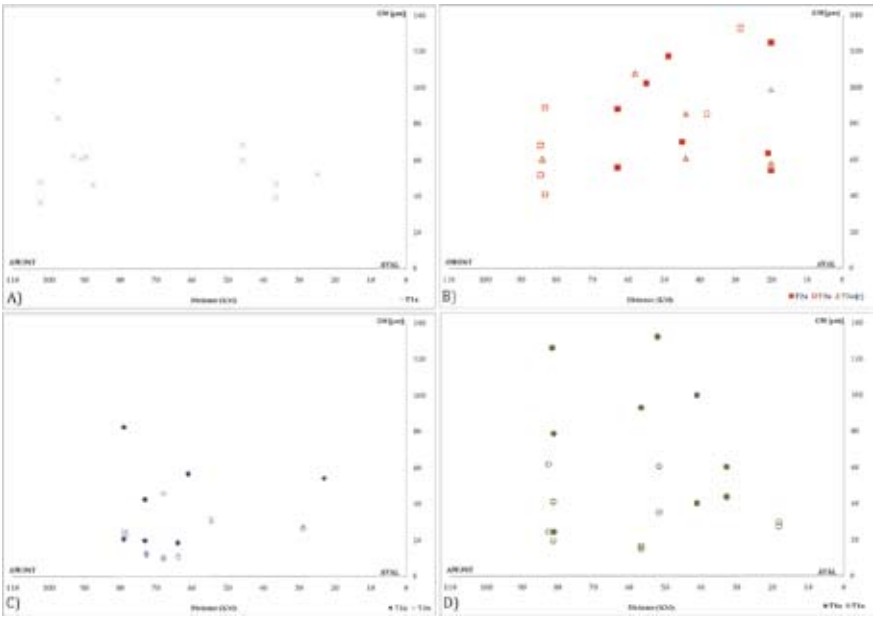


FIG. 3.26 – Diagramme des distributions granulométriques GM = f(Dist(KM)) en avril et en octobre 2005

- Les berges de type T1, subrectilignes, échantillonnées uniquement en Avril, ont un GM assez fin et homogène, entre 40 et 75 µm, sont mal triés et sont caractérisés par une forte asymétrie positive. On retiendra la texture plus grossière des PK 102-101, à l'amont, qui pourraient être une source de sable pour le transit sédimentaire vers l'aval.
- Les berges de type T2 (confluences et diffluences entre le chenal naturel et les canaux de recoupement) montrent une forte hétérogénéité, dont les valeurs extrêmes sont spatialement stables aux deux périodes : les fractions les plus grossières (80 à 120 µm en Avril et en Octobre ; 124 µm à la diffluence du méandre 7 en Avril ; 123 µm à la diffluence du méandre 6 en Octobre) caractérisent les PK 55-50 et 22-20, alors que les valeurs les plus faibles (40 à 60 µm caractérisent les PK 80, 62 et 16. Bien que prélevés en octobre, les chenaux de recoupement (des méandres 1, 2, 5 et 7, type T2c)

ont des valeurs élevées (60-90 µm) ; ils sont mal triés et ont une forte asymétrie positive.

- Les berges de type T3 (secteurs de faible énergie) sont moins hétérogènes, très majoritairement constituées de limons inférieurs à 40 µm, en particulier dans le méandre de Mahmudia, puis aux PK 55, 29 et 23. Le tri est mauvais et l'asymétrie est positive. On constate que les trois indicateurs (GM, σi et Sk) ne varient pas nécessairement en phase.

Cependant, de nombreux secteurs sont caractérisés par des variations cohérentes et logiques entre elles : à l'amont du méandre 1, le secteur rectiligne (PK 98-88), de texture limoneuse, est globalement mal trié, avec une nette asymétrie vers les fines (significatif d'un mélange de différents stocks sédimentaires) ; les apex des méandres 2 et 3 (PK 60-50), plus grossiers, sont assez bien triés, avec un Sk presque symétrique.

- Les berges de type T4 (apex des méandres recoupés), ont une granulométrie plus grossière et plus hétérogène en Avril qu'en Octobre. Leur granulométrie se situe entre 9 et 61µm en Octobre, mais elle peut enregistrer un flux de sables < 100, voire 120 µm en Avril au deuxième apex du méandre de Mahmudia, ainsi qu'à ceux des méandres 3 et 5.

Cette analyse a montré que la granulométrie est globalement plus homogène en Octobre qu'en Avril, quel que soit le contexte géomorphologique. L'augmentation du débit aurait donc pour effet d'exagérer les effets de site. D'autre part, les variations du tri et du Sk reflètent la capacité variable du fleuve à évacuer les fractions les plus fines et à sélectionner la fraction sableuse : elles correspondent également à des effets de site. Ces derniers apparaissent donc déterminants dans la caractérisation granulométrique de la charge solide en transfert sur les berges immergées.

2.2. INTERPRÉTATION : DYNAMIQUES SÉDIMENTAIRES DES BERGES DU BRAS DE ST. GEORGE

L'approche des dynamiques sédimentaires repose sur deux méthodes différentes : l'utilisation du diagramme interprétatif de Passega (1957) et les calculs empiriques, dont les valeurs sont confrontées avec les mesures expérimentales effectuées en Avril 2006.

2.2.1. L'image CM de Passega

Les échantillons des deux dates de prélèvement sont présentés et analysés séparément.

2.2.1.1. Image CM – Avril 2005

En avril, la majorité des points, quel que soit leur contexte géomorphologique sont situés dans les segments de la suspension uniforme (RS), correspondant à un indice Cu de 278 µm (Fig. 3.27). Quatre échantillons (du type T3 et T4) relèvent d'une suspension en mode calme (R"S"). Trois d'entre eux sont localisés dans la partie aval du méandre recoupé de Mahmudia (1), caractérisé par des vitesses de l'eau très faibles (< 0.6 m.s^{-1} en avril 2006, Jugaru Tiron *et al.*, 2009), le quatrième correspond à la rive convexe très boisée du premier apex.

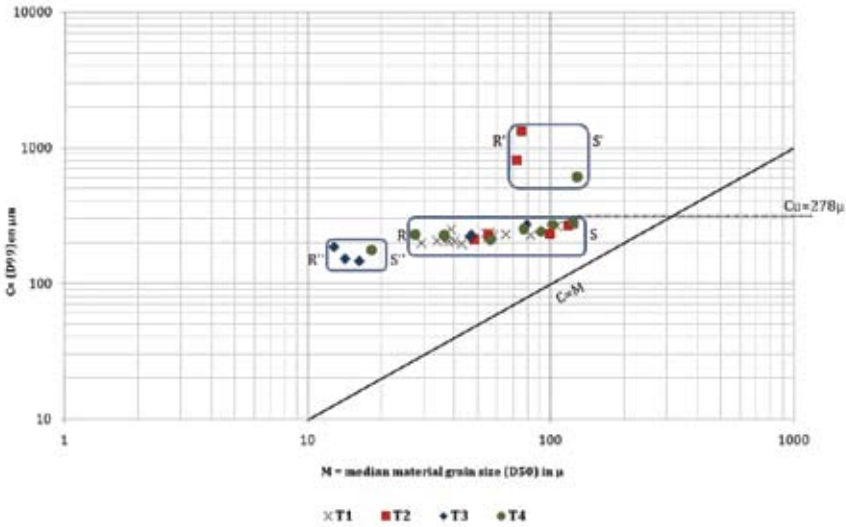


FIG. 3.27 – Image CM – avril 2005

A l'opposé, trois échantillons (du types T2 et T4) correspondent à une suspension en mode énergique, (R'S'), localisés à deux confluence/diffluences (aval du méandre 1, amont du méandre 7) et à la rive convexe du méandre 3 ; leur granularité élevée (D99 entre 605 et 1323 µm) pourrait s'expliquer par l'incorporation de sables plus grossiers issus de la suspension graduée. De façon paradoxale, deux rives convexes sont donc caractérisées par des modes de transport opposés (mode calme/énergique) : nous reviendrons plus loin sur ce point.

2.2.1.2. L'image CM – Octobre 2005

L'image est beaucoup plus hétérogène que celle du mois d'Avril : les échantillons forment quatre ensembles d'énergie décroissante, relevant de la suspension uniforme et de la décantation (Fig. 3.28). L'indice Cu (242 µm) montre une chute

de compétence du flux par rapport aux prélèvements d'avril, en relation avec la réduction du débit liquide.

Les segments T et R"S" regroupent les zones de faible à très faible énergie (souvent associées à des ilôts récents) et les berges (concave/convexe) de l'apex du méandre 2. Le segment RS associe les zones de diffluence/confluence, ainsi que les rives concaves des méandres 3 et 7. Les berges concaves/convexes des premiers apex du méandre complexe de Mahmudia (méandre 1) appartiennent selon les cas à R"S" ou à RS. Enfin, les trois échantillons (du type T2) situés dans le segment plus énergique R'S' ont été prélevés sur les rives des canaux artificiels recoupant les méandres 2 et 7 et à la confluence aval du méandre 5.

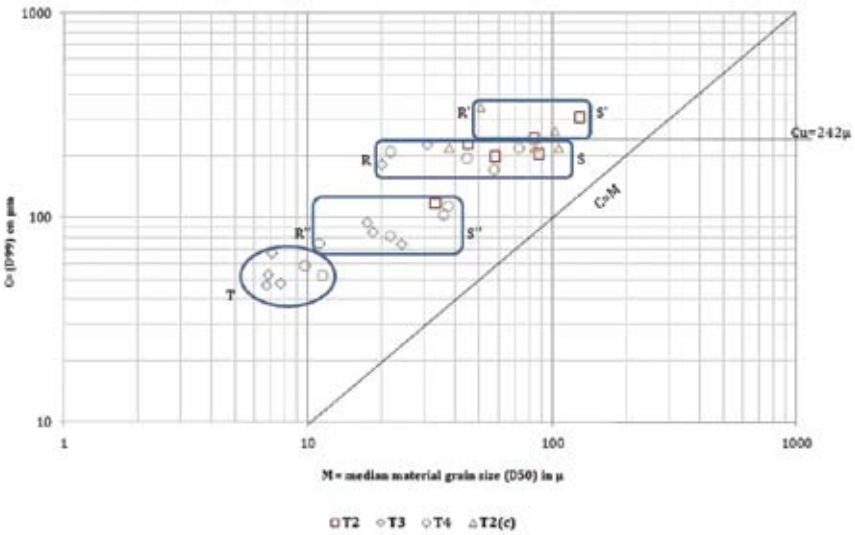


FIG. 3.28 – Image CM – octobre 2005

Sur l'image CM d'Octobre, l'expression des effets de site est donc plus forte qu'en Avril, en particulier le contraste d'énergie/compétence entre les canaux de recoupement et les méandres recoupés. Le grand méandre complexe de Mahmudia, par son affaiblissement rapide et important de l'énergie, contraste avec les méandres aval. Enfin, l'opposition hydro-dynamique entre les berges concaves/convexes des apex est beaucoup moins nette qu'en Avril.

Finalement, l'image CM montre que le transport sédimentaire ne s'effectue que par la suspension uniforme, aux deux dates de prélèvements. Deux types de berges font exception : la partie terminale du grand méandre recoupé de Mahmudia est proche du dépôt total de la charge sédimentaire lors du débit modal (segment

T) ; les zones énergiques de confluence/diffluence et les canaux de recoupement sont proches de la suspension graduée, quel que soit le débit, ainsi que les berges convexes de quelques méandres aval lors de la crue d'Avril.

Ce constat est inattendu et paradoxal, car les échantillons ont été prélevés à proximité immédiate de la berge immergée, dans un contexte théorique de rugosité élevée, en particulier sur les rives convexes en pente faible. Il est contradictoire avec les recherches effectuées sur d'autres fleuves (Arnaud-Fassetta, 2004), qui démontrent l'existence de perturbations hydro-dynamiques, génératrices de transports plus énergiques dans ce type de contexte. Il doit être confronté à l'utilisation des formules empiriques usuelles du transport en rivière.

2.2.2. Relations entre la granulométrie et les paramètres hydrauliques

2.2.2.1. Le diagramme de Hjulström (Fig. 3.29)

Sur ce diagramme, les échantillons se situent tous dans la zone de transport potentiel. Les berges de type 3 sont logiquement proches du dépôt, mais néanmoins encore parcourues par un courant tractif à faible vitesse, qui contredit leur appartenance au segment T (décantation) sur l'image CM d'Octobre. A l'opposé, trois types de milieux sont proches de la limite transport/entraînement : les berges de type 1 en Avril (secteurs rectilignes, en particulier en amont des recoupements), de type 2 (canaux de recoupement, confluences/diffluences) et quelques apex de méandres recoupés en Octobre (en particulier celui du méandre 3).

Ce diagramme confirme donc pour l'essentiel le constat de l'image CM. Il montre que certaines berges (du type T1, T2 et T2c) peuvent alimenter la charge en suspension du fleuve. Enfin, il suggère, de façon apparemment paradoxale, que certaines berges de type 4 (apex du méandre recoupé 3) sont plus proches de la mise en mouvement en Octobre qu'en Avril, malgré la diminution du débit : la vitesse de frottement (u*), qui prend en compte la rugosité, peut en effet être plus élevée si la profondeur diminue, favorisant la mise en suspension des sédiments de la berge. La discussion montrera que les mesures aDcp confirment cette analyse.

2.2.2.2. La contrainte critique d'entrainement des particules (Shields, 1936)

Le diagramme de Shields (Fig. 3.30) permet de séparer le transport en suspension et le transport lié à l'entraînement du sédiment à proximité du fond (interprété ici comme issu de l'érosion du flanc immergé de la berge).

La distribution des points sur le diagramme permet d'identifier le comportement contrasté des différents types de berges.

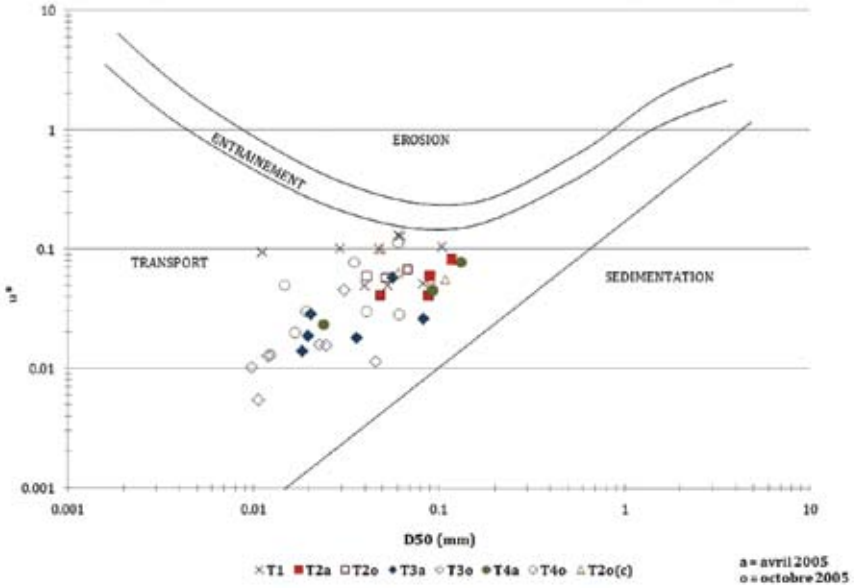


FIG. 3.29 – Le diagramme de Hjulström

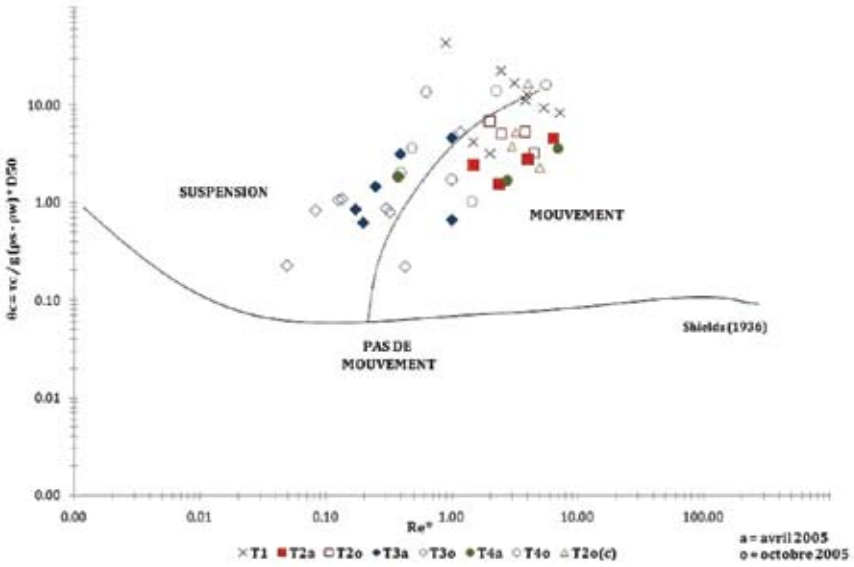


FIG. 3.30 – Le diagramme de Shields (1936)

Les berges T2 et T2c, situées dans les secteurs de forte énergie, subissent logiquement une érosion dans tous les cas, à l'exception du point d'entrée dans le canal artificiel du méandre 5 en Octobre. Au contraire, les berges T3, situées dans les secteurs de faible énergie, ne sont jamais en érosion. Les berges T1 (secteurs rectilignes) et T4 (apex des méandres) ont un comportement plus variable. Les premières, qui n'ont été échantillonnées qu'en Avril, subissent majoritairement un entraînement. Les secondes sont en érosion en Avril, sauf la rive convexe du premier apex de Mahmudia ; mais la plus grande partie d'entre elles est stable en Octobre, en particulier les rives convexes des méandres de Mahmudia et du méandre 2.

Le diagramme de Shields montre donc qu'au module (en Octobre), la contrainte de cisaillement est encore efficace sur les secteurs d'énergie forte à moyenne ; en Avril, avec un débit Q30, la majorité des berges est en érosion. Une partie du flux sédimentaire est donc alimentée par l'érosion des berges. Le tableau 3.2, associant les points situés de part et d'autre de la ligne Shields (suspension/transport) avec les vitesses critiques et le calcul de la puissance spécifique montre la relation entre l'énergie fluviale et la dynamique des berges. Les quelques secteurs qui font exception correspondent à des sédiments très fins cohésifs (A et Lf).

Les résultats issus des diagrammes de Hjulström et de Shields indiquent donc qu'une partie des sédiments prélevés en Avril 2005 provient de l'érosion des berges localisées sur les secteurs les plus énergiques (du types T1, T2, T2c et T4). En Octobre 2005, une partie de ces sites est stabilisée ; bien que certains secteurs restent encore soumis à l'érosion, la majeure partie du flux solide provient de zones sources situées dans le secteur amont du bras de St. George.

La comparaison des résultats obtenus par les différentes méthodes aboutit à des résultats cohérents pour la répartition spatiale des dynamiques, mais elle montre aussi des disparités, qui doivent être discutées.

2.3. DISCUSSION

Elle portera sur les disparités de résultats entre les méthodes d'analyse, puis sur les conséquences des effets de site, enfin sur le fonctionnement particulier des apex des méandres.

2.3.1. Résultats en partie contradictoires entre l'image CM et le diagramme de Shields

La méthode de l'image CM montre que les sédiments prélevés relève d'un transit sédimentaire par suspension uniforme. Quelques-uns révèlent des dynamiques plus énergiques, proches de la suspension graduée, mais aucun ne se situe dans la zone de l'entraînement proche du fond (segment QP). Ce constat est contradictoi-

TABLE 3.2 – Estimation des puissances spécifiques et des contraintes de cisaillement

	Suspension				Transport			
	D_{50} (mm)	u*	ω (W.m^{-2})	θc	D_{50} (mm)	u*	ω (W.m^{-2})	θc
Avril	0.01	0.09	2.18	42.74	0.04	0.05	1.85	4.12
	0.02	0.02	0.23	1.45	0.05	0.04	0.21	2.4
	0.02	0.01	0.2	0.85	0.05	0.05	1.55	3.16
	0.02	0.03	0.25	3.16	0.06	0.09	2.29	11.13
	0.02	0.02	0.43	1.83	0.08	0.1	2.21	9.31
	0.03	0.1	1.44	22.1	0.08	0.03	0.25	0.66
	0.04	0.02	0.21	0.62	0.09	0.04	0.21	1.51
	0.05	0.1	1.44	16.58	0.09	0.06	2.84	2.74
	0.06	0.06	0.83	4.61	0.09	0.04	1.77	1.67
	0.06	0.1	2.44	12.77	0.1	0.11	2.14	8.33
					0.12	0.08	1.06	4.48
					0.13	0.08	1.43	3.62
Octobre	0.01	0.01	0.01	0.23	0.04	0.06	0.16	6.67
	0.01	0.01	0.03	1.09	0.04	0.03	0.07	1.69
	0.01	0.01	0.03	1.07	0.05	0.06	0.14	4.99
	0.01	0.01	0.03	0.84	0.05	0.01	0.03	0.22
	0.01	0.05	0.13	13.55	0.06	0.03	0.08	1.01
	0.02	0.02	0.04	0.8	0.06	0.11	0.3	16.25
	0.02	0.02	0.04	0.88	0.07	0.07	0.17	5.24
	0.02	0.03	0.07	3.56	0.09	0.06	0.16	3.23
	0.02	0	0.01	2	0.09	0.06	0.17	3.78
	0.03	0.05	0.11	5.25	0.11	0.06	0.15	2.3
	0.04	0.08	0.2	13.73				
	0.05	0.1	0.27	16.56				
	0.06	0.07	0.17	5.31				

re avec les paramètres hydrauliques du diagramme de Shields, qui montrent que le flux dépasse le seuils critique de mise en mouvement des particules (par érosion des berges), sur plusieurs points de prélèvements du types T1, T2, et T4 en avril et T2 et T4 en octobre. Les flancs des berges immergées doivent en effet logiquement augmenter la rugosité et favoriser la turbulence, donc l'érosion, puis la suspension graduée (Piéry, 1994).

L'évolution géomorphologique du bras de St. George, analysée à partir du traitement d'images sous SIG entre 1970 et 2000 (Jugaru *et al.,* 2006), confirme l'existence de secteurs en érosion active et la mobilité des méandres. De même Popa (1997) a montré l'évolution rapide (élargissement et approfondissement des chenaux de recoupement).

Cette contradiction démontre une limite probable d'utilisation de l'image de Passega : le segment QP y décrit le déplacement par charriage-saltation de la charge de fond plus grossière sur le plancher alluvial. Ce processus diffère de celui que nous observons sur les berges immergées du bras de St. George, qui sont soumises à l'entrainement, puis à la mise en suspension immédiate des sédiments fins dans la partie supérieure de la colonne d'eau. Nous proposons donc d'identifier un type de mobilité sédimentaire, dont les subdivisions classiques du diagramme de Passega ne peuvent pas rendre compte. Ce type de mobilité est caractéristique des berges des plaines deltaïques à sédiments fins à très fins.

2.3.2. Conséquences des effets de site sur le continuum fluvial, variation de compétence, taille critique de mobilité

Plusieurs études (Parker, 1991; Paola *et al.*, 1992; Pizzuto, 1987; Ferguson *et al.,* 1996) ont démontré une diminution exponentielle de la granulométrie vers l'aval. Le bras de St. George devrait présenter une évolution de ce type, mais son fonctionnement naturel a été segmenté par le recoupement artificiel des méandres. Le ralentissement des vitesses et la chute de l'énergie dans les secteurs recoupés y favorise le dépôt d'une partie de la charge sédimentaire. On peut donc identifier des « sous-systèmes », dans lesquels les effets de site perturbent (voire interrompent) la continuité du transfert sédimentaire, ainsi que l'évolution granulométrique amont-aval.

Chaque méandre recoupé forme un « sous-système », plus ou moins isolé dans le *continuum fluvial* : on y observe, à partir de la diffluence amont (T2), un affinement granulométrique progressif, passant du type T4 au type T3, qui contraste avec le renforcement du GM dans le secteur de confluence aval (T2), puis dans le segment rectiligne avant le méandre suivant (T1).

L'exemple du grand méandre de Mahmudia, est particulièrement évident. Entre les PK 84 et 64, la granulométrie des sédiments en transit passe, d'amont en aval, de Sg-Sf à Lg-Lf en Avril et de Lg à Lf en octobre. L'image CM confirme que le transport

par suspension uniforme, dominant à l'amont en Avril et Octobre, passe à l'aval à des processus proches de la décantation en Octobre. Lors du débit modal, l'aval du méandre fonctionne donc comme un piège sédimentaire, qui interrompt le transit. Ce phénomène est validé par la bathymétrie, relevée par aDcp, caractérisée par l'élévation du plancher alluvial entre les PK 75 – 70 et 67 -65 (Jugaru Tiron *et al.*, 2009).

La diminution de l'énergie dans les méandres recoupés est très nette en Octobre (en particulier dans les méandres 2 et 7), favorisant les dépôts en sortie de système. Les méandres recoupés correspondent donc à des « zone-pièges » sédimentaires, localisés généralement en aval des apex, qui segmentent le transit normal de la charge solide.

Tous les méandres n'ont pas cependant le même comportement : les petits méandres aval, en particulier les méandres 2 et 5, sont de meilleurs « conducteurs » de la charge sédimentaire. Ils fonctionnent différemment du grand méandre complexe de Mahmudia. Leur dimension plus faible limite certainement la chute d'énergie due au recoupement. Les canaux de recoupement correspondent, au contraire, à des « conduits » où le transport sédimentaire est accéléré. Le rapport entre la longueur du méandre recoupé et la longueur du canal artificiel (environ 2.4 pour les méandres 2 et 5 ; entre 3 et 7.25 pour les méandres 1, 3, 6 et 7) le confirme le rôle important des canaux artificiels dans la dynamique hydro-sédimentaire des méandres recoupés.

A proximité de la confluence amont et dans le canal artificiel qui recoupe le système de Mahmudia, la contrainte de cisaillement permet de prendre en charge jusqu'aux sables fins : les berges sont généralement formées de sables, dont le GM se situe entre 60µm et 132µm. Les sédiments transitent en suspension uniforme en mode énergique (R'S'), y compris lors du débit modal en Octobre. Les zones d'accumulation y sont donc rares, formées de sables ; nous y avons observé la présence des galets mous, issus de l'érosion en bloc des berges, en Avril 2006.

Ce comportement érosif est confirmé par l'approfondissement et l'élargissement de ces chenaux depuis 15 ans (Popa, 1997). Les mesures, réalisées par aDcp lors de la crue Q100 de 2006 (Fig. 3.31), montrent des concentrations élevées de MES à proximité du fond et des berges (<180 $mg.l^{-1}$), confirmant l'existence d'arrachements sur les flancs du chenal.

Les chenaux de recoupement correspondent donc à des "zones-source" d'apports sédimentaires. Ces effets ont été observés par Winkley (1982), Hooke (2004), Biedenharn *et al.*, (2000) qui ont observé des modifications significatives sur les profils en long. Ils montrent des effets sur le régime hydrologique, mais aussi sur la morphométrie des bras recoupés qui se colmatent progressivement, alors que les canaux artificiels s'approfondissent.

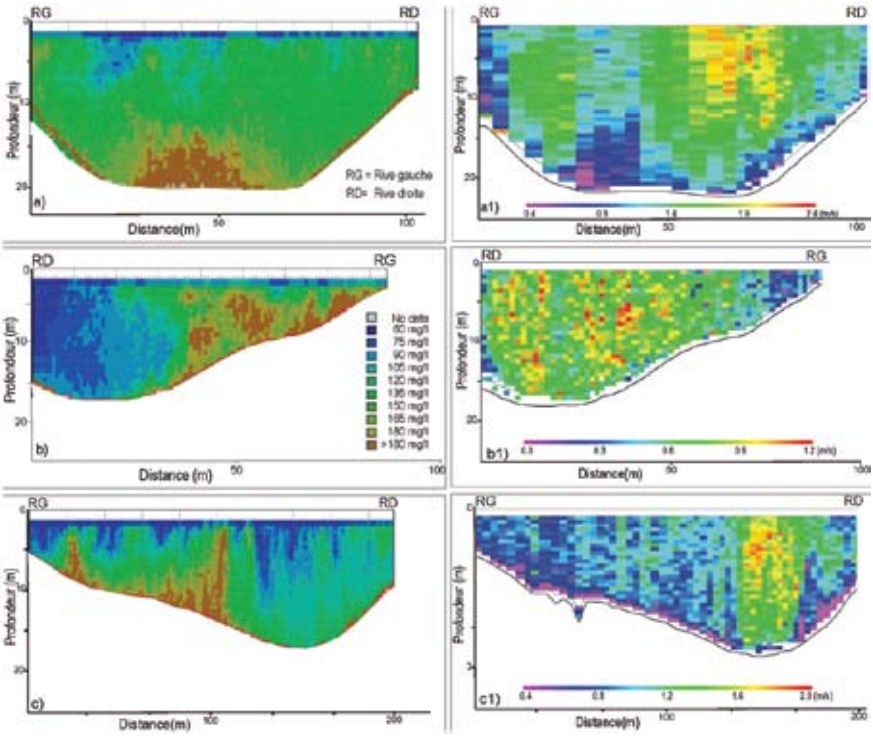


FIG. 3.31 – Distribution du flux sédimentaire (a, b, c) et liquide (a1, b1, c1) sur les images ADCP acquises en avril 2006 dans le méandre (1) : a) canal artificiel, b) apex et c) confluence.

Sur le Mississippi, Winkley (1982) observe que la géométrie du chenal favorise l'accumulation des sédiments pendant les faibles débits et que la sinuosité est plus hydrauliquement plus efficiente pour le stockage des sédiments à tout niveau d'eau.

La position et l'importance des "zone-pièges" et des "zone-sources" sédimentaires, qui segmentent le transit solide et perturbent la distribution granulométrique amont-aval, sont variables en fonction du débit. Ce dernier, par augmentation de la pente et des vitesses (Winkley, 1982), modifie en effet les seuils critiques de mobilité, comme le montre bien le diagramme de Shields. Sur tous les sites, la relation entre le débit et le GM montre la variation de la compétence entre les deux périodes.

L'exemple du méandre de Mahmudia est éloquent : le ralentissement des vitesses en octobre correspond à l'affinement des sédiments ; les sédiments correspondants au segment R"S" d'avril se retrouvent en octobre sur un niveau de compétence inférieur (segment T) ; d'autre part, des points situés du côté érosion sur le diagramme de Shields en avril, sont situé en suspension en octobre (au PK 64). Cette situation est retrouvée aussi dans l'apex du méandre (2). L'augmentation de

la puissance lors des crues permet donc de rétablir, au moins en partie, la continuité du transport sédimentaire. Elle remet en suspension une partie des sédiments accumulés dans la partie aval des « sous-systèmes ». Les images aDcp acquises en avril 2006 aux PK 84+4200 m (sur le canal artificiel à la confluence), PK 81 et PK 63 du méandre de Mahmudia en fournissent une preuve claire (Fig. 3.31).

2.3.3. Fonctionnement hydro-sédimentaire des apex des méandres recoupés

2.3.3.1. Dissymétrie granulométrique des méandres

Winkley (1982), Hooke (1986 et 2008) et Kesel (2003) montre que dans les méandres, les zones de point bars accumulent pendant les crues des sédiments grossiers, qui sont ensuite difficiles de mobiliser pendant les faibles débits. Mais les prélèvements effectués sur les berges des méandres du bras de St. George présentent des caractères granulométriques variables, dont certains sont très différents de ce modèle.

Dans quelques cas les flux de la rive convexe sont sableux, ceux de la rive concave limoneux (méandres 5 et 3 en Avril). Mais, dans 60% des cas, les flux prélevés sur les rives convexes sont plus fins (Lf et Lg) que ceux des rives concaves (Sf en Avril, Lg en Octobre). Cette répartition peut s'expliquer par la dissymétrie des dynamiques, plus énergiques sur la berge de rive concave, alors qu'elles sont freinées par la rugosité de la rive convexe. En Octobre, ces différences s'atténuent et les deux berges du méandre deviennent limoneuses (méandre de Mahmudia, méandre 7). Le fonctionnement hydro-sédimentaire dépend donc d'autres paramètres que ceux qui sont classiquement décrits dans la littérature (cf. 2.3.3.2.).

Plusieurs images aDcp, obtenues en avril 2006, illustrent les conditions hydrodynamiques sur les apex de méandre ou sur des sections transversales dissymétriques. Elles montrent une répartition très hétérogène des vitesses et des concentrations de sédiments en suspension (Fig. 3.31). Les concentrations sont faibles (ou diluées) sur les berges concaves, fortes sur les rives convexes. Sur les berges immergées en pente faible, la rugosité crée des mouvements verticaux, qui atteignent la surface du fleuve. Ils mettent en suspension graduée la charge de fond déposée antérieurement (Jugaru Tiron *et al.*, 2009). Ces observations sont contradictoires avec les résultats de l'image CM, qui ne décrivent qu'une suspension uniforme sur ces secteurs. Mais elles sont cohérentes avec le diagramme de Shields, qui prédit un entrainement sédimentaire et une érosion des berges sur les apex des méandres. Ce constat appuie les hypothèses avancées ci-dessus, concernant les limites de l'image CM sur notre secteur (6.1). Lors des crues, les berges de rive convexes fonctionnent donc comme des zone-sources, qui ré-alimentent localement le flux solide.

2.3.3.2. Mobilité des méandres

L'hypothèse d'une érosion active sur les berges immergées des méandres est validée par l'étude du fonctionnement de ces formes fluviales depuis 30 ans (Jugaru *et al.*, 2006). Le SIG diachronique (1970-2000) décrit plusieurs situations :

- aux apex des méandres 1 et 2, le chenal se rétrécit, car les deux rives accumulent. Le SIG montre en effet la réduction de la largeur du chenal avec des valeurs entre -2.6 et -5.6 m/an ;
- l'apex du méandre 7 est stable, avec un bilan érosion/accrétion nul ;
- les apex des méandres 3, 5 et 6 sont mobiles, soit par érosion de la rive concave et accrétion de la rive convexe (méandres 5 et 6), soit par accrétion de la rive concave et l'érosion de la rive convexe (méandre 3) avec des vitesses maximales d'érosion entre 1.3 et 2.7 m/an et de sédimentation entre 2.1 et 2.4 m/an.

Ces morphogenèses très variables peuvent s'expliquer localement par le caractère cohésif des berges, localement résistantes à l'érosion par leur teneur élevée en argile ou silts argileux (méandre 7).

2.4. CONCLUSION

L'analyse granulométrique des sédiments en flux, au contact de berges immergées, permet de montrer les effets des recoupements artificiels réalisés dans les années 1980 sur les méandres d'un bras du delta du Danube. Les prélèvements, réalisés au module et lors d'une crue à Q30, enregistrent la chute d'énergie entre ces deux périodes. La crue favorise la remise en suspension de la charge de fond, mais la contrainte de cisaillement est également atteinte sur plusieurs sites avec le module.

Le rôle des effets de sites est bien mis en évidence, selon une typologie géomorphologique (segments rectilignes, apex et secteurs de faible énergie des méandres recoupés, chenaux artificiels et leurs confluence/diffluence avec le chenal naturel). Ils segmentent le continuum fluvial et déterminent des zone-pièges et des zones – sources du flux sédimentaire. Ces dernières augmentent les apports venus d'amont. Elles se localisent dans les chenaux de recoupement et sur les profils en travers dissymétriques (en particulier les apex de certains méandres). Les conclusions hydro-dynamiques sur le fonctionnement des méandres sont globalement cohérentes avec l'évolution du bras de St. George depuis 30 ans et permettent de mieux la comprendre.

La comparaison des méthodes usuelles de traitement des données granulométriques (image CM, diagrammes de Hjulström et Shields) montre les limites de l'image CM pour analyser la charge de fond en transit sur le flanc des berges dans un contexte de sédiments très fins.

Chapitre 3

ESTIMATION DES FLUX SÉDIMENTAIRES ET LES PROCESSUS MORPHO-DYNAMIQUES DU BRAS DE ST. GEORGE

INTRODUCTION

Le but de ce troisième chapitre est d'analyser les paramètres dynamiques (vitesses, force tractrice, contrainte de cisaillement) des flux liquides et solides dans le chenal, en particulier dans les secteurs de recoupements des méandres, et de quantifier le transport en suspension.

L'utilisation d'un aDcp lors de la crue centennale d'Avril 2006 nous a permis d'acquérir des données inédites sur le tronçon méandriforme de 36.5 kilomètres qui correspond à trois méandres ou ensemble de méandres recoupés successifs: le méandre de Mahmudia (1), les deux méandres de Dunavăţ de Sus (2) et Dunavăţ de Jos (3).

Ce chapitre comprend donc trois parties : l'étude du méandre de Mahmudia (3.1.), l'étude du couple des méandres de Dunavăţ (3.2.) et une interprétation générale de l'ensemble de ces données.

3.1. ESTIMATION DU FLUX LIQUIDE ET SÉDIMENTAIRE DU MÉANDRE DE MAHMUDIA (1)

3.1.1. La zone d'étude

Le méandre de Mahmudia est localisé dans le secteur intermédiaire du bras de St. George, entre les PK 84 et 64 (Fig. 3.32). C'est le plus grand et le plus complexe méandre du bras de St. George. Sa longueur d'onde est de 5.1 km, le rayon de courbure est de 3.93 km et le degré de sinuosité est de 4.1.

La rectification du méandre naturel par un canal artificiel de navigation depuis 1984-1988 (Fig. 3.32B) a induit des changements spectaculaires dans la distribution des vitesses du fleuve, du débit liquide et des flux sédimentaires (Ichim et Radoane, 1986 ; Popa, 1997 ; Panin, 2003).

Par conséquent, un certain nombre de réponses morphologiques se sont produites au cours de la période 1990 – 2000, quand, le chenal naturel subit des pro-

cessus d'alluvionnement jusqu'à -11 m (soit 1.8 m.an^{-1}) (Popa, 1997) et de diminution de la largeur (une moyenne de -2.7 m.an^{-1}, avec un maximum de -7.5 m.an^{-1} (environ 33%) au PK 81).

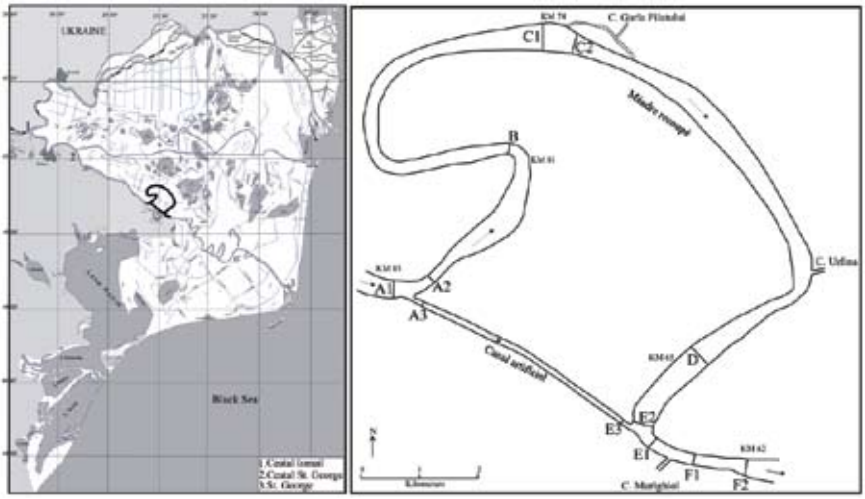


FIG. 3.32 – (A) Carte du delta du Danube; (B) Le méandre de Mahmudia avec le positionnement des profils aDcp

Le colmatage sédimentaire est visible par l'issue de l'île située au PK 74. L'île s'est développée à partir de la berge gauche et a bloqué l'entrée du canal de Gârla Filatului ; une autre île est apparue en 1990 au PK 65 et a augmenté dans le secteur deux fois pendant 1990-2000 (Jugaru *et al.*, 2006).

3.1.2. Profils bathymétriques en long du talweg

L'utilisation des profils bathymétriques transversaux fournis par l'aDcp, le référencement topographique DGPS, la mesure des hauteurs d'eau et de la différence de hauteur des berges (1.5 m) entre les sections A1 et F2, nous ont permis de calculer les pentes successives du thalweg secteur par secteur. Par conséquent, la marge de l'erreur dans des évaluations d'altitude de lit est typiquement entre 2 et 3%. En raison des secteurs latéraux estimés par l'appareil, la section totale est sous-estimée de 2-5%.

Concernant le méandre recoupé, la pente moyenne de talweg (A2-E2) est très basse (0.089 m.km^{-1}). Le secteur situé à l'amont (A1-A2, en aval de la bifurcation) correspond à une réduction importante de la profondeur (Fig. 3.33). La ligne du talweg se localise en rive droite (qui était concave avant le recoupement) et varie de -16 m (A1) à -9 m (A2) de profondeur (soit une contrepente de -8.75 m.km^{-1}) ; en rive gauche entre B et C1 (la convexité de la sinuosité), un autre secteur en contrepente atteste une accumulation des sédiments. En aval, la profondeur du

talweg augmente localement en rive concave de l'apex (- 15.5 m sur B, -10.6 m sur le C2). Près de la confluence en amont, le profil E2 montre un approfondissement en rive droite (-13.2 m). Entre E2 et E1 on observe une forte pente du talweg (22.9 m.km^{-1}).

L'entrée dans le canal artificiel (A1-A3) correspond à une augmentation de la profondeur (de -16 à -20.8 m, ou une pente locale du talweg de 7.4 m.km^{-1}). Entre A3-E3, la pente du canal diminue (0.3 m.km^{-1}). Cependant, la confluence (E3-E1) est caractérisée par une contrepente de -8.5 m.km^{-1}, qui peut correspondre à un dépôt sédimentaire provoqué par la jonction des deux flux.

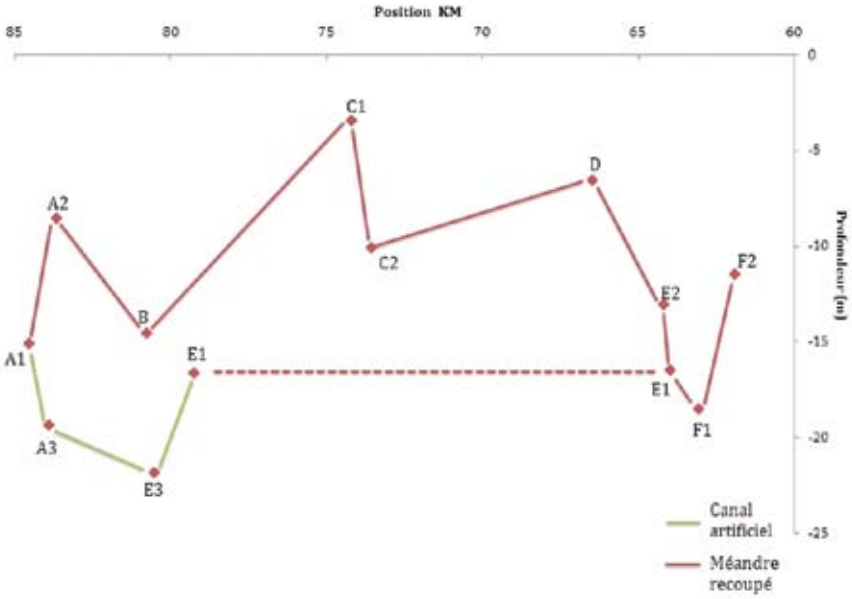


FIG. 3.33 – La ligne du talweg au long du chenal naturel (A1-F2) et du canal artificiel (A3-E3).

Dans le chenal naturel en aval de la confluence, le talweg se situe entre les profondeurs de -18.8 m (F1) à -11.3 m (F2), avec une contre-pente de -8 m.km^{-1}, qui correspond probablement au dépôt entre les deux sections.

La morphologie observée enregistre clairement l'impact du canal artificiel sur tout l'ensemble du système alluvial. Le chenal naturel s'adapte à la diminution du flux, le processus dominant étant la sédimentation. Au contraire, le canal artificiel est caractérisé par une augmentation de la profondeur qui crée une forme bien-calibrée appropriée à maintenir la haute énergie. Les intersections du chenal naturel avec le canal artificiel à la bifurcation et à la confluence sont des secteurs d'accumulation avec des contrepentes, chacune en relation avec la diminution des vitesses (A2) ou avec la jonction des flux contrastants (E1).

3.1.3. Dynamiques hydrologiques

L'analyse des données de vitesses montre l'hétérogénéité des conditions hydrodynamiques dans les différents secteurs du système de Mahmudia (Table. 3.3).

En amont de la bifurcation, le débit (2905 $m^3.s^{-1}$) est réparti de manière homogène sur toute la section A1. La vitesse moyenne est de 0,9 $m.s.^{-1}$. Puis à la bifurcation le flux est divisé en deux branches contrastées du point de vu hydrodynamique: le flux principal (2436 $m^3.s^{-1}$ soit 82%) est capturée par le canal artificiel (A3) avec de fortes vitesses (moyenne de 1.4 ms^{-1}).

TABLE 3.3 – Paramètres hydrodynamiques et sédimentaires des profils aDcp dans le méandre de Mahmudia

Profils		Largeur (m)	Profondeur max. (m)	Vitesse max. ($m.s^{-1}$)	Vitesse moyenne ($m.s^{-1}$)	Surface (m^2)	Débit liquide ($m^3.s^{-1}$)	Débit solide ($kg.s^{-1}$)	MES ($mg.l^{-1}$)
	A1	362	16.3	1.8	0.9	3312	2905	338	120
A	**A2**	99	9.9	1.3	0.8	650	510	73	140
	A3	100	20.8	2.2	1.4	1790	2436	246	100
B		90	15.5	1.2	0.7	938	642	70	110
C	***C1***	408	4.1	0.7	0.3	1438	497	27	50
	C2	299	10.6	0.7	0.3	1581	544	27	50
D		320	7.1	0.7	0.2	1747	388	22	60
	E1	183	16.9	2.5	1.2	2708	3241	422	130
E	***E2***	347	13.2	0.5	0.1	2636	406	8	20
	E3	145	22.2	2.3	1.2	2143	2655	336	130
F	**F1**	207	18.8	2	0.9	2673	2514	268	110
	F2	260	11	1.8	1.1	2276	2495	237	90

Le méandre recoupé (A2) ne reçoit que 18% du flux de l'amont (510 $m^3.s^{-1}$), avec réduction des vitesses (moyenne de 0.8 $m.s^{-1}$). Vers aval, le méandre recoupé est caractérisé par une progressive diminution de la vitesse moyenne (de 0.7 à 0.1 $m.s^{-1}$ de B à E2).

Le débit diminue également de 642 à 406 $m^3.s^{-1}$ (B-E2) en raison d'une perte d'eau vers de petits canaux en rive gauche. Autour du premier apex (B), la dissymétrie du chenal produit les vitesses les plus élevées près de la rive concave du méandre. Dans les sections C1 et C2, les vitesses sont homogène distribuées, car le canal est beaucoup moins sinueux. A la confluence, le profil E2 est encore caractérisé par des vitesses faibles et homogènes (moyenne 0.1 $m.s^{-1}$) et par des débits liquides inférieurs (406 $m^3.s^{-1}$). Il est nettement différent du profil amont du canal artificiel (E3) caractérisé par un débit élevé (2655 $m^3.s^{-1}$) avec des vitesses élevées (moyenne 1.2 $m.s^{-1}$) ; E3 est un profil asymétrique (fortes vitesses en rive droite 1.8

et 2.4 m.s-1, vitesses inférieures vers la rive gauche et près du fond, de 0.8 à 1.5 $m.s^{-1}$). Vers la confluence (E1), le flux est concentré dans la partie centrale du canal. Cette asymétrie dans la distribution des vitesses provient du contraste important entre les flux. Le débit total à la sortie du système est de 3241 $m^3.s^{-1}$.

A l'aval de la confluence, l'influence des flux rapides du canal artificiel est rapidement atténuée. Les vitesses diminuent progressivement de 0.9 $m.s^{-1}$ (F1) à 1.1 $m.s^{-1}$ (F2). Pourtant, un nœud de fortes vitesses (entre 1.1 et 1.4 $m.s^{-1}$) persiste sur la rive droite du profil F1 (Fig. 3.34).

3.1.4. Dynamiques des flux sédimentaires

La distribution des vitesses locales et des concentrations des sédiments en suspension varie avec chaque section étudiée, selon la morphologie locale. En particulier, les sections situées près de la bifurcation (A1/A3) dans l'apex du méandre recoupé (B) et ceux près de la confluence (E1, E3, et F1) sont caractérisés par des vitesses locales élevées (de 1.2 à 2.5 $m.s^{-1}$) et par la présence des panaches verticaux de concentrations élevées, qui traduisent l'existence de mouvements hélicoïdaux d'arrachements sédimentaires à partir de la couche dense du fond. (Fig. 3.34 et 3.35). Les concentrations varient entre les valeurs minimales de 10-20 $mg.l^{-1}$ et les valeurs maximales qui dépassant 180 $mg.l^{-1}$. Dans les sections symétriques (A3, E3, F1, F2), les concentrations sont classiquement plus élevées à proximité du fond et des bords, plus faibles au sommet et dans la partie centrale du chenal. Sur les profils dissymétriques, elles sont élevées dans les secteurs en cours de colmatage, sur le profils « en plateau » (type C1-D), elles sont presque homogènes sur tout le profil. Enfin, le profil E1, situé à la confluence, juxtapose des flux aux concentrations très contrastées.

Dans le détail, on observe souvent la présence de panaches verticaux de concentrations élevées, qui traduisent l'existence de mouvements hélicoïdaux d'arrachements sédimentaires à partir de la couche dense du fond. Ils apparaissent sur les pentes peu profondes des extrados (profils A1, B et F1) ou sur des sections profondes et calibrées (E3 et E1). Ils peuvent être liés au développement des formes de fond. Popa *et al.* (Rapport non-publié) et Panin *et al.* (1992) confirment la présence des dunes fluviales, hautes de 0.5 à 4 m, avec une longueur d'onde de 20 – 40 m, qui se mettent en mouvement sur toute leur épaisseur lors des crues extrêmes.

Un profil longitudinal d'aDcp de 2.4 km a été acquis pendant la campagne 2006 le long du méandre recoupé entre le kilomètres 83.5 et le kilomètre 81.5 (Fig. 3.36). Ces données de bathymétrie montrent la structure des dunes, hautes de 0.5 à 2 m, avec une longueur d'onde de 4 à 13 m.

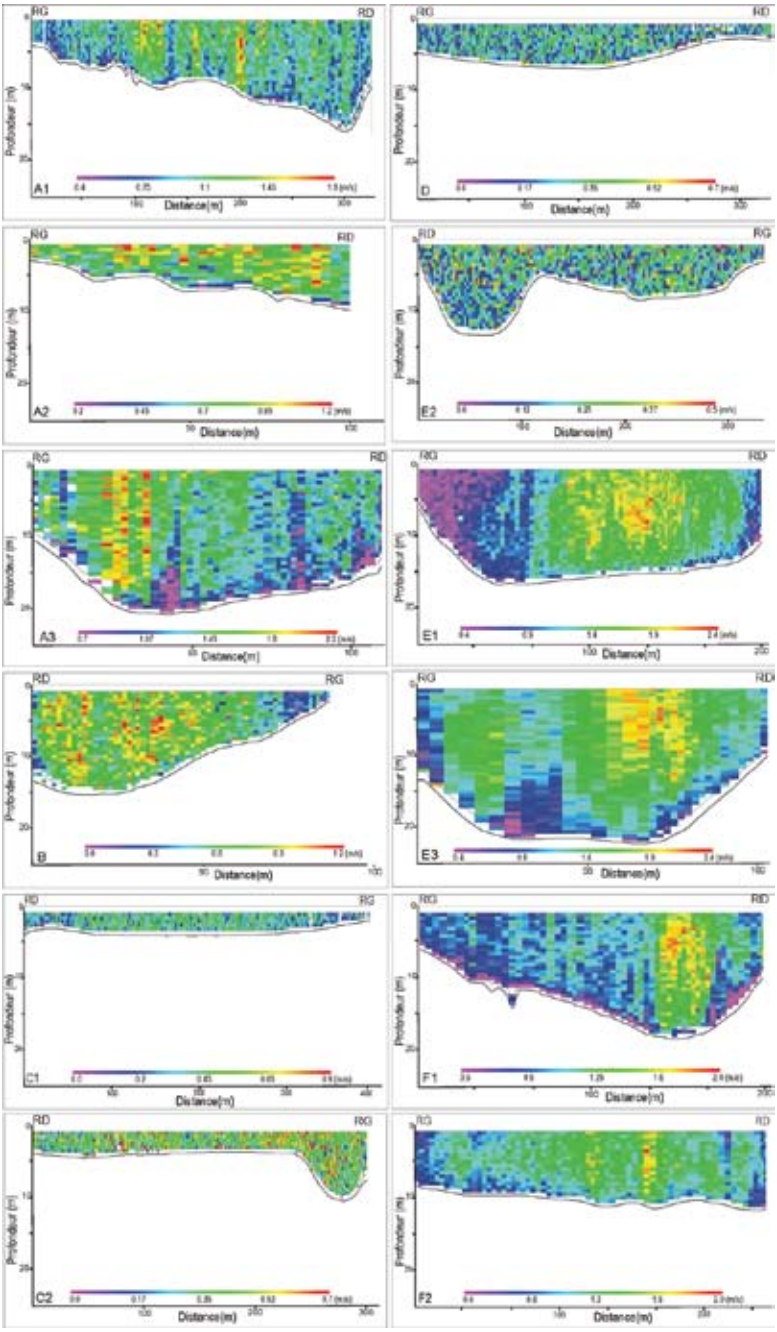


FIG. 3.34 – Distribution de vitesses et bathymétrie sur les profils aDcp réalisés dans le méandre de Mahmudia

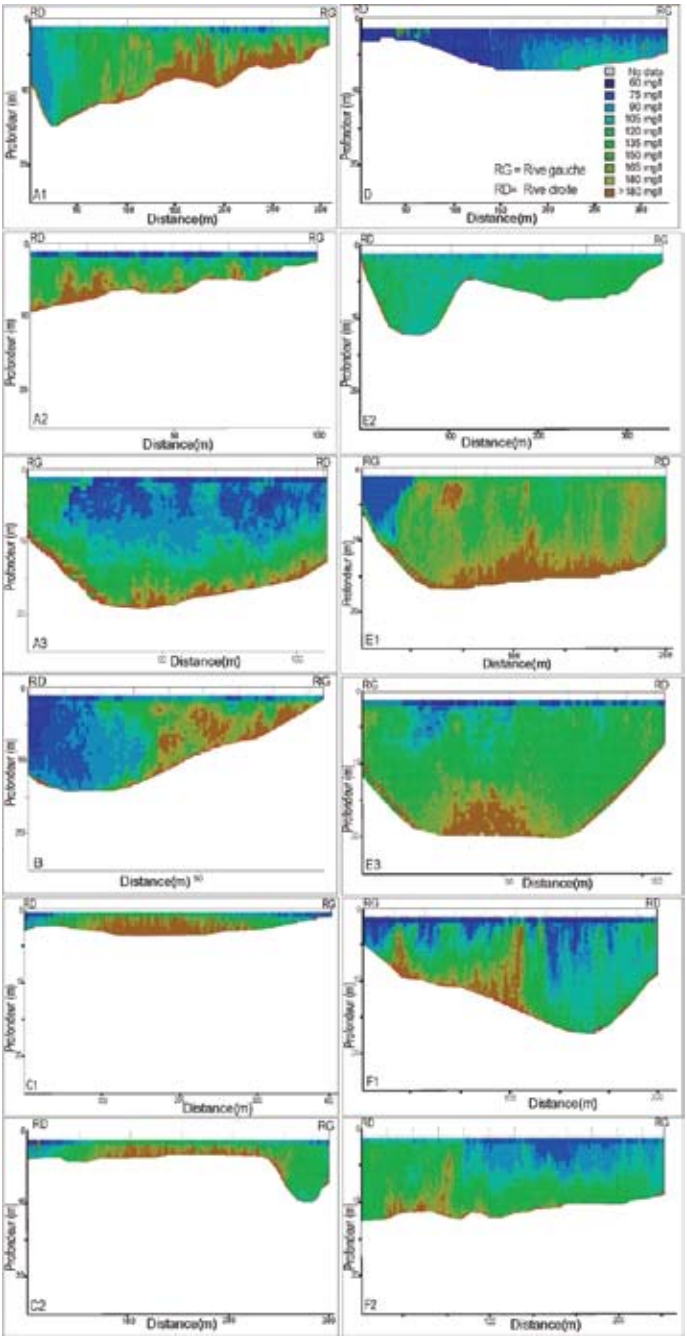


FIG. 3.35 – Répartition des concentrations en suspension sur les sections du méandre de Mahmudia

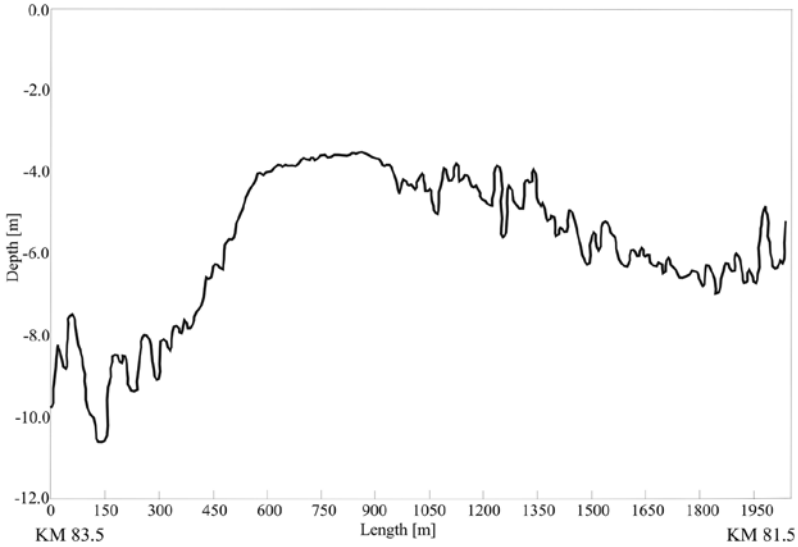


FIG. 3.36 – Profil longitudinal dans le méandre de Mahmudia entre les PK 83.5 et KM 81.5

3.1.5. Bilan des flux liquides et solides

En comparant le flux total en suspension par section (Fig. 3.35), nous pouvons dresser une première estimation des manières du transport et de leur rapport avec l'hydrodynamique et la morphologie du canal. La majeure partie du flux sédimentaire (≈ 73%) traverse le canal artificiel (entre A3-E3). Dans l'ancien méandre, le transit sédimentaire est assez faible et diminue progressivement avec la distance (Fig. 3.37). Les valeurs élevées de MES réapparaissent en aval de la confluence (E1-F2). Cette hétérogénéité et ses variations spatiales nous permettent de concevoir un modèle en boîte du transport des sédiments pour le secteur étudié. A la bifurcation, le flux liquide aussi bien que le flux solide en suspension sont conservatives. Le débit liquide A2+A3 (510 + 2436 = 2946 $m^3.s^{-1}$) dépasse celui de A1 (2905 $m^3.s^{-1}$), alors que la perte de sédiments entre les sections transversales A2+A3 (73 + 246 = 319 $kg.s^{-1}$) et la section A1 (338 $kg.s^{-1}$) est de 19 $kg.s^{-1}$, c'est à dire, une relative variation inférieure à 6% (insignifiant en comparaison aux incertitudes de mesure).

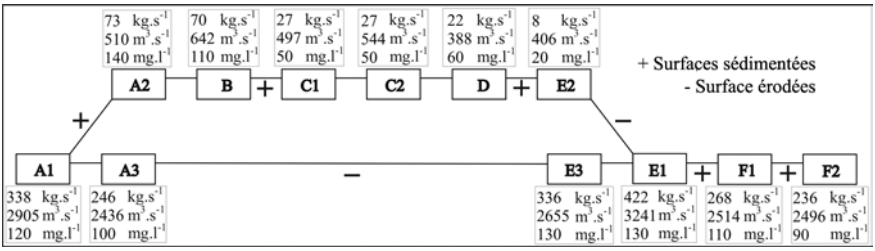


FIG. 3.37 – Modèle en boite des flux liquides, solides et concentrations MES dans le méandre de Mahmudia (1)

Les débits de l'eau et les flux sédimentaires diminuent progressivement le long du méandre de 510 $m^3.s^{-1}$ (A2) à 406 $m^3.s^{-1}$ (E2) et de 73 $kg.s^{-1}$ (A2) à 8 $kg.s^{-1}$ (E2), indiquant un évident colmatage dans le chenal principal et aussi bien dans les zones inondables. Les « pertes » du flux sédimentaire sont significatifs entre les sections B/C1 (70/27 $kg.s^{-1}$) et D/E2 (22/8 $kg.s^{-1}$). Nous observons donc que les flux liquides et solides sortant du méandre ont perdu 104 $m^3.s^{-1}$ et 65 $kg.s^{-1}$ par rapport à par rapport aux flux entrants. Ces valeurs suggèrent un équilibre complexe entre les apports et les pertes locaux vers le canal le plus important en rive gauche, le canal d'Uzlina (les valeurs moyennes de l'eau ($m^3.s^{-1}$) et sédiments ($kg.s^{-1}$) entrant dans le lac Uzlina par le canal sont de 16.4 $m^3.s^{-1}$ (soit 1.5%) et 3.0 $kg.s^{-1}$ (soit 1%), valeurs pour la période 1981-1989).

Dans le canal artificiel, la balance des flux liquides reste plutôt conservative (+ 9%), tandis que le flux sédiment augmente par 90 $kg.s^{-1}$ (+ 36.5%) entre les sections A3 et E3. Par conséquent, le canal est potentiellement un secteur d'apport par érosion significative.

La confluence est un secteur complexe parce que le profil E1 montre un flux sédimentaire (422 $kg.s^{-1}$) suppérieur à la somme des apports potentiels (E2+E3 = 344 $kg.s^{-1}$), alors que la balance des flux liquides est presque conservative. La diminution des flux entre les sections E1, F1 et F2 (3241 $m^3.s^{-1}$ à 2514 $m^3.s^{-1}$ et 2476 $m^3.s^{-1}$) est due à la perte de ≈ 700 $m^3.s^{-1}$ vers le canal de Murighiol en rive droite. La diminution du transit sédimentaire (422 $kg.s^{-1}$ à 236 $kg.s^{-1}$) entre les profils E1 et F2 peut être expliquée par une diminution progressive d'énergie mais également par le débordement vers les zones inondables qui mènent vers une diminution progressive du flux et des concentrations.

L'analyse qui suit se concentrera sur la concordance potentielle entre nos résultats et les autres données disponibles au sujet de l'évolution géomorphologique du secteur étudié. Les zones de dépôt/érosion suggérées par les valeurs de la force tractrice critique et par la variabilité des concentrations aussi bien que l'évolution morphologique seront analysées.

3.1.6. Calcul d'énergie hydro-dynamique

Les processus morpho-dynamiques locaux pendant la crue de 2006 sont analysés à partir de deux paramètres géomorphologiques : la puissance spécifique (ω) qui indique la capacité du flux d'ajuster la morphologie du chenal (Biedenharn *et al.,* 2000) ; et la force tractrice critique (τ_0) indiquant la capacité du flux à mobiliser les sédiments du fond du chenal. Les formules de ces deux équations sont présentées dans l'introduction de cette troisième partie (le point 4).

Les secteurs avec la puissance spécifique élevée (au-dessus de 29 $W.m^{-2}$) se trouvent dans le canal artificiel (A3, E3) en raison de la largeur réduite et de la forte pente. Dans le méandre recoupé, les valeurs de puissance spécifique sont logique-

ment beaucoup inférieures en raison de la pente faible et de l'augmentation de la largeur du chenal (A2/E2 : au-dessus de 4 $W.m^{-2}$). A l'amont (A1) et à l'aval (E1/F2), les valeurs de ω sont plus élevées (de 14.1 $W.m^{-2}$ dans A1 à 27.2 $W.m^{-2}$ dans E1 et d'environ 20 $W.m^{-2}$ dans F1/F2).

La valeur de la pente utilisée est celle de la pente d'énergie, voisine de la pente de la surface de l'eau (Bravard et Petit, 1986) ; nous avons séparé deux tronçons : le chenal recoupé (entre A2 et E2, S = 0.056 $m.km^{-1}$) et le canal artificiel (entre A1 et F2, S = 0.174 $m.km^{-1}$). Les résultats sont présentés dans la figure 3.38.

Comparée à la valeur dans la section A1, la force tractrice critique est sensiblement plus élevée dans le canal artificiel (A3/E3) et à la sortie du méandre recoupé (E1/F1). Dans le méandre recoupé, les valeurs de la force tractrice sont nettement inférieures (A2/E2). L'apex, à la section B correspond au secteur le plus active du méandre recoupé. Ainsi, ces calculs indiquent la capacité élevée d'érosion dans le canal artificiel et sa diminution dans le méandre recoupé (zone de dépôt).

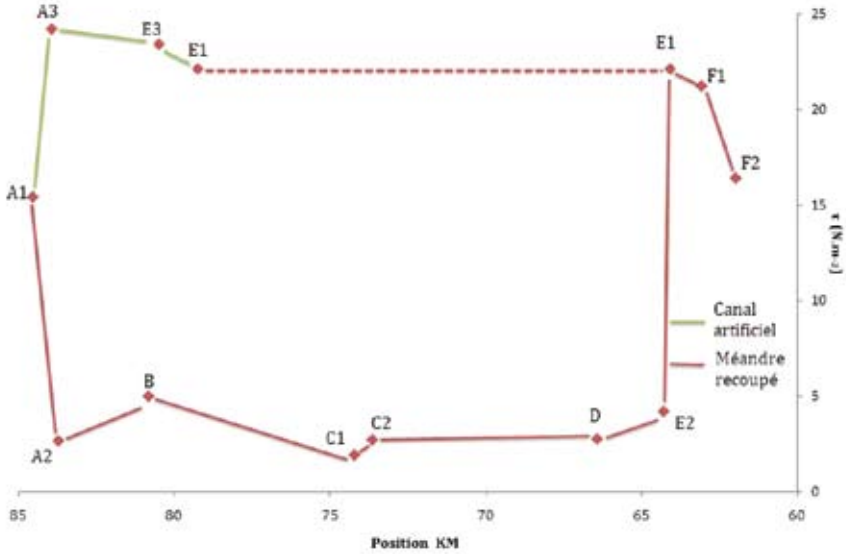


FIG. 3.38 – Forces tractrices sur les profils en travers du méandre de Mahmudia

Cette analyse des secteurs potentiels d'érosion/dépôt est cohérente avec les valeurs de MES de sections transversales (Fig. 3.39) tout comme l'analyse de flux de solides en suspension montrée par le modèle de boîte (Fig. 3.37). La diminution des concentrations moyennes à l'amont de la section C1 (50 $mg.l^{-1}$) confirme que le dépôt se produit principalement dans la première moitié du méandre recoupé. Dans le canal artificiel, l'augmentation des concentrations entre A3 et E3 (de 100 à

130 mg.l^{-1}) confirme l'existence des processus d'érosion déjà mises en évidence par les volutes verticaux provenant du lit qui sont associées à des valeurs élevées de τ_0 pour les sections A1, B, E1, E3, et F1.

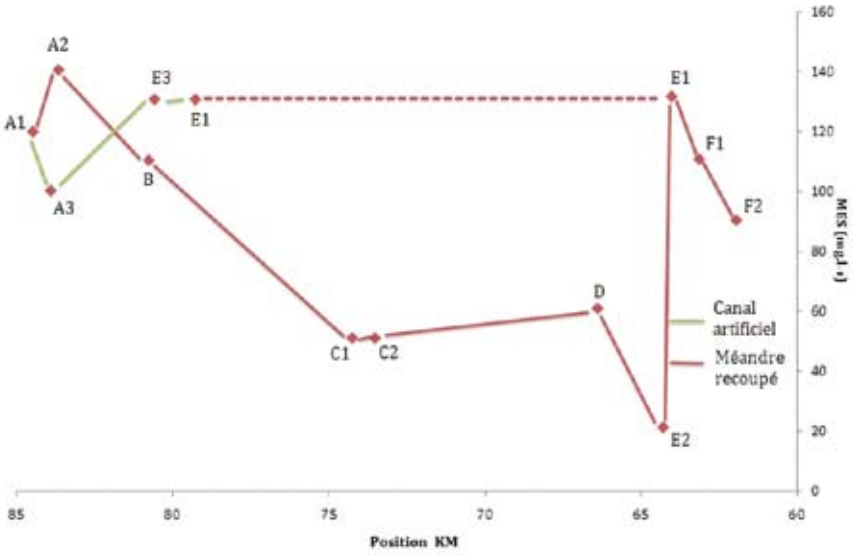


FIG. 3.39 – Concentrations de MES par section, à partir des mesures aDcp et des calculs Sediview

3.1.7. Analyse morpho-dynamique à long terme

Dans l'analyse morphologique à long terme d'un système fluvial aménagé Lane (1947) a distingué deux phases : 1. la réponse immédiate qui se produit juste après l'aménagement; 2. réponse tardive qui se produit graduellement et sur une période très longue.

On retrouve la première phase dans l'étude de Popa (1997) qui a réalisé un suivi de mesures bathymétriques sur six ans juste après la construction du canal artificiel de recoupement; les mesures de profondeurs ont été faites avec un système portable (Side Scan, Biotron S.A, Bucarest), celles de vitesses par un courantomètre électromagnétique et un capteur de pression différentielle. Les mesures ont été réalisées chaque année entre 1990 et 2000 en Septembre et Octobre, quand les débits liquides du Danube sont les plus faibles. Les profils sont localisés à la diffluence du méandre de Mahmudia, dans la proximité des trois profils aDcp de notre système A (A1/A2/A3).

Le suivi montre (Fig. 3.40) que l'aménagement a eu un impact brusque sur la morphologie du chenal dans la période étudiée, par un colmatage du chenal naturel recoupé (jusqu'à 11 m, soit 1.8 m.an^{-1}) et une forte érosion sur le canal artificiel (jusqu'à 13 m, soit 2.1 m.an^{-1}). Le colmatage du méandre recoupé se reflète aussi dans l'apparition et le développement d'îles, rapidement fixées par la ripisilve à partir du second apex. Jugaru *et al.* (2006) a montré que la mobilité du méandre était figée depuis les années 1990.

Avec la précaution de l'erreur imposée à ces mesures (acquisition par des moyens différents, le régime hydrologique différent pendant les mesures), une comparaison entre les profondeurs mesurées par Popa (1990 – 1996) et nos mesures d'avril 2006 peut être envisagée (globalement, sur toute la période les conditions hydrologiques sont pareils – homogénéité des valeurs maximales des débits liquides). On constate un ralentissement des processus morpho-dynamiques au cours des derniers années : en effet, le taux de sédimentation sur le chenal naturel entre 1996 – 2006 est de 0.1 m.an^{-1} tandis que la vitesse d'érosion dans le canal artificiel est de 0.2 m.an^{-1}. Cette évolution traduirait la relaxation du système qui retrouve un équilibre dynamique.

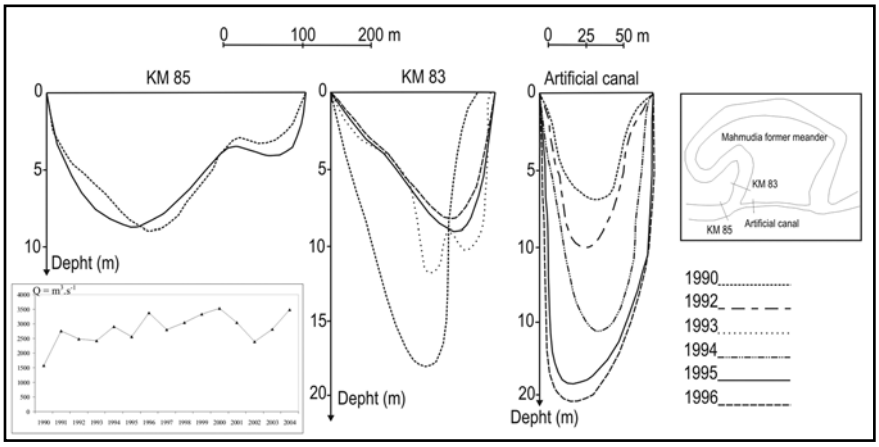


FIG. 3.40 –Evolution de la bathymétrie (1990-1996) du méandre de Mahmudia (Popa, 1997) et l'hydrogramme entre 1990 et 2004 à Ceatal St. George

3.1.8. Bilans des flux solides

Les valeurs de concentrations calculées dans les sections étudiées pendant la crue d'avril 2006 (10-180 mg.l^{-1}) sont assez inférieures en comparaison avec les données trouvées dans la littérature pour des fleuves importants. Meybeck *et al.* (2003) donne de valeurs journalières de 849 mg.l^{-1} pour le Mississippi (Etats Unis), 962 mg.l^{-1} pour le Mekong (Thaïlande), 8240 mg.l^{-1} pour le Rio Grande (Etats Unis), et même 15 760 mg.l^{-1} pour le Colorado (Etats Unis). Une étude sur le Rhône en

période de crue montre des valeurs élevées de 3689 ± 0.05 mg.l^{-1} (Eyrolle *et al.*, 2006).

Le volume sédimentaire déposé dans le méandre recoupé entre la diffluence et la confluence A2-E2 peut être estimé à une valeur de 0.0035 x 10^6 m^3.jour^{-1}, pour un débit liquide de 4600 m^3.s^{-1} (à Ceatal St. George).

Plusieurs estimations du transport de la charge solide à l'embouchure ont été faites et peuvent être discutées. Panin et Jipa (2002) et Panin (2003) calculent le volume du transport solide pour la période après les constructions des barrages artificiels (1983-2000) et montrent un transport sédimentaire à l'embouchure du bras de St. George (24.2 % du total) entre 3.8 x 10^6 – 6 x 10^6 m^3.an^{-1}. Pour la même période, Bondar (donnés non-publiées) donne une valeur de 2.99 x 10^6 m^3.an^{-1}.

Pour quatre jours pendant nos mesures aDcp, nous estimons le flux solide sortant du système Mahmudia entre 0.043 x 10^6 et 0.068 x 10^6 m^3. Ces valeurs sont cohérentes avec celles de Panin et Jipa (2002) et Panin (2003) (entre 0.012 – 0.016 x 10^6 m^3.jour^{-1}). Dans la comparaison de ces valeurs il faut prendre en compte les erreurs liées à la méthode utilisée par chaque auteur.

Une autre discussion peut être portée sur la présence des méandres recoupés en aval qui peuvent aussi stocker des sédiments tout comme les canaux qui transitent des sédiments vers les systèmes lacustres du delta. Une analyse pareille des méandres vers aval est nécessaire pour une compréhension du système entier.

CONCLUSION

Les mesures aDcp réalisés dans de différents sites présentent une variation spatiale des conditions de distribution du flux liquide et le transport sédimentaire dans un système à méandre. L'hydrodynamisme sédimentaire complexe du méandre a été décrit et les effets imposés par le recoupement du méandre ont été analysés. Sur le méandre Mahmudia du bras de St. George, l'impact artificiel de recoupement a imprimé des effets visibles dans son évolution hydrodynamique. L'augmentation de l'appel d'eau par le canal artificiel induit des processus d'incision du canal artificiel. Le méandre recoupé subi une forte réduction du débit liquide et des vitesses, mais conserve une dynamique active jusqu'au premier apex ; vers l'aval le bras subit des processus de colmatage accentués, corrélés avec la réduction de l'énergie hydraulique, qui contribuent en retour à l'affaiblir encore. Après une augmentation globale progressive de l'énergie fluviale pendant les dernières années sur le canal artificiel et une diminution sur le méandre recoupé, à présent le système tend vers un état d'équilibre.

Les mesures aDcp réalisées en période de crue centennale ont permis de faire des observations sur le fonctionnement du système dans des conditions extrêmes.

L'impact de la crue centennale d'avril 2006 se reflète dans la distribution des vitesses et des concentrations en suspension sur les sections transversales étudiées.

Les processus présentés sont à une échelle exagérée par rapport à l'écoulement pluriannuel du bras de St. George. Mais comme le transport solide se fait lors des crues, les résultats semblent être significatifs pour un réel transport solide.

3.2. LE COUPLE DES MÉANDRES DUNAVĂȚ DE SUS (2) ET DUNAVĂȚ DE JOS (3)

3.2.1. La zone d'étude

Les méandres (2) et (3) sont situé dans la partie médiane du bras de St. George, entre les PK 58 – 54 et 54 – 49 (Fig. 3.41). Ils ont une longueur d'onde de respectivement 1.93 et 2.32 km et une sinuosité de respectivement 2.0 et 2.3. Ces deux méandres ont subi aussi des interventions anthropiques (recoupements entre 1984-1988 afin de faciliter la navigation). Des mesures (Popa *et al.*, rapport non publié) réalisées en 1988 dans le méandre (3) ne montrent pas des modifications significatives immédiates dans la distribution des flux liquides et solides entre le méandre recoupé et le canal de recoupement. Une année plus tard, en régime modal d'écoulement, le même canal, du méandre (3) reprend au maximum 10 – 20 % du débit liquide et 8 -10 % du débit solide du chenal principal.

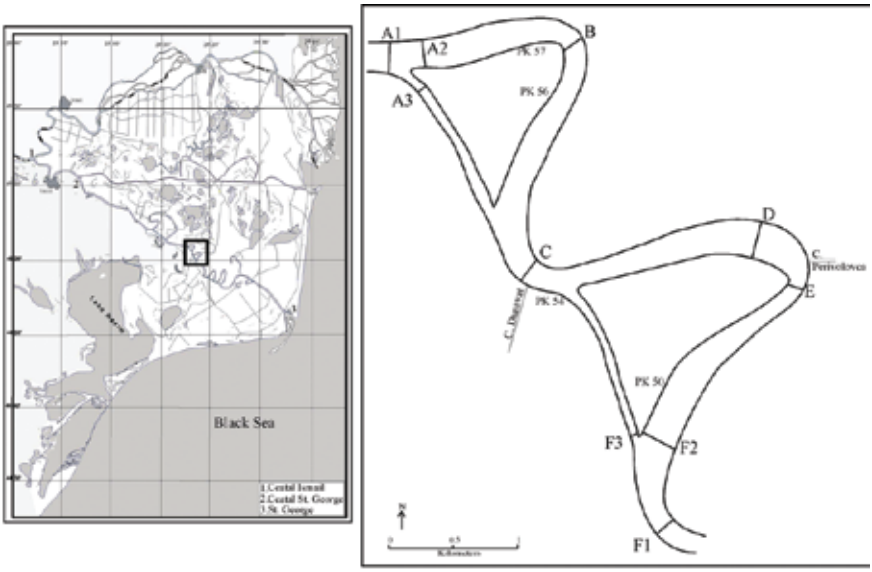


FIG. 3.41 – Méandres (2) et (3) et position des profils ADCP

TABLE 3.4 – Paramètres hydrodynamiques et sédimentaires des profils aDcp dans les méandres (2) et (3)

Profils		Largeur (m)	Profondeur max. (m)	Vitesse max. ($m.s^{-1}$)	Vitesse moyenne ($m.s^{-1}$)	Surface (m^2)	Débit liquide ($m^3.s^{-1}$)	Débit solide ($kg.s^{-1}$)	MES ($mg.l^{-1}$)
	A1	282	14.5	1.72	1.01	2621	2650	328	124
A	**A2**	246	16.5	1.63	0.95	2332	2220	300	135
	A3	80	12.4	1.22	0.71	566	400	45	113
B		207	22.5	2.12	0.65	3200	2080	255	123
C		183	21.1	2.13	1.08	2451	2640	214	81
D	***E1***	265	10.1	1.54	0.60	1760	1062	197	186
E	***E2***	173	12.1	1.37	0.61	1710	1047	172	164
	F1	175	24.6	2.26	0.90	2662	2394	273	114
F	**F2**	336	11.3	2.21	0.61	1774	1083	180	166
	F3	80	15.1	1.19	1.31	1024	1342	145	108

Les conditions hydrologiques pendant la campagne d'acquisition des données, ainsi que la méthodologie utilisée ont été décrites dans l'introduction. Nous ne les reprenons donc pas ici, puisque nous avons suivi le même protocole pour l'analyse du couple des méandres (2) et (3).

L'ensemble des données mesurées figure dans le tableau 3.4. Elles permettent d'étudier les profils bathymétriques et les dynamiques hydro-sédimentaires de chaque section, puis de dresser un bilan des flux liquides et solides. Ces résultats seront analysés en regard des caractères de la puissance fluviale, puis comparés aux études réalisées à plus long terme.

3.2.2. Profils bathymétriques en long du talweg

L'utilisation des profils bathymétriques transversaux fournis par l'aDcp, le référencement topographique DGPS, la mesure des hauteurs d'eau et de la différence de hauteur des berge (0.20 cm) entre les sections A1 et F1, nous ont permis de calculer les pentes successives du thalweg secteur par secteur. La figure 3.42 montre un contraste important entre les secteurs de confluence, caractérisés par un renforcement de la pente, donc une forte énergie locale et le chenal à l'intérieur des méandres recoupés.

Profils du méandre 2

Dans le méandre recoupé (2) la profondeur du talweg évolue de -14.5 m (A1) à -16.5 m (A2), puis à -22.5 m (B) et -21.1 m (C). La diffluence (A1 – A2) correspond donc à un fort approfondissement du chenal (pente de 6.28 m.km^{-1}), qui se prolonge jusqu'à la section B (4.54 km^{-1} entre A1 et B). A l'aval de l'apex, la pente s'inverse entre B et C (-0.66 m.km^{-1}). Cette configuration suggère une érosion du plancher alluvial à l'amont, puis une accumulation à l'aval.

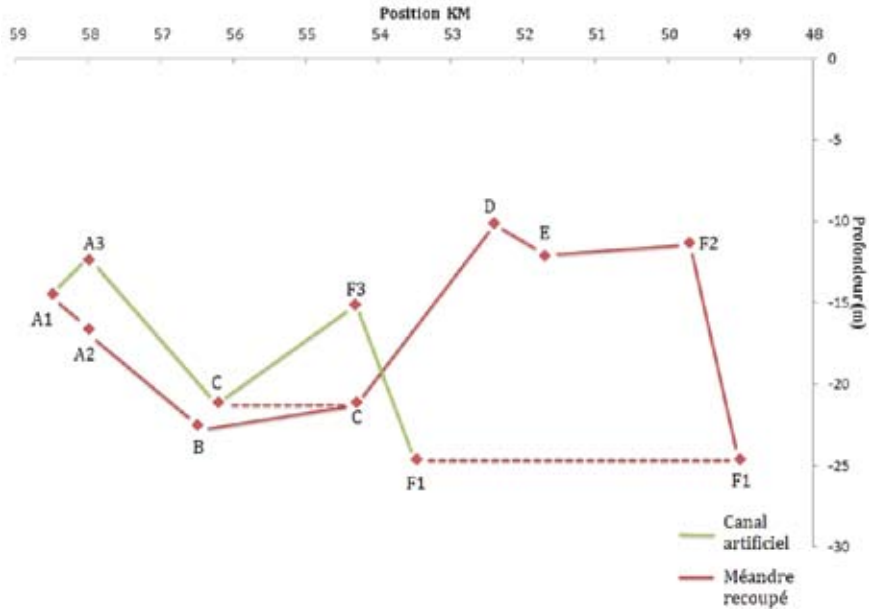


FIG. 3.42 – La ligne du talweg dans les méandres (2) et (3)

L'entrée dans le canal artificiel (A1 – A3) est marquée par la diminution de la profondeur de -14.5 m (A1) à -12.4 m (A3), avec une contrepente de -5.8 m.km^{-1} ; puis entre A3 et C, un rapide approfondissement (4.85 m.km^{-1}). Le canal serait donc caractérisé par un dépôt, puis une incision.

Ces hypothèses morpho-sédimentaires seront discutées plus loin.

Profils du méandre 3

Dans le méandre recoupé (3), la profondeur du talweg évolue de -21.1 m (C) à -10.1 m (D), -12.1 m (E), -11.3 m (F2), puis -24.3 m (F1). Le segment en amont de l'apex correspond donc à une contrepente de -5.85 m.km^{-1}, suivie d'un approfondissement au niveau de l'apex (-2.24 m.km^{-1} entre D et E), puis d'un palier en pente très faible (0.4 m.km^{-1} entre E et F2). Cette configuration suggère un fonctionnement opposé à celui du méandre précédent, avec un dépôt en amont de l'apex,

puis une incision dans l'apex et, vraisemblablement une reprise du dépôt en aval de l'apex. A la confluence, la pente entre F2 et F1 redevient importante (19 m.km^{-1}), traduisant une reprise d'érosion.

Le canal artificiel a un fonctionnement comparable à celui du méandre (2) : sa partie amont (C – F3) est marquée par la diminution de la profondeur de -21.1 m (C) à -15.1 m (F3), avec une contrepente de -3.15 m.km^{-1}; puis entre F3 et F1, un rapide approfondissement (11.67 m.km^{-1}). Ce canal serait donc également caractérisé par un dépôt, puis une incision.

Ces différences de comportement doivent s'interpréter dans le continuum amont-aval de chaque méandre et dans celui du système couplé. Elles seront discutées ci-dessous.

3.2.3. Dynamiques hydrologiques

L'analyse des données aDcp montre une forte hétérogénéité dans la géométrie des sections transversales et la distribution des vitesses sur les sections successives des deux méandres (Table 3.4 et Fig. 3.43), qui témoignent d'un fonctionnement différent.

Dynamique hydrologiques du méandre 2

- En amont de la diffluence, sur le profil A1, le débit liquide (2650 m^3.s^{-1}), sur une section mouillée de 2621 m^2, a une vitesse moyenne de 1.01 m.s.$^{-1}$, avec une concentration des plus fortes vitesses dans la partie centrale (maximum de 1.71 m.s^{-1}).
- A la diffluence, ce débit est partagé de façon très inégale, puisque le chenal recoupé (A2) en capte 85%, avec une vitesse moyenne de 0.95 m.s.$^{-1}$, sur une section mouillée un peu réduite (2332 m^2). Le talweg du chenal, profond de 16 m, y atteste d'une forte dynamique induite par la présence de la diffluence en rive droite.
- Dans la zone d'apex (B), le chenal se rétrécit en largeur (207 m), mais s'approfondit (22.5 m) ; la section mouillée s'accroît ainsi de 2332 m^2 en A2 à 3200 m^2 en B, ce qui explique la diminution des vitesses moyennes (0.65 m.s.$^{-1}$). Sur ce profil, symétrique, les fortes vitesses sont concentrées dans la partie centrale (maximum 2.12 m.s^{-1}) et légèrement déportées vers la rive droite convexe.
- A l'aval, à la confluence (C), la section mouillée est de nouveau réduite (2451 m^2), alors que la vitesse moyenne redevient plus forte (1.08 m.s^{-1}). Sur ce profil très dissymétrique, les vitesses sont affaiblies en rive gauche convexe, à pente faible (0.4 – 0.7 m.s^{-1}) et renforcées sur la rive droite au débouché du canal de recoupement (1.7 – 2.2 m.s^{-1}).

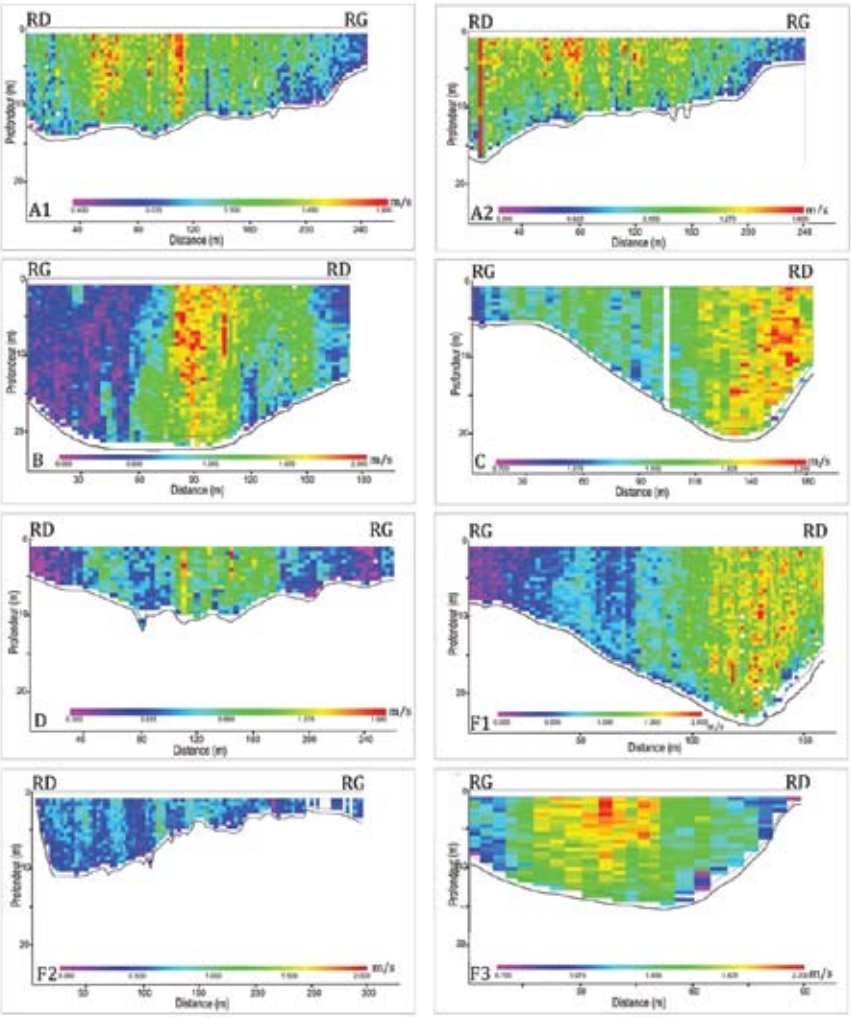


FIG. 3.43 – Distribution de vitesses et bathymétrie sur les profils aDcp réalisés dans les méandres 2 et 3

Dynamiques hydrologiques du méandre 3

A la deuxième diffluence, le flux liquide est distribué presque à égalité entre le chenal recoupé (1062 $m^3.s^{-1}$) et le canal artificiel (1342 $m^3.s^{-1}$), avec une légère prépondérance de ce dernier qui transporte jusqu'à la confluence (F1) 56 % du débit de l'amont.

- Sur la section D, à l'entrée de l'apex, la largeur du chenal s'accroît (265 m), mais le fond se relève (-10.1 m de profondeur), ce qui réduit fortement la

section mouillée (1760 m^2). Les vitesses sont affaiblies (vitesse moyenne 0.6 $m.s^{-1}$).

- Sur la section E, à la sortie de l'apex, le chenal est moins large (173 m), mais plus profond (12.1 m), ce qui conserve la surface de la section mouillée (1710 m^2), ainsi que la vitesse moyenne.
- Sur le profil F2, en amont de la confluence, le chenal s'élargit (336 m), mais conserve la même section mouillée (1774 m^2). Les vitesses y sont faibles et homogènes (moyenne de 0.61 $m.s^{-1}$). Il devient très dissymétrique, avec une rive gauche peu profonde (-3 à -6 m sur la moitié de la largeur du chenal) et une rive droite profonde de -11.3 m, située dans le prolongement du débouché du canal artificiel.
- Dans le profil F1, au-delà de la confluence, l'approfondissement du chenal (24.6 m) augmente de nouveau la section mouillée (2664 m^2) la vitesse moyenne (0.9 $m.s^{-1}$). C'est sur ce profil que la vitesse maximale est atteinte (2.26 $m.s^{-1}$).

Dynamiques hydrologiques des deux canaux de recoupement

De largeur comparable (80 m), ils sont inégalement profonds (respectivement 12.4 et 15.1 m). La section mouillée du second canal (1024 m^2) est donc le double de celle du premier (566 m^2). Le passage de débits très inégaux (respectivement 400 et 1342 $m^3.s^{-1}$) produit donc des vitesses moyennes différentes, 0,71 $m.s^{-1}$ pour le premier, 1,11 $m.s^{-1}$ pour le second. Mais les vitesses maximales y sont pratiquement équivalentes (environ 1.2 $m.s^{-1}$). Les profils de vitesse y sont symétriques, avec les vitesses concentrées dans la partie centrale. On retiendra enfin que les jonctions (diffluences et confluences) sont des zones d'énergie élevée, caractérisées par de fortes pentes du talweg.

Le débit total à la sortie du couple des deux méandres est de 2394 $m^3.s^{-1}$. La balance entrée / sortie est donc négative avec une perte de 256 $m^3.s^{-1}$, qui est en partie évacuée par les canaux inter-distributaires.

3.2.4. Dynamique des flux sédimentaires

Le traitement des données aDcp (Table 3.4 et Fig. 3.44) permet de décrire la distribution des concentrations en MES sur les sections successives des 2 méandres. La distribution de MES varie pour chaque profil en fonction de la position de la masse d'eau dans le chenal, de sa vitesse et de la forme de la section.

Tous les profils comportent logiquement près du fond une couche dense mobile, à la transition avec la charge de fond. On observe l'effet de mouvements verticaux ascendants en panaches, qui peuvent entraîner les sédiments jusqu'à la surface. Ils sont le plus souvent localisés sur les pentes faibles des rives convexes des apex (profils B, C + autres ?) ou sur des secteurs peu profonds (F2). Sur les profils A1 et A2 ces pana-

ches se développent à partir de profondeurs notables, entre 14 et 8 mètres ; il en est de même dans la zone centrale de l'apex du méandre 3 (profil D). Ces mouvements mettent en suspension la charge de fond : ils sont donc générateurs d'une érosion locale, puis d'un transport vers l'aval. Pourtant, ces fortes concentrations en MES (supérieures à 180 mg.l^{-1}) ne coïncident pas avec les plus fortes vitesses. Sur la plupart des profils (A2, B, C, D, F2), on constate au contraire qu'ils correspondent aux vitesses faibles induites par la rugosité à proximité du fond. Au contraire, les noyaux de fortes vitesses sont peu chargés en sédiments, car ils favorisent la dilution. Enfin, les berges des rives concaves des apex (profils C, B, D) correspondent à de fortes vitesses, mais ne présentent aucun arrachement sédimentaire.

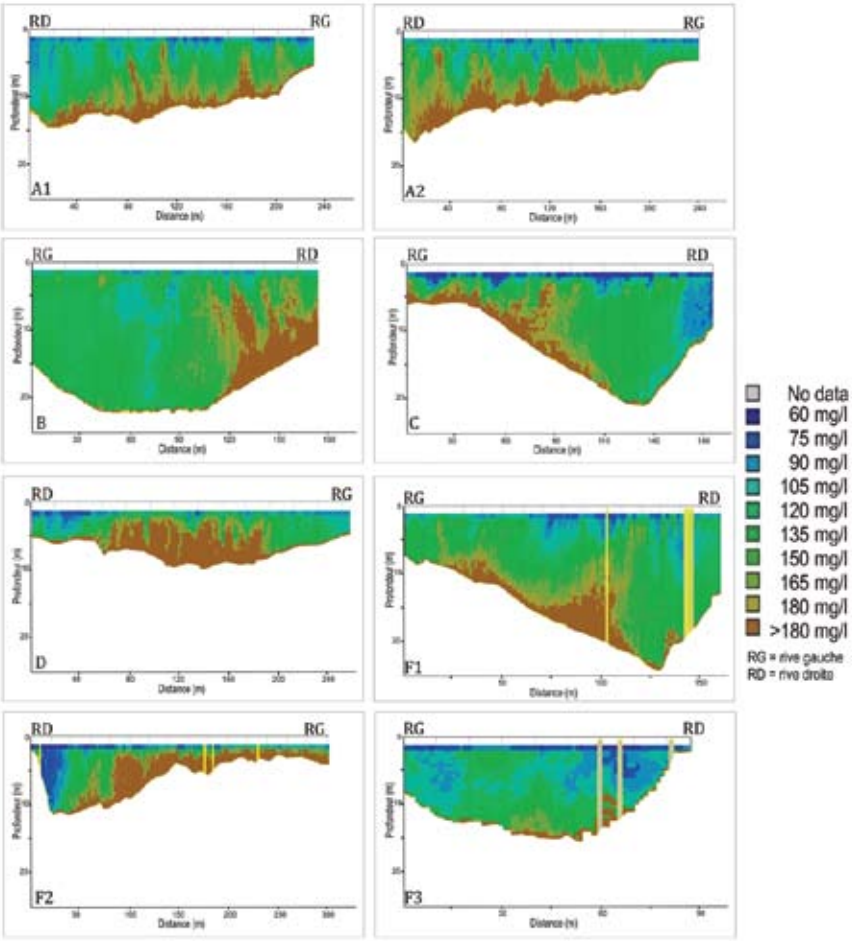


FIG. 3.44 – Distribution de la concentration MES établie à partir des profils aDcp sur les méandres 2 et 3

Les profils situés dans les canaux artificiels (A3 et F3) sont pauvres en sédiments en suspension ; les concentrations maximales (165 $mg.l^{-1}$) se situent dans la partie centrale et à proximité des berges.

3.2.5. Bilan des flux liquides et solides (Fig. 3.45)

La comparaison des flux totaux en suspension pour chaque section permet d'élaborer un modèle en boîte, qui décrit le fonctionnement morpho-hydro-sédimentaire du chenal des deux méandres. L'observation au cours des mesures a permis d'assurer qu'il n'y avait pas de perte, liquide ou solide, vers la plaine alluviale : le débit du Danube est alors très proche du Qbf, sans le dépasser sur ce secteur.

Bilan du méandre 2

A l'entrée dans le méandre (2), le canal artificiel ne prend que ≈14% du flux liquide et solide ; le reste transite par le chenal recoupé. La somme des débits liquides des deux branches A2+A3 (2220 + 400 = 2620 $m^3.s^{-1}$) est faiblement inférieure, pourtant comparable à celle du profil A1 en amont de la diffluence (2650 $m^3.s^{-1}$). Mais la somme des débits solides A2 + A3 (300 + 45 = 345 $kg.s^{-1}$) est supérieure de 17 $kg.s^{-1}$ à l'apport d'amont (328 $kg.s^{-1}$ sur le profil A1). Cette différence signale une possible érosion du chenal (fond ou berges) à l'entrée du méandre recoupé ou du canal de recoupement.

Sur le méandre recoupé, en amont de l'apex, le débit liquide diminue (problème de mesure ou estimation de la distance par rapport aux berges ?), ainsi que le débit solide : 45 $kg.s^{-1}$ se perdent entre les profils A2 et B. En aval de l'apex, sur le profil C, situé à la confluence, le débit liquide (2640 $m^3.s^{-1}$) est inférieur de 160 $m^3.s^{-1}$ à la somme de A3 + B. Le débit solide présente également un déficit de 86 $kg.s^{-1}$ (B + A3 = 255 + 45 = 300 $kg.s^{-1}$). On peut faire l'hypothèse que ces sédiments ont été déposés entre l'apex B et la confluence C.

Bilan du méandre 3

A l'aval de la jonction (C) un canal artificiel exporte ≈ 9 % du flux vers le système des étangs Razelm au sud.

A l'entrée dans le méandre (3) la distribution des flux liquides est assez équilibrée entre le canal artificiel (F3) et le chenal recoupé (D). Mais la comparaison des flux solides traduit un apport supplémentaire, puisque la somme de D + F3 (197 + 145 = 324 $kg.s^{-1}$) est supérieure au flux entrant (215 $kg.s^{-1}$ dans la section C). Cette disparité montre qu'il y a un apport en charge solide de 109 $kg.s^{-1}$, fourni par l'érosion du plancher ou des berges entre les profils C et F3 ou/et C et D. Nous verrons plus loin que l'image aDcp confirme que la charge de fond locale est remise en suspension pendant la crue.

Sur le bras recoupé, (D-E-F2), le débit liquide reste à peu près constant, mais le débit solide diminue entre D et E (-25 kg.s^{-1}), correspondant à un dépôt dans le chenal. A la proximité de l'apex, un canal situé en rive gauche perturbe le transit (canal Perivolovca) et absorbe au maximum 5 % du flux liquide et solide. A la confluence aval, sur le profil F1, le débit liquide est égal à la somme des deux sections précédentes (F2 + F3), mais le débit solide enregistre une diminution de 55 kg.s^{-1} (soit 20 % par rapport à F2 + F3 = 325 kg.s^{-1}). Cette diminution implique un dépôt en amont de la confluence, avant la sortie du méandre recoupé.

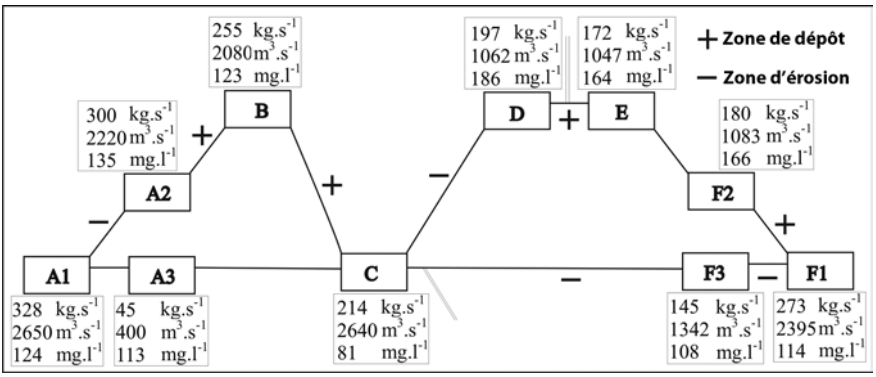


FIG. 3.45 – Modèle en boite des flux liquides, solides et concentrations MES dans les méandres 2 et 3

On observe donc un fonctionnement différent entre les deux sous systèmes.

Le méandre (2) évacue l'essentiel du flux liquide et ne subit pas une forte influence du canal artificiel. Il retient pourtant 34% du flux solide entrant, soit 114 kg.s^{-1}. Ce segment fonctionne donc comme un piège sédimentaire. Le modèle en boîte montre que le dépôt s'effectue pour 1/3 en amont de l'apex et pour 2/3 à l'aval, avant le retour à la confluence.

Le méandre (3), au contraire, reçoit un flux solide diminué. Il ajoute pourtant 27% au flux entrant, soit 59 kg.s^{-1}. Ce segment fonctionne donc comme une « source » sédimentaire. Dans le détail, le modèle a montré que ce bilan correspond à un piégeage (en aval de l'apex D, puis sur le segment à l'amont de la confluence), dont la valeur est inférieure à celle de l'incision, soit en amont du méandre, soit, plus sûrement, dans le canal de recoupement. La source sédimentaire est donc plus certainement à rechercher dans le fonctionnement du canal de recoupement, beaucoup plus actif que celui du méandre 2.

3.2.6. Calcul de l'énergie hydro-dynamique

Pour comprendre les processus morpho-dynamiques locaux, nous avons utilisé les deux équations considérées comme des indicateurs de la capacité du transport solide et de la mise en mouvement des particules : la puissance spécifique ω) et la

force tractrice (τ) (Bagnold, 1966). La valeur de la pente utilisée est celle de la pente d'énergie, voisine de la pente de la surface de l'eau (Bravard et Petit, 1986) ; nous avons séparé deux tronçons : le chenal recoupé (entre A2 et F2, S = 0.024 m.km^{-1}) et le canal artificiel (entre A1 et F1, S = 0.042 m.km^{-1}). Le second a une pente deux fois plus forte que le premier. Les résultats sont présentés dans la table 3.5 et la figure 3.46).

Des puissances spécifiques supérieures à 3 (entre 3.4 et 6.91 W.m^{-2}) sont localisés à l'entrée et aux sorties du système, sur les profils A1, C et F1, correspondant à l'écoulement de la totalité du débit liquide. L'étroitesse du chenal sur le profil F1 explique la forte valeur locale de la puissance spécifique. La valeur maximale est obtenue sur canal de recoupement du méandre 3 (profil F3), ou sont mesurées les vitesses les plus élevées, sur une forme étroite et profonde en pente forte. Les puissances spécifiques les plus faibles, inférieures à 1 W.m^{2}, apparaissent sur le méandre 3, en amont de l'apex (profil D) et avant la confluence (profil F2), qui sont des secteurs élargis à vitesse réduite. Enfin, les valeurs intermédiaires (entre 1 et 3 W.m^{-2}) sont situées sur le méandre 2 (profils A2 et B), à la sortie de l'apex du méandre 3 (profil E, étroit) et sur le canal de recoupement du méandre 2 (profil A3, à faible vitesse moyenne).

Les deux méandres recoupés sont ainsi caractérisés par des valeurs différentes, plus fortes dans le premier méandre (entre 2.12 et 2.37 W.m^{-2}) que dans le deuxième (entre 0.94 et 1.42 W.m^{-2}).

TABLE 3.5 – Valeur de la ω et τ dans les profils de méandres (2) et (3)

Profils		ω (W.m^{-2})	τ (N.m^{-2})
	A1	3.87	6.78
A	**A2**	2.12	4.35
	A3	2.06	5.09
B		2.37	5.30
C		3.40	4.86
D		0.94	2.21
E		1.42	2.26
	F1	5.64	10.21
F	**F2**	0.76	2.66
	F3	6.91	6.82

Les valeurs de la force tractrice suivent approximativement la même distribution. Elles sont très importantes (< 6.8 N.m^{2}) à l'entrée et la sortie du système (profils A1 et F1) et dans le canal de recoupement du méandre 3 (profil F3). Elles sont élevées dans le méandre 2 recoupé (4.35 et 5.3 N.m^{-2} sur les profils A2 et B), son canal de recoupement (5.09 N.m^{-2} sur le profil A3) et le point de jonction (4.86 sur le profil

C) ; elles sont faibles dans le méandre 3 (2.21 à 2.66 N.m^{-2} pour les sections D, E à F2). Ces valeurs montrent donc une capacité plus grande d'érosion sur le méandre (2), en particulier sur son apex, et dans le canal artificiel du méandre (3).

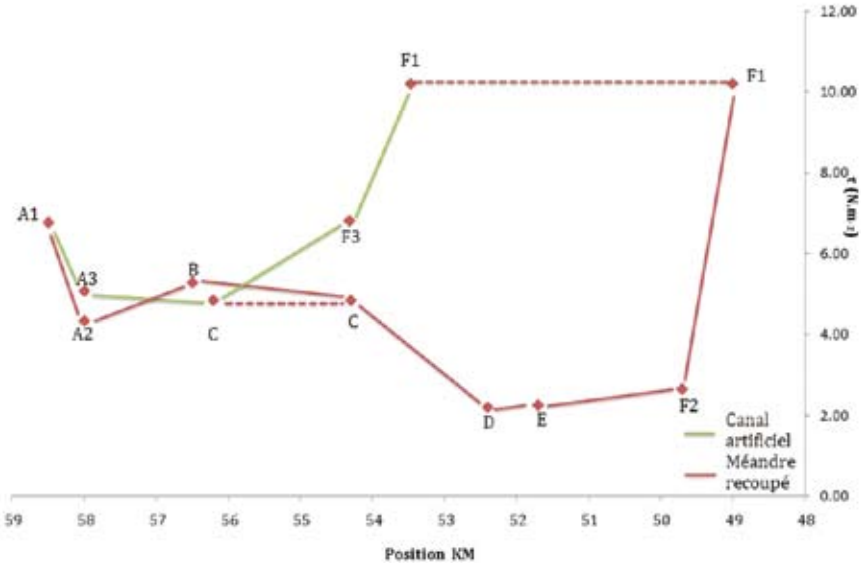


FIG. 3.46 – Forces tractrices sur les profils en travers des méandres 2 et 3

3.2.7. Évolution morphologique décennale (1990-2006) des méandres 2 et 3

Les bathymétries acquises par aDcp permettent de faire une comparaison avec les mesures réalisées par Popa *et al.* (rapport non publié), après les recoupements des méandres. Les mesures de profondeurs ont été faites avec un système portable (Side Scan, Biotron S.A, Bucarest), celles de vitesses par un courantomètre électromagnétique et un capteur de pression différentielle. La campagne a été réalisée en Octobre 1990, pendant les basses eaux, aux PK 62, 57, 54.5, 50 et à l'entrée du premier canal de recoupement. Les données acquises étant ensuite recalées. Situés à la proximité de certains de nos profils (A1, A2, C et F1), les relevés peuvent être utilisés pour une comparaison diachronique, avec les précautions que nécessite l'erreur, difficile à préciser, due à deux méthodes différentes de mesures. La superposition des deux profils bathymétriques montre que la morphologie du chenal a subi de fortes modifications depuis 16 ans (Fig. 3.47).

A l'amont (PK 62, profil A1), puis à l'entrée du méandre 2 (PK 57, profil A2), l'incision affecte la rive droite sur 10 m à 12m, en relation avec l'appel d'eau par le canal. Le profil du chenal devient dissymétrique. A la confluence (PK 54.5, profil C), la rive gauche est stable, mais la rive droite située au débouché du canal, est incisée sur

plus de 10m. Enfin, à l'aval du système (PK 50, profil F1), dans le prolongement de l'afflux du deuxième canal de recoupement, l'incision persiste et atteint encore 7 à 8 m en rive droite et au centre du chenal.

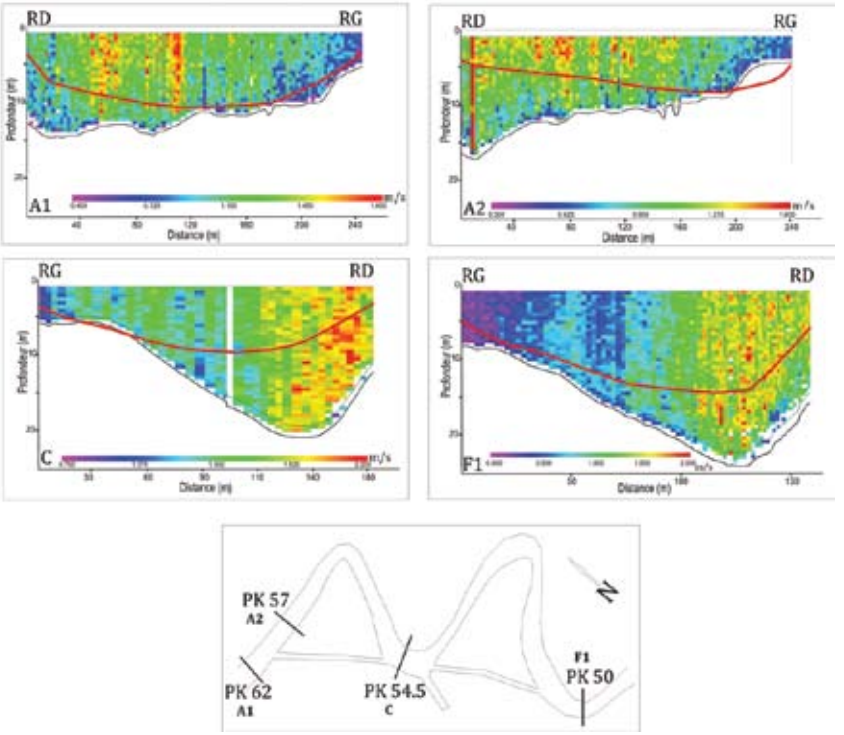


FIG. 3.47 – Comparaison des profils bathymétriques en 1990 - ligne rouge (Popa *et al.* rapport) et en 2006 (aDcp)

L'impact des canaux artificiels est donc complexe. Il modifie la forme du chenal en concentrant le flux liquide vers la rive droite, ce qui fait apparaître une forme dissymétrique. Il induit surtout une incision verticale sur tous les profils. Les taux maximaux d'érosion se situent autour d'une valeur moyenne de 0.63 m/an, avec un maximum de 0.8 m/an (C). Ces profils sont situés soit en amont ou aval immédiat des canaux (A1, C, F1), soit dans le canal lui-même (C). Le profil A2, à l'entrée du méandre 2, correspond à un secteur encore actif (cf. vitesses et débits, table 3.2), mais il ne permet pas d'analyser le comportement réel du chenal dans le méandre.

3.2.8. Discussion, conclusion

Ce chapitre nous permet d'analyser le fonctionnement d'un sous-système méandriforme recoupé du chenal de St. George, à deux échelles de temps (instantanée lors d'une crue centennale et sur 16 ans). Pour cela, nous pouvons mettre

en relation le flux solide en suspension lors de la crue (concentrations) (Fig. 3.44), répartition dans la section mouillée (Fig. 3.48), bilan en boîte (Fig. 3.45) les données hydro-dynamiques lors de la crue (vitesses, débits, puissance et forces tractrices) et la bathymétrie du chenal (profil longitudinal en 2006 et évolution 1990-2006 de profils transversaux). Ces données montrent que le fonctionnement des 2 méandres est différent.

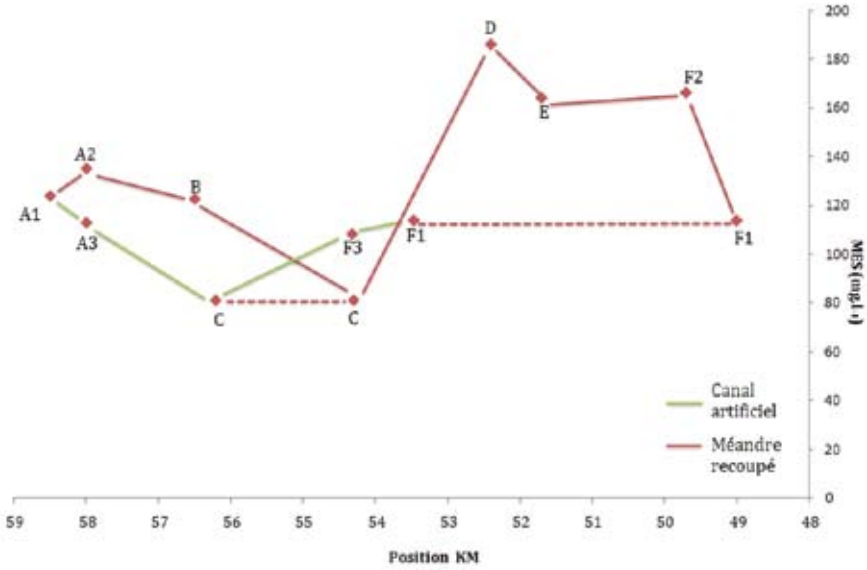


FIG. 3.48 – Concentration moyenne de MES par section, à partir des mesures aDcp et des calculs Sediview

Sur le méandre 2, l'augmentation assez faible de la concentration sur le profil A2 (Fig. 3.48) montre qu'il y a un processus d'érosion dans le secteur A1–A2, en conformité avec le modèle en boîte. Cette érosion est cohérente avec le maintien de la vitesse, associée à un débit important. L'image aDcp confirme la présence d'arrachements sur le fond. Le différentiel bathymétrique 1990-2006 enregistre également une érosion importante. Ce constat semble pourtant contradictoire avec la diminution des indices hydro-dynamiques (ω et τ), pour lequel nous n'avons pas d'explication.

Entre A2 et l'apex (secteur A2-B), puis à l'aval de l'apex (secteur B-C), la diminution de la concentration moyenne en MES est cohérent avec l'accumulation décelée par le modèle en boîte, la diminution de la vitesse moyenne et du débit. Pourtant l'image aDcp montre l'existence d'arrachements sur le fond sur le profil B, qui peuvent être associés à une profondeur plus élevée (Fig. 3.44), et à la présence de vitesses maximales élevées proches du fond (Fig. 3.43). Nous formulons donc

l'hypothèse que le secteur de l'apex lui-même est soumis à des processus particulier, érosifs, peut-être en relation avec des mouvements hydrauliques turbulents. Cette érosion alimente la sédimentation en aval de l'apex (segment B-C).

Sur le méandre 3, l'augmentation de la concentration sur le profil D (Fig. 3.44) montre qu'il y a un processus d'érosion dans le secteur C-D, en conformité avec le modèle en boîte. Ce constat est contradictoire avec la diminution de la profondeur moyenne sur le profil en long (Fig. 3.42), la chute de la vitesse moyenne et des indices hydro-dynamiques (ω et τ) sur le profil D. Mais il peut s'expliquer par le maintien de vitesses maximales localement élevées, qui provoquent des panaches d'érosion sur le fond. Là encore, l'apex présente donc un fonctionnement particulier, caractérisé par l'érosion dans la zone la plus profonde du profil.

Le maintien d'un taux de concentration élevé entre les profils D-E-F2, à l'aval de l'apex du méandre 2, est cohérent avec l'absence ou la très faible sédimentation (modèle en boîte), ainsi qu'avec la stabilité du profil en long (Fig. 3.42). Ces concentrations sont liées aux panaches d'érosion sur le fond du profil F2 (Fig. 3.44), qui semblent pourtant contradictoires avec la chute des vitesses et des indices hydro-dynamiques. Il est probable, ici encore, que ce sont les vitesses maximales localisées qui jouent un rôle sur la remise en suspension.

La zone de confluence (F2-F1) correspond à une chute des concentrations (Fig. 3.48), cohérente avec la tendance au dépôt (modèle en boîte). Ce dernier s'effectue probablement en amont de la confluence, avant l'approfondissement du chenal sur les profils C et F1 (Fig. 3.42).

Sur les canaux de recoupement, les concentrations sont également disparates (Fig. 3.48). Entre A1 et C, la diminution des MES est apparemment contradictoire avec l'approfondissement du canal (Fig. 3.48 et 3.42) et l'érosion (modèle en boîte). Elle peut s'expliquer peut-être par la modestie des indices hydro-dynamiques, dus à la faiblesse du débit et des vitesses. En revanche, entre C et F3, l'augmentation des concentrations est cohérente avec le renforcement des indices hydro-dynamiques et le bilan d'érosion (modèle en boîte).

Au total, les deux méandres présentent une organisation générale comparable, caractérisée par la prédominance de l'érosion en amont de l'apex, puis de la sédimentation en aval, jusqu'à la confluence, où les dynamiques sont ré-activées.

Mais la combinaison de tous les indicateurs souligne bien la disparité de fonctionnement des deux méandres. Elle trouve son explication, d'abord, dans l'inégale répartition des débits, entre le bras naturel et les deux canaux de recoupement, qui maintient globalement une dynamique plus importante sur le chenal naturel du méandre 2. Le premier canal de recoupement est moins actif que le second. De ce

fait, le bilan sédimentaire global, influencé en fait par les canaux de recoupement, a une tendance au piégeage dans le système amont, à l'érosion dans le système aval.

Il faut séparer le bilan sédimentaire global du fonctionnement local, sur chaque profil. Nous avons montré, en particulier sur les apex, des arrachements localisés qui remettent en suspension la charge de fond : ils sont associés à des vitesses locales élevées, en dépit d'une diminution moyenne des paramètres hydro-dynamiques. La compréhension des mécanismes implique donc une approche à grande échelle, que permet d'aDcp.

Enfin, on peut noter que les dynamiques instantanées relevées lors de la crue d'Avril 2006 sont cohérentes avec l'évolution à moyen terme (1970-2003) des deux méandres, décrite ci-dessus (partie II) : faible érosion de berges sur la rive droite du profil A2, sédimentation sur et en aval (rive gauche) des apex (profils B, C, D, E), sédimentation de la rive gauche du profil F2 et érosion de la rive droite, en amont de la confluence du méandre 3.

3.3. Conclusions sur la mesure des flux sédimentaires en suspension par aDcp sur les méandres de Mahmudia, Dunavăț de Sus et Dunavăț de Jos

Les mesures réalisées par aDcp lors de la crue d'Avril 2006 ont permis d'analyser les mécanismes hydro-sédimentaires dans deux sous-systèmes de méandres et d'établir un budget du transit sédimentaire. Il sera intéressant, également, de comparer ces résultats, correspondant à des mesures instantanées lors d'un événement exceptionnel (trois jours de mesures lors d'un débit Q100, 4600 $m^3.s^{-1}$ à Ceatal St. George) aux tendances à long terme mises en évidence dans la partie II.

L'aDcp a montré la *complexité des mécanismes hydro-sédimentaires*. La répartition des MES dans la section mouillée ne correspond pas à la distribution des vitesses, puisque, au contraire, les masses d'eau plus rapides créent un effet de dilution de la charge en suspension. Les MES sont toujours plus denses à proximité du fond du chenal, correspondant à une « couche limite », liée à la mise en suspension (suspension graduée vraisemblablement) de la charge de fond. L'image aDcp n'atteint pas les berges : nous ne pouvons donc pas affirmer que ce processus est également actif sur leur flanc. Sur plusieurs secteurs, des panaches d'arrachement propulsent vers le haut les MES, à partir du fond du chenal : ces turbulences sont produites par des effets de rugosité sur les fonds moins profonds des rives convexes des apex, où les dépôts sablo-limoneux sont plus faciles à remobiliser (PK 81, 51). Mais elles affectent aussi des zones plus profondes, comme sur le profil B de l'apex du méandre 2 (PK 57). Le mécanisme de suspension graduée atteint ainsi par endroits la surface de l'eau, ce qui permet de comprendre les caractéristiques de l'image de Passega, à proximité des berges et dans le flux (segment R'S' à forte compétence, proche du segment QR). Les calculs de ω et τ, sur la base des formules de Bagnold (1966) sont généralement cohérents avec ces observations.

Les apex des méandres sont les secteurs les plus actifs de remise en suspension, l'aval des apex étant caractérisé par les plus faibles vitesses, donc une réduction du transit et une tendance au dépôt. Les vitesses les plus fortes se situent dans les canaux de recoupement, soumis à érosion de leurs flancs et de leur fond : ils sont donc de bons vecteurs du transit des MES vers l'aval. Enfin, l'énergie est forte sur les diffluences amont (où elle persiste sur le chenal recoupé jusqu'au premier apex) et, encore plus, sur les confluences aval.

Les mesures aDcp permettent également de calculer *le budget du transit sédimentaire*. Nous avons choisi de l'exprimer en m^3/jour, par conversion des valeurs exprimées ci-dessus en $kg.s^{-1}$.

Dans le méandre de Mahmudia, pour un volume solide entrant de 0.018 x 10^6 m^3/jour (A1), le volume mesuré en sortie est de 0.014 x 10^6 m^3/jour (F1). Le méandre recoupé piège entre A2 et E2 un volume de 0.0035 x 10^6 m^3/ jour. Les sédiments sont bloqués à l'aval du premier apex (PK 91), secteur fortement colmaté en raison de diminution de pente donc de l'énergie hydraulique.

Environ 6 km vers l'aval, à l'entrée dans le système Dunavăţ, le volume solide en amont du méandre 2 (section A1, PK 59) est de ≈ 0.017 x 10^6 m^3/jour, valeur supérieure à celle de la sortie du méandre de Mahmudia (de 0.003 x 10^6 m^3 / jour), ce qui montre que le chenal rectiligne entre Mahmudia et Dunavat de Sus est un bon conducteur de sédiment et une zone d'érosion.

À la sortie du système Dunavăţ, sur la section F1 à l'aval du méandre 3, le flux de MES est de 0.014 x 10^6 m^3 / jour. Le déficit sédimentaire à la sortie est donc de ≈ 0.003 x 10^6 m^3/jour. Les 2 méandres de Dunavăţ fonctionnent donc globalement comme des pièges sédimentaires.

Le calcul des bilans internes à chaque méandre montre que chacun d'entre eux fonctionne différemment. Dans le méandre de Mahmudia, le chenal recoupé piège un volume de 0.0035 x 10^6 m^3/jour ; cette valeur est faiblement inférieure au bilan A1-F1 (0.004 x 10^6 m^3/jour) ; le surplus provient de l'érosion localisée soit dans le canal artificiel soit au niveau de la confluence. Dans le système Dunavăţ, le différentiel par méandre (A1–C et C–F1) montre que ≈0.0061 x 10^6 m^3/jour se déposent dans le méandre 2, tandis qu'environ 0.001 x 10^6 m^3/jour se déposent dans le méandre 3. Les valeurs mesurées à la sortie (surplus de 0.0031 x 10^6 m^3/jour entre C et F1) proviennent donc de l'érosion dans le canal artificiel, qui fournit un volume de ≈ 0.003 x 10^6 m^3/jour. Le fonctionnement du méandre 3 est donc beaucoup plus affecté par la présence du canal artificiel.

Dans chaque méandre, les rapports entre le chenal naturel et le canal de recoupement sont donc déterminants : les rapports respectifs de longueurs (L/l, soit chenal/canal) et de pente (P/p) conditionnent les quantités respectives de débits liquides et solides écoulés, ainsi que le piégeage sédimentaire dans le méandre recoupé.

Ces bilans instantanés sont cohérents avec les tendances de l'évolution géomorphologique récente (1970-2003). Le méandre de Mahmudia y apparaît comme le principal secteur de piégeage sédimentaire, accéléré depuis 1990. Il est probable que cette évolution est plus active lors des évènements de crues, particulièrement les crues morphogènes proches du Qbf. Les figures 2.33 à 2.36 montrent que les sédiments se stockent par accrétion latérale des berges, en particulier dans les premiers apex. On peut faire l'hypothèse qu'ils proviennent, en partie, des arrachements sur le fond : la rétraction en largeur du chenal serait ainsi liée à son approfondissement.

4. CONCLUSION DE LA TROISIÈME PARTIE : FLUX ET STOCKAGES SÉDIMENTAIRES SUR LE CHENAL DU BRAS DE ST. GEORGE

Dans cette troisième partie, nous nous sommes donné pour but d'étudier le fonctionnement sédimentaire du chenal et des berges, en étudiant successivement (1) les sédiments déposés sur les berges, (2) leur remobilisation éventuelle en fonction du débit (crue d'Avril 2005, au module en Octobre 2005), (3) les flux de MES mesurés lors de la crue d'Avril 2006.

Ces 3 thèmes ont été abordés par des mesures lors de débits différents (crue Q30 et module pour les premières, Q100 pour les secondes), les comparaisons et la mise en relation des différents résultats doivent donc se faire avec prudence.

Nous n'avons pu prélever que la partie supérieure des dépôts de berges, correspondant vraisemblablement à la dernière décennie de fonctionnement, après le recoupement des méandres (**Chapitre 1**). Ils confirment, par leur hétérogénéité, l'importance des « effets de site », sans évolution globale de l'amont vers aval. Le recoupement des cordons sableux littoraux hérités à l'aval (méandre Ivancea) ne modifie pas la granulométrie de la berge.

La typologie géomorphologique nous a permis de caractériser des types de fonctionnement à l'intérieur des systèmes des méandres recoupés et aux jonctions avec les canaux de recoupement : renforcement de la fraction sableuse sur les berges des apex et aux confluences/diffluences, affinement des dépôts dans la partie aval des méandres. Ces observations sont cohérentes avec les dynamiques mesurées par aDcp et calculées par les équations de Bagnold (1966) dans le chapitre 3.

L'analyse granulométrique des sédiments en flux (**Chapitre 2**), au contact de berges immergées, a montré clairement que leur granulométrie et leur mobilisation dépend du débit du fleuve. La crue favorise la remise en suspension de la charge de fond, mais la contrainte de cisaillement critique est également atteinte sur plusieurs sites avec le module. Ce chapitre a confirmé également l'importance des « effets de site », en fonction de la géomorphologie du chenal (segments rectilignes, apex et secteurs de faible énergie des méandres recoupés) et l'impact des

recoupements artificiels (chenaux artificiels et leur confluence/diffluence avec le chenal naturel). La géomorphologie conditionne la répartition des zone-pièges et des zones-sources du flux sédimentaire, qui modifient la quantité des apports venus d'amont. Nous avons ainsi montré que les chenaux de recoupement et les apex de certains méandres alimentaient le débit solide du fleuve. Les mesures du flux solide par aDcp ont confirmé cette analyse (**Chapitre 3**). Elles montrent également la distribution dans l'espace de secteurs en accumulation et en érosion et enrichissent l'analyse en démontrant l'importance de la remise en suspension des sédiments sur le fond du chenal. Malheureusement, les outils utilisés ne nous ont pas permis d'étudier la continuité probable entre les dynamiques des berges et du fond : l'aDcp n'atteint pas les berges et la drague n'a pas atteint le fond. Ce hiatus méthodologique devra être dépassé dans l'avenir.

L'ensemble de ces analyses confirme l'importance des recoupements artificiels sur l'évolution géomorphologique du bras de St. George. Mais nous avons montré que ces impacts varient en fonction des rapports de longueur, donc de pente, à l'intérieur de chaque sous-système.

La prédominance des sédiments fins, à la limite de la cohésivité (limoneux à limono-sableux), qui correspond aux dynamiques modérées d'un bras deltaïque en pente faible, explique en retour la stabilité des méandres depuis la fin du XIXème siècle, renforcée depuis 1970 et surtout 1990, après les recoupements.

Enfin, sur le plan méthodologique, nous avons montré les limites de l'image CM pour analyser la charge de fond en transit sur le flanc des berges dans un contexte de sédiments très fins.

CONCLUSION GÉNÉRALE

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le delta du Danube est un vaste système naturel situé à l'aval d'un bassin versant international et anthropisé depuis longtemps. Le bras de St. George est l'un des trois distributaires du delta du Danube, le plus méridional, avec un tracé méandriforme. Ses sinuosités affaiblissent localement son énergie avec des implications importantes sur le fonctionnement hydro-sédimentaire. Il présente un intérêt particulier à cause des recoupements récents de ses méandres, au début des années 1980. Cette recherche s'est donc proposée d'analyser comment le bras de St. George enregistre ces changements. Ce travail a permis d'évaluer les nouvelles conditions du transfert sédimentaire à l'aval du Danube, ses implications sur la morphologie du chenal ainsi que la quantification des apports solides à l'embouchure.

Notre étude s'est organisée en trois parties:

I. PRÉSENTATION GÉNÉRALE

La **première partie** présente **l'état des connaissances sur les facteurs qui contrôlent le système fluvial étudié : le bras de St. George dans le delta du Danube.**

Très éloigné à l'Est par rapport à son bassin versant, le delta du Danube enregistre de façon atténuée les effets des changements qui affectent son bassin versant : mutations climatiques à la fin du Petit Age Glaciaire, mutations anthropiques au cours du XXème siècle. Par contre, le delta enregistre alors d'une façon plus intense les interventions locales : artificialisation du bras de Sulina dès le XIXème siècle pour les besoins de la navigation ; sur le bras de St. George, quelques kilomètres de digues de protection contre les inondations sont construits en amont, dans les années 1950 – 1960, un reboisement artificiel des berges est réalisé jusqu'aux premiers méandres doubles.

Depuis 1970, les aménagements hydro-énergétiques sur le territoire roumain, ont perturbé le fonctionnement hydrologique et sédimentaire du fleuve. A l'état naturel, le Danube faisait transiter d'importants volumes sédimentaires vers l'em-

bouchure. La construction des deux barrages hydro-énergétiques des Portes de Fer, puis ceux des affluents carpathiques, ont déterminé une réduction considérable de la charge sédimentaire qui est passée de 67.5 x 10^6 t.an^{-1} à 25-30 x 10^6 t.an^{-1}. En 1984 - 1988, les méandres du bras de St. George ont été recoupés pour l'amélioration de la navigation.

La morphogenèse du cours inférieur du Danube, en particulier du bras de St. George, est donc contrôlée depuis 150 ans par la combinaison d'influences, issues au début de son bassin versant, puis de l'influence plus proche des équipements hydro-électriques sur le territoire roumain, enfin des impacts des aménagements locaux (digues, reboisement des berges, recoupements de méandres). Ces forçages donnent naissance à un mécanisme d'ajustement, qui tend actuellement vers un nouvel équilibre.

La première partie dresse donc un tableau de la géomorphologie du bras, ainsi que des apports liquides et solides du fleuve et de leur variabilité au cours du XXème siècle.

II. ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU BRAS DE ST. GEORGE

Dans une seconde partie, nous avons présenté les résultats **des traitements d'images pour analyser les changements en plan du système fluvial**. Malgré les difficultés pour disposer de documents fiables anciens, nous avons pu établir une chronologie sur la base de sept documents cartographiques, entre 1880 et 2006. Nous proposons trois conclusions :

Le chenal du bras de St. George a tendance à se réduire en largeur et à se stabiliser au cours des 150 dernières années

Quelques indices retrouvés sur des cartes antérieures à 1880, montrent que les chenaux du delta ont connu une mobilité beaucoup plus grande avant cette date.

Depuis 1880, le chenal du bras de St. George évolue par deux processus dominants : rétrécissement de la largeur du chenal et diminution progressive de la mobilité des méandres. Avant les grands aménagements hydro-électriques, l'évolution est sensible, avec une accélération au cours du XXème siècle. Nous faisons l'hypothèse que la modification, naturelle et anthropique, des variables externes (diminution des flux liquides et solides) favorise la diminution de l'énergie, donc le rétrécissement du chenal par accrétion des berges. Le Danube a alors une évolution comparable à celle de tous les grands fleuves et deltas européens, caractérisés par la sédimentation des levées alluviales et la réduction de la surface en eau du chenal. Le chenal dispose encore d'énergie pour permettre la migration latérale des méandres, encore sensible dans la période 1880 – 1970. Le volume total de sé-

diments accumulé sur les berges est estimé à **8.6 km^2, soit 95600 m^2/an**. A partir de 1970, et plus nettement après 1980-90, la diminution de l'énergie hydraulique sur le chenal naturel des méandres recoupés réduit la mobilité des méandres respectifs. Le chenal subit un rétrécissement global dû à la sédimentation plus importante sur les berges, le volume est environ de **2.45 km^2, soit 145000 m^2/an.**

Cette évolution s'est réalisée en trois phases différentes, en relation avec des transformations anthropiques

Entre 1910 et 1970, un rétrécissement important intervient tardivement (vers la fin de la période), en relation sans doute avec les transformations et aménagements dans le bassin versant, et amplifié par les aménagements locaux (digues, reboisements des berges).

Entre 1970 et 1980 (voire 1990), l'élargissement moyen du chenal s'explique par les aménagements hydro-électriques (construction des barrages les Portes de Fer I et II à partir de 1971), provoquant la diminution des débits solides entre 1970 et 1980, alors que le débit liquide augmente.

Après 1990 le chenal naturel est en rétraction continue jusqu'à 2006, sous l'effet des impacts des recoupements des méandres entre 1984-1988.

L'évolution du bras est différente dans l'espace

La « spatialisation » de l'évolution est assez complexe, influencée par les trois secteurs différents du bras :

1) le secteur « dobrogéen » presque rectiligne, peu sinueux, (entre les PK 104 et PK 90) contraint en rive droite par l'affleurement de l'orogène nord-dobrogéen et la présence d'un système de failles, « la zone de fracture St. George »;
2) le secteur à méandres (les méandres de Mahmudia, Dunavăț de Sus, Dunavăț de Jos, Perivolovca, Dranov de Sus, Dranov de Jos, Ivancea), situé entre les PK 90 et PK 16 ;
3) le secteur presque rectiligne qui recoupe les cordons littoraux historiques progradants entre le PK 16 et l'embouchure qui ne permettent plus la mobilité latérale du chenal fluvial.

On retiendra que chaque méandre ou tronçon méandriforme a une réponse morphologique particulière, dans le temps et en amplitude, formant un « sous-système », qui s'ajuste à sa manière, en fonction des contraintes locales (pente, longueur).

Le méandre de Mahmudia (méandre 1), le plus ample et complexe, présente une évolution particulière, différente de celle des « petits » méandres aval. Le processus dominant est l'accrétion latérale des berges, aboutissant à la rétraction de la largeur du chenal, à l'exception de son apex amont, où le colmatage démarre

plus tardivement, après les travaux de recoupement. Les deux couples de méandres situés vers aval, Dunavăţ de Sus et Dunavăţ de Jos (2 et 3) et Dranov de Sus et Dranov de Jos (5 et 6) ont un fonctionnement différent, où le colmatage est moins prononcé. Ils évoluent parfois en inversion entre les deux périodes (avant et après 1970) et de façon dissymétrique, la sédimentation étant plus importante dans le méandre amont, qui piège d'abord le flux solide. Le dernier méandre (d'Ivancea) ne montre pas une sédimentation importante mais une mobilité significative.

Les canaux artificiels qui recoupent les méandres déterminent aussi une dynamique particulière, formant un système « chenal naturel amont et aval du recoupement – canal de recoupement – chenal du méandre recoupé).

Cette distribution spatiale et chronologique décrit donc une évolution différente entre les secteurs affectés, ou non, par les recoupements artificiels. Dans le secteur intermédiaire, concerné par ceux-ci, la réduction de la largeur se propage vers le secteur aval qui n'est affecté qu'après 1990, en relation avec la chronologie des aménagements ; ici, l'accélération est tardive, observée après 2000. La chronologie et les modalités des mutations du bras de St. Georges sont donc originales. Leur ampleur reste pourtant modeste.

III. DYNAMIQUE MORPHO-SÉDIMENTAIRE DU BRAS DE ST. GEORGE

La troisième partie est consacrée à **l'étude des sédiments des berges et des flux sédimentaires.** Les prélèvements et mesures ont été effectués lors de trois périodes différentes (au module, lors de 2 crues trentennale et centennale), par l'utilisation de trois méthodes :

1) analyse des sédiments déposés au sommet des berges (par carottages des berges) pour comprendre leur comportement morphologique, et d'étudier l'évolution chronologique des dépôts, pour mettre éventuellement en évidence les effets sédimentologiques des aménagements récents ;
2) analyse de la charge sédimentaire à la proximité des flancs immergés des berges pour caractériser la granulométrie de la « couche limite », en transit à proximité du bord du chenal, en relation avec les variations locales de la puissance fluviale (force tractrice, contrainte de cisaillement) ;
3) analyse de la structure des flux liquides et solides dans le chenal et quantification du transport en suspension, grâce à l'utilisation d'un aDcp afin de quantifier les paramètres dynamiques-clés (vitesses, force tractrice, contrainte de cisaillement), en relation avec les flux sédimentaires, en particulier dans les secteurs de recoupements des méandres.

Quatre situations – type nous ont permis de définir une typologie hydro-sédimentaire du bras : les dynamiques sont identifiées en fonction des contextes géomorphologiques locaux à l'intérieur des systèmes des méandres recoupés et

aux jonctions avec les canaux de recoupement (T1 : segments rectilignes, T2 : apex, T3 : secteurs de faible énergie situés dans les méandres recoupés et T4 : canaux artificiels et leurs confluence/diffluence avec le chenal naturel). Ils segmentent le continuum fluvial et déterminent des zones-piège et des zones-source du flux sédimentaire. Les résultats obtenus nous ont permis de proposer trois conclusions :

La prédominance sur les berges des sédiments fins, cohésifs - indicateur de la stabilité des berges

Globalement, la granulométrie des sédiments est fine (la classe prédominante est celle des limons grossiers). L'environnement sédimentaire du bras de St. George est donc à la limite entre sédiments cohésifs et non-cohésifs. Ce caractère explique la faible mobilité actuelle, correspondant à la quasi stabilisation des berges des méandres dans les dernières décennies.

La complexité des mécanismes hydro-sédimentaires déterminée par « les effets de sites »

L'analyse des sédiments nous a montré un système très hétérogène, avec de fortes discontinuités granulométriques, en particulier dans les zones les plus dynamiques et en fonction de la vitesse du courant. Ce constat souligne l'importance des « effets de site ». L'absence d'affinement granulométrique amont-aval et la prédominance d'une organisation locale particulière soulignent leur importance: renforcement de la fraction sableuse sur les berges des apex et aux confluences/diffluences, affinement des dépôts dans les zones à faible énergie situés dans les secteurs rectilignes des méandres et dans la partie aval des méandres.

Dans 60% des cas, de façon hétérodoxe les sédiments prélevés à la proximité des rives convexes sont plus fins (limons fins et grossiers) que ceux des rives concaves (sables fins en Avril, limons grossiers en Octobre), avec quelques exceptions où les sédiments des rives convexes sont sableux, ceux des rives concaves limoneux. Cette répartition peut s'expliquer par la dissymétrie des dynamiques, plus énergiques sur la berge de rive concave, alors qu'elles sont freinées par la rugosité de la rive convexe.

Les canaux de recoupement ont une importance particulière dans le fonctionnement des zones de diffluence et de confluence. Disposant d'une forte énergie du courant, les berges des canaux artificiels sont soumises à des arrachements qui montrent leur caractère de "zones-source" d'apports sédimentaires. La canalisation du courant par les canaux artificiels a déterminé et puis accélérée la sédimentation dans les méandres recoupés (**1.8 m/an** dans le méandre de Mahmudia) et l'incision dans les canaux eux-mêmes (**0.8 m/an à 2.1 m/an**).

La répartition de l'énergie hydrologique, ainsi que la configuration du chenal conditionnent donc la répartition des zones-piège et des zones-source du flux sé-

dimentaire. Nous avons ainsi montré que les chenaux de recoupement et les apex de certains méandres alimentaient le débit solide du fleuve. Les mesures du flux solide par aDcp ont confirmé cette analyse. Elles montrent également la distribution dans l'espace de secteurs en accumulation et en érosion et enrichissent l'analyse, en démontrant l'importance de la remise en suspension des sédiments sur le fond du chenal. Sur plusieurs secteurs, les panaches d'arrachement qui propulsent vers le haut les MES, à partir du fond du chenal montrent que ces turbulences sont produites par des effets de rugosité sur les fonds moins profonds des rives convexes des apex, où les dépôts limoneux sont plus faciles à remobiliser.

On retiendra donc l'hétérogénéité, verticale, latérale, du flux sédimentaire, sur lequel le contexte topographique local et la distribution du courant exercent un contrôle déterminant. Les apex des méandres sont les secteurs les plus actifs de remise en suspension, l'aval des apex étant caractérisé par les plus faibles vitesses, donc une réduction du transit et une tendance au dépôt. Les vitesses les plus fortes se situent dans les canaux de recoupement, soumis à l'érosion de leurs flancs et de leur fond.

L'importance des vitesses du courant dans la distribution granulométrique des dépôts

L'analyse granulométrique des sédiments en transit, au contact de berges immergées, a montré clairement que leur granulométrie et leur mobilisation dépend des vitesses du fleuve. La crue favorise la remise en suspension de la charge de fond, mais la contrainte de cisaillement critique est également atteinte sur plusieurs sites avec le débit modal.

La position et l'importance des "zones-piège" et des "zones-source" sédimentaires, qui segmentent le transit solide et perturbent la distribution granulométrique de l'amont vers aval, sont variables en fonction des vitesses du flux liquide ; celui-ci modifie en effet les seuils critiques de mobilité des sédiments, comme le montre bien le diagramme de Shields. Sur tous les sites, la relation entre le débit et le grain moyen montre la variation de la compétence du courant entre les deux périodes hydrologiques analysées.

Les images aDcp montrent que la répartition des concentrations en MES dans la section mouillée ne correspond pas à la distribution des vitesses ; au contraire, les masses d'eau plus rapides créent un effet de dilution de la charge en suspension. Les MES sont toujours plus denses à proximité du fond du chenal, correspondant à une « couche limite », liée à la mise en suspension (suspension graduée vraisemblablement) de la charge de fond. Comme ces mesures ne sont pas disponibles pour les berges immergées (limitations techniques des aDcp) nous ne pouvons pas affirmer que ce processus (suspension graduée) y est également présent.

Nous avons mis en évidence les limites de certaines méthodes :

L'analyse des changements en plan du chenal fluvial à l'aide des cartes anciennes. L'utilisation des cartes anciennes dans une étude quantitative entraine un enchainement d'erreurs liées aux déformations géométriques, aux équipements rustiques de positionnement des points de référence initiaux, à la différence d'échelle et de système de projection entre les documents comparés et à la qualité du papier scanné. Les incertitudes sur les relevés topographiques, les référentiels de projection, l'altimétrie et les dates de publication, peuvent conduire à des erreurs finales importantes dans la comparaison de plusieurs cartes.

L'analyse des dynamiques de transport sédimentaire à l'aide du diagramme CM de Passega. La comparaison des méthodes usuelles de traitement des données granulométriques (image CM, diagrammes de Hjüström et Shields) montre les limites du diagramme CM pour analyser la charge de fond en transit sur le flanc des berges dans un milieu caractérisé par des sédiments très fins. L'image CM montre que les sédiments prélevés relèvent d'un transit sédimentaire par suspension uniforme (RS) et qu'aucun ne se situerait dans la zone d'entraînement proche du fond (segment QP). Ce constat est contradictoire avec les paramètres hydrauliques du diagramme de Shields, qui montrent que le flux dépasse les seuils critiques de mise en mouvement des particules sur plusieurs points de prélèvements. Les flancs des berges immergées doivent en effet logiquement augmenter la rugosité et favoriser la turbulence, donc l'érosion, puis la suspension graduée. D'autre part, plusieurs images aDcp, obtenues en avril 2006, illustrent les conditions hydrodynamiques sur les berges de type T2 (apex) et T4 (canaux artificiels et leurs confluence/diffluence avec le chenal naturel). Sur les berges immergées en pente faible, la rugosité crée des mouvements verticaux, qui atteignent la surface du fleuve. Ils mettent en suspension graduée la charge de fond déposée antérieurement. Ces observations sont elles aussi contradictoires avec les résultats de l'image CM, qui ne décrivent qu'une suspension uniforme sur ces secteurs. Mais elles sont cohérentes avec le diagramme de Shields, qui prédit un entrainement sédimentaire et une érosion des berges sur les apex des méandres.

Globalement, les conclusions hydro-dynamiques sur le fonctionnement des méandres (Partie III) sont cohérentes avec l'évolution du bras de St. George depuis 30 ans (Partie II) et permettent de mieux la comprendre.

Le bras de St. George évolue différemment d'un secteur à l'autre, avec une dynamique morpho-sédimentaire plus intense dans son secteur intermédiaire, plus sinueux, des méandres recoupés.

Les interventions anthropiques, dans le bassin versant et dans le chenal du bras même ont eu des implications significatives dans l'évolution du bras de St. George dans les dernières décennies. Il semblerait qu'à présent le système tende vers un état d'équilibre dynamique.

Bien entendu, ce travail souffre de nombreuses lacunes, liées notamment à la difficulté d'acquisition des données sur les flux liquides et sédimentaires, afin de collecter des données caractérisant plusieurs types d'hydrologie. Néanmoins, les perspectives de recherche qu'il a permis de développer sont nombreuses. La réévaluation des flux sédimentaires devrait être poursuivie et étendue à une plus large gamme de débits et sur plusieurs sites. La connaissance des processus de mobilité des méandres d'un bras deltaïque et des volumes sédimentaires transportés pourrait être améliorée par un suivi de la bathymétrie multifaisceaux du chenal et des formes morphologiques (dunes) développées sur le plancher du chenal. Enfin, l'ensemble des données acquises dans le cadre de cette recherche pourrait être intégré à la modélisation des flux sédimentaires, afin de prédire leur évolution ainsi que les modifications de la morphologie du chenal et de l'embouchure du bras de St. George.

ANNEXES

TABLE 2.2 – Vitesses d'évolution de la largeur entre 1880 et 1970 (m/an)

PK	1880-1910	1910-1970	1880-1970
108	3.1	-1.2	0.3
107	-2.4	0.7	-0.3
106	0.3	-5.2	-3.4
105	-1.6	-5.4	-4.1
104	-0.7	-2.7	-2.0
103	1.8	-1.3	-0.3
102	-1.5	1.2	0.3
101	0.8	1.1	1.0
100	-3.6	0.2	-1.1
99	-3.1	-1.8	-2.2
98	-5.8	-1.2	-2.7
97	1.9	-2.4	-1.0
96	-1.2	0.6	0.0
95	-1.7	-1.9	-1.9
94	0.1	-8.1	-5.3
93	2.8	-7.6	-4.1
92	1.1	-1.8	-0.8
91	0.0	0.6	0.4
90	1.3	-2.6	-1.3
89	-1.6	0.9	0.1
88	-0.5	0.7	0.1
87	-0.7	0.8	0.3
86	0.1	-0.9	-0.6
Moyenne (m/an)	**-0.4**	**-1.7**	**-1.3**

TABLE 2.3 – Vitesses d'évolution de la largeur entre 1880 et 1970 (m/an)

PK	1880-1910	1910-1970	1880-1970
85	1.9	-0.3	0.4
84	0.7	-1.3	-0.6
83	-1.0	0.9	0.3
82	-0.1	0.0	-0.1
81	0.5	-1.8	-1.1
80	-0.1	-1.0	-0.7
79	1.5	-2.0	-0.8
78	-0.3	-2.3	-1.6
77	1.6	-2.1	-0.9
76	0.0	-0.9	-0.6
75	-1.8	-0.1	-0.7
74	-2.1	1.3	0.2
73	2.1	-2.3	-0.9
72	-1.9	-0.9	-1.3
71	-0.7	1.1	0.5
70	-1.3	0.9	0.2
69	0.4	-1.7	-1.0
68	0.9	-0.1	0.2
67	-1.0	-1.8	-1.5
66	-2.8	0.4	-0.6
65	-4.0	-0.8	-1.8
64	0.3	-1.4	-0.9
63	1.6	-2.3	-1.0
62	1.5	-1.6	-0.5
Moyenne (m/an)	**-0.1**	**-0.8**	**-0.6**

TABLE 2.4 – Vitesses d'évolution de la largeur entre 1880 et 1970 (m/an)

PK	1880-1910	1910-1970	1880-1970
61	0.2	1.2	0.9
60	-5.7	0.2	-1.8
59	-2.6	1.8	0.3
58	-2.8	1.3	0.0
57	-2.5	0.7	-0.4
56	2.2	-0.8	0.2
55	3.3	-0.4	0.9
54	2.2	1.3	1.6
53	1.1	-0.7	-0.1
52	-0.8	0.8	0.2
51	-0.2	-0.4	-0.4
50	-3.7	1.7	-0.1
49	-2.5	1.0	-0.2
48	2.0	-1.9	-0.6
47	-0.4	-0.1	-0.2
46	-0.9	0.3	-0.1
45	0.2	-0.5	-0.3
44	-1.4	-0.3	-0.7
43	-0.8	-0.4	-0.5
42	-1.8	-1.9	-1.9
41	-2.1	-1.3	-1.6
40	-1.1	-1.3	-1.2
39	-1.3	-1.3	-1.3
38	-1.8	2.1	0.8
37	0.9	-1.0	-0.3
36	-0.2	-2.5	-1.8
35	-0.3	-1.3	-1.0

Table 2.4 - continuation

PK	1880-1910	1910-1970	1880-1970
34	-2.4	0.6	-0.4
33	-2.1	-1.6	-1.8
32	-2.8	-0.9	-1.5
31	-0.7	0.6	0.2
30	-1.9	-0.5	-0.9
29	-2.1	-3.6	-3.1
28	-2.7	-0.5	-1.2
27	-2.0	-0.6	-1.0
26	-0.2	-0.9	-0.7
25	-2.1	-0.9	-1.3
24	-1.5	0.1	-0.4
23	0.1	-0.2	-0.1
22	0.9	-1.7	-0.9
Moyenne (m/an)	**-1.0**	**-0.3**	**-0.6**

TABLE 2.5 – Vitesses d'évolution de la largeur entre 1880 et 1970 (m/an)

PK	1880-1910	1910-1970	1880-1970
21	2.0	-1.2	-0.1
20	-1.7	-0.2	-0.7
19	-2.2	1.5	0.3
18	1.0	-2.0	-1.0
17	-2.8	-1.0	-1.6
16	0.8	-1.8	-1.0
15	1.2	-1.4	-0.6
14	-1.9	-0.1	-0.7
13	-0.7	-1.4	-1.2
12	-1.1	1.1	0.4
11	-0.8	0.9	0.3
10	1.0	-0.3	0.1
9	0.9	-0.8	-0.2
8	2.4	-1.9	-0.5
7	2.7	-1.9	-0.4
6	3.1	-2.4	-0.6
5	-1.6	-3.2	-2.7
Moyenne (m/an)	**0.1**	**-0.9**	**-0.6**

TABLE 2.7 – Vitesses d'évolution de la largeur entre 1970 et 2006 (m/an)

PK	1970-1980	1980-1990	1990-2000	2000-2006	1970-2006
108	-1.3	2.8	-2.8	5.4	0.5
107	0.7	-1.5	-2.5	-1.7	-1.2
106	-0.5	0.6	1.5	-7.7	-0.8
105	-1.5	1.9	1.3	3.2	1.0
104	-2.1	0.6	1.5	3.9	0.6
103	2.4	0.8	-1.5	4.1	1.2
102	3.5	0	0	-5.1	0.1
101	1.1	-0.5	0	-5.4	-0.7
100	1.6	-0.5	1.5	-4.6	0.1
99	-6.4	1.1	-1.1	-1.1	-2.0
98	0.1	2.8	-0.8	-7.1	-0.6
97	1.0	-2.6	0.2	1.4	-0.2
96	2.8	0	0	-8.1	-0.6
95	2.3	0.6	1.5	-7.1	0.2
94	-0.5	1.2	0	-2.4	-0.2
93	1.1	0	0	-2.2	-0.1
92	0	0.9	0	-6.7	-0.9
91	-0.2	0.9	0	-0.4	0.2
90	9.7	-0.7	-1.8	-4.4	1.3
89	-3.3	1.0	0	-5.2	-1.5
88	-0.5	0.9	-1.4	-1.8	-0.6
87	-2.2	-1.7	-2.1	1.0	-1.5
86	1.6	0	0	-5.7	-0.5
Moyenne (m/an)	**0.4**	**0.4**	**-0.3**	**-2.5**	**-0.3**

TABLE 2.8 – Vitesses d'évolution de la largeur entre 1970 et 2006 (m/an)

PK	1970-1980	1980-1990	1990-2000	2000-2006	1970-2006
85	-1.1	-3.3	2.0	-3.7	-1.3
84	-5.7	3.2	-5.2	-7.0	-3.3
83	-5.6	3.0	-2.0	-13.2	-3.5
82	2.4	-1.1	0	-4.8	-0.4
81	-1.6	0.7	-5.6	-7.7	-3.1
80	-3.9	3.6	0.3	-5.5	-0.9
79	-2.7	1.1	-2.6	-3.6	-1.8
78	-0.1	2.9	-4.4	-6.4	-1.5
77	0.5	1.4	0	-8.9	-1.0
76	1.4	-3.1	0	-3.4	-1.0
75	3.2	-2.0	2.0	0	0.9
74	-4.0	-10.5	-2.1	-6.0	-5.6
73	-1.5	-17.2	1.5	-3.8	-5.4
72	-2.1	2.1	0	-4.9	-0.8
71	-3.2	1.4	0	0	-0.5
70	-2.3	-0.1	0	-2.8	-1.1
69	-1.0	0.4	1.8	-2.4	-0.1
68	-4.7	1.1	1.3	-7.0	-1.8
67	-4.1	0	0	-4.1	-1.8
66	-1.8	1.8	0	-4.3	-0.7
65	-0.9	0	0	-1.0	-0.4
64	-2.1	3.7	0	-14.1	-1.9
63	-3.0	1.3	1.7	-4.0	-0.7
62	-2.0	-0.9	3.0	-2.1	-0.4
Moyenne (m/an)	**-1.9**	**-0.4**	**-0.3**	**-5.0**	**-1.6**

TABLE 2.9 – Vitesses d'évolution de la largeur entre 1970 et 2006 (m/an)

PK	1970-1980	1980-1990	1990-2000	2000-2006	1970-2006
61	3.7	0	-5.1	0	-0.4
60	-1.9	4.8	-2.7	-0.6	0
59	1.6	-0.5	-1.9	0	-0.2
58	-1.6	3.6	0	-1.3	0.3
57	-2.0	4.2	-3.5	1.1	-0.2
56	-3.7	-0.3	0.2	0	-1.1
55	-3.7	0.7	-2.2	0	-1.4
54	2.9	-3.4	-1.3	-1.0	-0.6
53	2.6	-2.1	-1.8	-3.9	-1.0
52	0.4	-1.0	2.1	-3.9	-0.2
51	-0.1	1.5	-3.2	-1.2	-0.7
50	0.7	-0.7	-2.8	-1.2	-1.0
49	-2.1	2.1	-3.8	-1.9	-1.4
48	-0.8	-0.9	2.2	-2.4	-0.3
47	1.1	-0.7	0	-2.7	-0.3
46	1.3	-1.3	-0.2	0	-0.1
45	1.0	3.1	-1.4	0	0.7
44	1.1	-2.0	0.6	-2.4	-0.5
43	0.3	-1.0	-1.7	-1.2	-0.9
42	-3.6	1.6	-1.8	0	-1.1
41	1.3	0	-3.7	0	-0.7
40	3.7	0	-3.1	-1.8	-0.1
39.5	2.0	-1.1	-5.0	2.5	-0.7
39	4.2	-1.4	-3.4	-0.2	-0.2
38	-0.3	-2.2	-4.0	2.1	-1.5
37	-1.1	0.9	-3.8	0	-1.1
36	2.9	0	-1.0	-4.7	-0.3

Table 2.9 - continuation

PK	1970-1980	1980-1990	1990-2000	2000-2006	1970-2006
35	2.5	-0.6	-2.0	0	-0.1
34	-1.2	-2.2	-2.6	-0.7	-1.8
33	-2.1	2.1	-2.3	-1.8	-0.9
32	1.5	2.7	-5.0	-3.5	-0.8
31	0.1	2.6	-2.5	0	0.1
30	1.5	-2.6	-1.0	-2.9	-1.1
29	3.5	-0.2	-2.1	0	0.3
28	1.2	1.7	-1.9	0	0.3
27	-2.7	2.2	-2.0	-2.1	-1.0
26	-1.7	1.7	-2.6	0	-0.7
25	-0.3	1.8	-1.6	-2.3	-0.4
24	2.2	-0.8	0	-3.8	-0.2
23	0	0	-3.3	3.8	-0.3
22	3.5	-3.5	2.2	-2.0	0.3
Moyenne (m/an)	**0.4**	**0.2**	**-1.9**	**-1.0**	**-0.5**

TABLE 2.10 – Vitesses d'évolution de la largeur entre 1970 et 2006 (m/an)

PK	1970-1980	1980-1990	1990-2000	2000-2006	1970-2006
21	-5.0	-1.4	0.0	0.0	-1.8
20	5.2	0.0	1.3	-4.4	1.1
19	0.0	-0.9	-2.8	0.0	-1.0
18	0.9	-2.0	0.0	-1.6	-0.5
17	-2.1	-0.8	-2.6	-1.4	-1.7
16	-3.6	2.6	0.9	0.0	0.0
15	2.6	-1.5	0.0	-2.6	-0.1
14	-3.3	2.0	0.0	0.0	-0.4
13	2.5	0.0	-1.3	-2.1	0.1
12	-0.4	0.0	0.4	-1.7	-0.3
11	-1.5	-0.6	0.0	0.0	-0.6
10	-0.6	1.8	0.0	-1.5	0.1
9	2.9	-1.8	0.0	-2.1	0.0
8	-0.1	-1.8	0.0	-1.1	-0.7
7	1.7	0.0	0.0	-2.9	0.0
6	0.2	1.3	0.0	0.0	0.4
5	-0.3	-1.2	0.0	0.0	-0.4
Moyenne (m/an)	**-0.1**	**-0.2**	**-0.2**	**-1.3**	**-0.4**

LISTE DE FIGURES

PARTIE I

Fig. 1.1 Section géologique du delta du Danube avec les unités structurales majeures de la région (d'après Panin, 1999) 22

Fig. 1.2 L'évolution du delta du Danube pendant l'Holocène et modifications correspondantes au trait de côte (d'après Panin, 1997). 23

Fig. 1.3 Diagramme ternaire de classification des deltas (d'après Galloway, 1975) 24

Fig. 1.4 Les unités morphologiques et sédimentaires majeures du delta du Danube (d'après Panin 1989) 26

Fig. 1.5 Structure géomorphologique et sédimentologique du delta du Danube (d'après Panin, 1999) 27

Fig. 1.6 Le Delta du Danube 28

Fig. 1.7 Le cours hypothétique du paléo - chenal du bras de St. George (d'après Panin, 1976) 31

Fig. 1.8 Le développement des nouveaux méandres (de Dranov, d'Erenciuc et d'Ivancea) (d'après Panin, 1976) 31

Fig. 1.9 Le bras de St. George: localisation dans le delta et sectorisation des méandres 33

Fig. 1.10 Le développement du méandre de Mahmudia (d'après Panin, 1976) 34

Fig. 1.11 Le système fluvial 37

Fig. 1.12 Eléments morphométriques d'un méandre (d'après Bravard et Petit, 1997) 42

Fig.1.13 (**a**) Courant de surface rapide ; (**b**) Courant de fond lent (Reineck et Singh, 1973) 42

Fig. 1.14 Recoupements naturels des méandres (d'après Reineck et Singh, 1973) 45

Fig. 1.15 Balance de Lane (1955), (d'après Biedenharn et al. 2000) 48

Fig. 1.16 Représentation théorique de la réponse d'un système fluvial à la modification d'une variable de contrôle (d'après Knighton, 1984) 48

Fig. 1.17 Le bassin versant du Danube (source : ICPDR (International Commission for the Protection of the Danube River, Vienne)) 50

Fig. 1.18 Le Danube dans le secteur roumain : Baziaş (PK 1075)la Mer Noire 51

Fig. 1.19 Précipitations dans le bassin versant du Danube (source : ICPDR (International Commission for the Protection of the Danube River, Vienne)) 52

Fig. 1.20 Profil longitudinal du Danube et les apports d'eau de chaque pays (%) au débit cumulative total du Danube (m^3/an) (données entre 1994-1997, source UNDP/GEF (1999) 53

Fig. 1.21 Variation des débits liquides (valeurs moyennes annuelles) des affluents du Danube : Argeş, Olt, Siret, Prut et Jiu entre 1950-2000 (d'après Batuca, 2004) 54

Fig. 1.22 Variation des débits solides en suspension (valeurs moyennes annuelles) des affluents du Danube Argeş, Olt et Siret entre 1950-2000 (d'après Batuca, 2004) 55

Fig. 1.23 Les structures hydrauliques du basin versant du Danube (source: ICPDR (International Commission for the Protection of the Danube River, Vienne)) ... 56

Fig. 1.24 Débits sédimentaires au PK 957(à Orsova) et au PK 247 (à Vadu Oii) entre 1961 et 1996 (d'après Panin et Jipa, 2002) 58

Fig. 1.25 Changements dans la répartition de l'eau (%) des trois distributeurs à Ceatal Izmail entre 1840-2003 (d'après Bondar, 2004). 63

Fig. 1.26 Changements dans la répartition du débit sédimentaire (%) des trois distributeurs à l'embouchure entre 1840-2003 (d'après Bondar, 2004) 64

Fig. 1.27 Travaux d'aménagement des principaux canaux artificiels dans le delta du Danube (d'après Cioaca et Bondar, 2003) 65

Fig. 1.28 Evolution du lit fluvial dans le méandre recoupé de Mahmudia (1990-1996) (d'après Popa, 1997) 66

Fig. 1.29 Profil longitudinal de la berge droite du bras de St. George à différents débits liquides mesurés à la station hydrométrique d' Isaccea (d'après Bondar et Panin, 2000) 66

Fig. 1.30 Profil longitudinal de la berge gauche du bras de St. George à différents débits liquides mesurés à la station hydrométrique d'Isaccea (d'après Bondar et Panin, 2000) 67

Fig. 1.31 Evolution des débits liquides et solides sur 37 ans sur le bras de St. George à Ceatal St. George (données non-publiés) 69

PARTIE II

Fig. 2.1 Typologie d'évolution des méandres (d'après Hooke, 1984). 76

Fig. 2.2 Organisation générale de la Partie II 79

Fig. 2.3 a) Aperçu du bras de St. George sur la carte 1857 ; b) notice de la carte 1857 81

Fig. 2.4 Aperçu du bras de St. George sur la carte 1880 - 1884 82

Fig. 2.5 Aperçu du bras de St. George sur la carte 1909 - 1911 84
Fig. 2.6 Le bras de St. George sur la carte 1924 84
Fig. 2.7 Le bras de St. George sur la carte 1939 85
Fig. 2.8 Aperçu d'un secteur du bras de St. George sur la carte 1970 87
Fig. 2.9 Aperçu d'un secteur du bras de St. George sur la carte 1980 88
Fig. 2.10 Aperçu du bras de St. George sur les images satellitaires Landsat 5 TM (1989) et Landsat 7 ETM+ (2000, 2006) 90
Fig. 2.11 Variation de la largeur (w) mesurée en fonction du niveau de l'eau 92
Fig. 2.12 Evolution de la largeur du chenal 1880 ..... 1970 entre les PK 108 et 5 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1880) 95
Fig. 2.13 Evolution de la largeur du chenal 1880 ..... 1970 entre les PK 108 et 86 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1880) 96
Fig. 2.14 Evolution de la largeur du chenal 1880 - 1970 entre les PK 86 et 62 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1880) 97
Fig. 2.15 Evolution de la largeur du chenal 1880 ..... 1970 entre les PK 61 et 23 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1880) 99
Fig. 2.16 Evolution de la largeur du chenal 1880 - 1970 entre les PK 21 - 5 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1880) 100
Fig. 2.17 Légende avec les principaux éléments cartographiés dans l'analyse de la mobilité 101
Fig. 2.18 Mobilité du chenal 1880 - 1970 entre les PK 108 et 86 102
Fig. 2.19 Mobilité du méandre de Mahmudia (1) entre 1880 et 1970 103
Fig. 2.20 Mobilité des méandres (2) et (3) entre 1880 et 1970 105
Fig. 2.21 Mobilité de la sinuosité Periovolovca (4) et des méandres de Dranov de Sus (5) et Dranov de Jos (6) entre 1880 et 1970 106
Fig. 2.22 Evolution du secteur entre les PK 26 et 14, entre 1880 et 1970 107
Fig. 2.23 Mobilité du chenal entre les PK 13 et 5 entre 1880 et 1970 108
Fig. 2.24 Bilan surfacique du chenal entre les PK 108 et 5 entre 1880 et 1970 108
Fig. 2.25 Evolution de l'embouchure entre 1880 et 1970 109
Fig. 2.26 Evolution de la largeur du chenal 1970 et 2006 entre les PK 108-5 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1970) 115
Fig. 2.27 Evolution de la largeur du chenal 1970-2006 entre les PK 108 ..... 86 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1970) 116
Fig. 2.28 Evolution de la largeur du chenal 1970-2006 entre les PK 86 - 62 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1970) 117
Fig. 2.29 Evolution de la largeur du chenal 1970-2006 entre les PK 61 - 22 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1970) 118

Fig. 2.30 Evolution de la largeur du chenal 1970-2006 entre les PK 21 - 5 (l'ordonnée zéro représente les valeurs 1970) 119
Fig. 2.31 Légende avec les principaux éléments cartographiés dans l'analyse de la mobilité 120
Fig. 2.32 Mobilité du chenal 1970 - 2006 entre les PK 108 et 86 121
Fig. 2.33 Mobilité du chenal 1970 - 2006 entre les PK 86 et 62 121
Fig. 2.34 Mobilité du chenal 1970 - 2006 entre les PK 61 et 49 123
Fig. 2.35 Mobilité du chenal 1970 - 2006 entre les PK 49 et 27 124
Fig. 2.36 Mobilité du chenal 1970 - 2006 entre les PK 29 et 5 125
Fig. 2.37 Evolution de l'embouchure et du cordon littoral Sakhalin 126
Fig. 2.38 Bilan surfacique du chenal entre les PK 85 et 16 entre 1970 et 2006 127
Fig. 2.39 Evolution des vitesses moyennes d'évolution (m/an) de la largeur du chenal entre 1880 et 2006 133

PARTIE III

Fig. 3.1 Evolution des débits du bras de St. George à Ceatal St. George lors des deux campagnes de prélèvements 145
Fig. 3.2 Positionnement des prélèvements sédimentaires (dragues et carottes) et méthodologie 146
Fig. 3.3 Le diagramme CM (Passega, 1957, Arnaud-Fassetta, 1998) 152
Fig. 3.4 Principe de l'effet Doppler (d'après RDI, 2003) 156
Fig. 3.5 Données graphiques fournies par le logiciel WinRiver 157
Fig. 3.6 Mise en évidence des zones d'extrapolation de la mesure et des limites de l'aDcp en violet, en bleu la zone explorée physiquement par l'aDcp (RD Instrument, 2003) 158
Fig. 3.7 Evolution des débits du bras de St. George à Ceatal St. George lors de la campagne de mesures aDcp en avril 2006 158
Fig. 3.8 Les méandres Mahmudia (A) et Dunavat de Sus et Dunavat de Jos (B) - localisation des profils aDcp 159
Fig. 3.9 Résultats de la calibration hydroacoustique du backscatter de l'aDcp avec les valeurs de MES des prélèvements d'eau 162
Fig. 3.10 Organisation générale de la Partie III 162
Fig. 3.11 Localisation des carottes 164
Fig. 3.12 Les carottes du secteur rectiligne entre les PK 98 et 88 166
Fig. 3.13 Méandre (1), PK 85 et 84 - carottes de types T2 167
Fig. 3.14 Méandre (1), PK 81- carottes de type T4 169
Fig. 3.15 Méandre (1), PK 76 - carottes de type T3 169

Fig. 3.16 Carottes 13, 14 et 15 (méandre 3, représentant des berges de types T4, T3 et T2) 171
Fig. 3.17 Carottes 16 et 17 (méandre 5, carottes de types T2 et T4) 172
Fig. 3.18 Méandre (6)- carottes de types T4, T3 et T2 (de l'amont vers aval) 173
Fig. 3.19 Carottes de types T1 (situés entre les méandres) 175
Fig. 3.20 Evolution amont - aval du GM des dépôts dans les carottes en fonction de la typologie des berges 176
Fig. 3.21 Image CM 177
Fig. 3.22 Relation entre le tri et le GM 178
Fig. 3.23 Texture de sédiments en Avril et Octobre 2005 184
Fig. 3.24 Diagramme des distributions granulométriques : σi = f(GM) 185
Fig. 3.25 Diagramme des distributions granulométriques : Sk = f(GM) 185
Fig. 3.26 Diagramme des distributions granulométriques GM = f(Dist(KM)) en avril et en octobre 2005 186
Fig. 3.27 Image CM - avril 2005 188
Fig. 3.28 Image CM - octobre 2005 189
Fig. 3.29 Le diagramme de Hjulström 191
Fig. 3.30 Le diagramme de Shields (1936) 191
Fig. 3.31 Distribution du flux sédimentaire (a, b, c) et liquide (a1, b1, c1) sur les images ADCP acquises en avril 2006 dans le méandre (1) : a) canal artificiel, b) apex et c) confluence. 196
Fig. 3.32 (A) Carte du delta du Danube; (B) Le méandre de Mahmudia avec le positionnement des profils aDcp 200
Fig. 3.33 La ligne du talweg au long du chenal naturel (A1-F2) et du canal artificiel (A3-E3). 201
Fig. 3.34 Distribution de vitesses et bathymétrie sur les profils aDcp réalisés dans le méandre de Mahmudia 204
Fig. 3.35 Répartition des concentrations en suspension sur les sections du méandre de Mahmudia 205
Fig. 3.36 Profil longitudinal dans le méandre de Mahmudia entre les PK 83.5 et KM 81.5 206
Fig. 3.37 Modèle en boite des flux liquides, solides et concentrations MES dans le méandre de Mahmudia (1) 206
Fig. 3.38 Forces tractrices sur les profils en travers du méandre de Mahmudia 208
Fig. 3.39 Concentrations de MES par section, à partir des mesures aDcp et des calculs Sediview 209
Fig. 3.40 Evolution de la bathymétrie (1990-1996) du méandre de Mahmudia (Popa, 1997) et l'hydrogramme entre 1990 et 2004 à Ceatal St. George 210

Fig. 3.41 Méandres (2) et (3) et position des profils ADCP....212
Fig. 3.42 La ligne du talweg dans les méandres (2) et (3)....214
Fig. 3.43 Distribution de vitesses et bathymétrie sur les profils aDcp réalisés dans les méandres 2 et 3....216
Fig. 3.44 Distribution de la concentration MES établie à partir des profils aDcp sur les méandres 2 et 3....218
Fig. 3.45 Modèle en boite des flux liquides, solides et concentrations MES dans les méandres 2 et 3....220
Fig. 3.46 Forces tractrices sur les profils en travers des méandres 2 et 3....222
Fig. 3.47 Comparaison des profils bathymétriques en 1990 (Popa et al. rapport) et en 2006 (aDcp)....223
Fig. 3.48 Concentration moyenne de MES par section, à partir des mesures aDcp et des calculs Sediview....224

LISTE DE PHOTOGRAPHIES

PARTIE II

Photo 2.1 Berge plane d'une rive convexe couverte par ripysilve (à gauche) ; berge verticale du canal de recoupement (à droite), (cliché réalisé par S. Rădan) 93

PARTIE III

Photo 3.1 Berge inondée pendant la crue d'Avril 2005 (cliché réalisé par M. Provansal) 143

Photo 3.2 Carottage des berges pendant la crue d'Avril 2005 (cliché réalisé par M. Provansal) 143

Photo 3.3 Prélèvement sédimentaire d'une berge (cliché réalisé par O. Radakovitch) 144

Photo 3.4 Prélèvement sédimentaire par drague en Octobre 2005 (cliché réalisé par O. Radakovitch) 147

Photo 3.5 Mesures aDcp sur le bras de St. George 155

Photo 3.6 Prélèvement d'eau à la bouteille Niskin en Avril 2006 161

Photo 3.7 Mesures de MES à l'aide du spectrophotomètre digital HACH 161

LISTE DE TABLEAUX

PARTIE I

Table 1.1 Chronologie des lobes du delta du Danube 24

Table 1.2 Les tributaires du Danube dans le cours inférieur (de 1er ordre avec bassin versant de > 4000 km^2) 54

Table 1.3 Débits solides moyens (kg/s) du Danube entre 1931 et 2000 (d'après Bondar, 2004) 58

Table 1.4 Débits liquides moyens (m^3.s^{-1}) du Danube entre 1931 et 2000 (d'après Bondar, 2002) 59

Table 1.5 Débits solides au long du Danube pendant trois fortes crues (1981, 2005, 2006) 59

Table 1.6 Répartition des débits liquides (Ql) et solides (Qs) (%) entre les bras du Danube entre 1931 - 2000 (d'après Bondar et Panin, 2000). 63

Table 1.7 Evolution des débits liquides moyens (Ql) et solides moyens (Qs) sur 131 ans sur le bras de St. George (d'après Bondar et Panin, 2000) 68

PARTIE II

Table 2.1 Caractéristiques des images satellitaires Landsat 5 TM (1989) et Landsat 7 ETM+ (2000, 2006) 89

Table 2.6 Valeurs moyennes des débits liquides (m^3.s^{-1}) et solides (kg.s^{-1}) du bras de St. George entre 1858 et 1970 (d'après Bondar et Panin, 2000) 113

Table 2.11 Vitesses de rétraction et d'élongation du cordon Sakhalin entre 1970 et 2006 126

Table 2.12 Evolution des débits liquides et solides (%) repris par les canaux de recoupement du bras de St. George entre 1989 et 1994 (d'après Popa, 1997) .. 129

PARTIE III

Table 3.1 Localisation et caractéristiques des carottages et de l'échantillonnage 164

Table 3.2 Estimation des puissances spécifiques et des contraintes de cisaillement.....193
Table 3.3 Paramètres hydrodynamiques et sédimentaires des profils aDcp dans le méandre de Mahmudia 202
Table 3.4 Paramètres hydrodynamiques et sédimentaires des profils aDcp dans les méandres (2) et (3) 213
Table 3.5 Valeur de la ω et τ dans les profils de méandres (2) et (3) 221

ANNEXES

Table 2.2 Vitesses d'évolution de la largeur entre 1880 et 1970 (m/an) 243
Table 2.3 Vitesses d'évolution de la largeur entre 1880 et 1970 (m/an) 244
Table 2.4 Vitesses d'évolution de la largeur entre 1880 et 1970 (m/an) 245
Table 2.5 Vitesses d'évolution de la largeur entre 1880 et 1970 (m/an) 247
Table 2.7 Vitesses d'évolution de la largeur entre 1970 et 2006 (m/an) 248
Table 2.8 Vitesses d'évolution de la largeur entre 1970 et 2006 (m/an) 249
Table 2.9 Vitesses d'évolution de la largeur entre 1970 et 2006 (m/an) 250
Table 2.10 Vitesses d'évolution de la largeur entre 1970 et 2006 (m/an) 252

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abad, J.D., Garcia, M.H., 2006. RVR Meander: A toolbox for re-meandering of channelized streams. Computers & Geosciences, 32(1): 92-101.

Adler, M., Nicodemus, U., 2001. A New Computer Model for the Evaluation of Data from Acoustic Doppler Current Profilers (ADCP). Phys. Chem. Earth 26(10-12): 71 I-715.

Alford, D., 1992. Streamflow and sediment transport from mountain watersheds of the Chao Phraya basin, northern Thailand: A reconnaissance study. Mountain Research and Development 12 (3): 257-268.

Almazov, A.A., Bondar, C., Diaconu, C., Ghederim, V., Mihailov, A.N., Mita, P., Nichiforov, I.D., Rai, I.A., Rodionov, N.A., Stanescu, S., Stanescu, V., Vaghin, N.F., 1963. Zona de vărsare a Dunării. Monografie hidrologică. p. 396.

Antipa, Gr., 1915. Wissenshaftliche und wirtschaftliche Probleme des Donaudeltas. Separatabdrucj aus dem Anuarul Inst. Geologic al Romaniei, VII bd, 1915 1 Heft. p. 88.

Antonelli C., 2002. Flux sédimentaires et morphogenèse récente dans le chenal du Rhône aval. Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille I, p. 279.

Antonelli, C., Provansal, M., Vella, C., 2004. Recent morphological channel changes in a deltaic environment. The case of the Rhone River, France. Geomorphology, 57(3-4): 385-402.

Antonelli, C., Eyrolle, F., Rolland, B., Provansal, M., Sabatier, F., 2008. Suspended sediment and 137Cs fluxes during the exceptional December 2003 flood in the Rhone River, southeast France. Geomorphology, 95(3-4): 350-360.

Arnaud-Fassetta, G., 1998. Dynamiques fluviatiles holocènes dans le delta du Rhône. Thèse doctorat, Université de Provence (Aix-Marseille I), p. 329.

Arnaud-Fassetta, G., 2000. Quatre mille ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône. De l'Age du Bronze au siècle du nucléaire. Grafigéo, 11, Collection me´moires et documents de l'UMR PRODIG, Paris, p. 229.

Arnaud Fassetta, G., 2003. River channel changes in the Rhone Delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. Catena, 51(2): 141-172.

Arnaud Fassetta, G., Quisserne, D., Antonelli, C., 2003. Downstream grain-size distribution of superficial bed material and its hydro-geomorphological significance in a large and regulated river: The Rhône River in its delta area (France). Géomorphologie, 1: 33-50.

Assani, A.A., Petit, F., 2004. Impact of hydroelectric power releases on the morphology and sedimentology of the bed of the Warche River (Belgium). Earth Surface Processes and Landforms, 29(2): 133-143.

Asselman, N.E.M., 1999. Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the River Rhine. Hydrological Processes, 13(10): 1437-1450.

Astrade, L., Dumont, A., 2000. L'évolution du profil en long d'un cours d'eau navigable sous l'effet des aménagements, la grande Saône du début du XIX° siècle à nos jours. Géocarrefour, 47(4): 317-326.

Bagnold, R.A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. U.S. Geological Survey Professional Paper, 422(I): 1-37.

Bagnold R.A., 1980. Bagnold, An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. Proc. R. Soc. Lond., A 372 : 453–473.

Bartholdy, J., Christiansen, C., Pedersen, J.B.T., 2004. Comparing advantages and disadvantages in the interpretation of grain-size trends described by the log-normal and the log-hyperbolic distribution model. In: Flemming, B.W., Hartmann, D., Delafontaine, M.T. (Eds.), From Particle Size to Sediment Dynamics. International HWK-Senckenberg Workshop, 15–18 April 2004, Delmenhorst, Germany. Extended Abstracts, vol. 48.

Batalla, R.J., 2003. Sediment deficit in rivers caused by dams and instream gravel mining. A review with examples from NE Spain. Revista C&G, 17 (3-4): 79-91.

Batalla, R.J., Gómez, C.M., Kondolf, G.M., 2004. Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). Journal of Hydrology, 290, Issues 1-2: 117-136.

Batuca, D., 2005. Water flow and sediment transport in the Lower Danube River. Geophysical Research Abstracts, 7 (05967).

Batuca D.B. 2004. Water Flow and Sediment Transport in the Lower Danube River – Romanian Retrospective and Perspective. Presentation at 3rd SedNet Conference: The Future of Sediment Management in Europe, Nov. 25–26 2004, Venice.

Beckman Coulter Corporation, 2003. LS 13 320 Laser Diffraction Particle Size Analyzer Instrument Manual. p.1983.

Ben Amor, R., Brahim, M., Gueddari, M., 2003. Essai d'interprétation de la dynamique sédimentaire par l'analyse granulométrique et minéralogique au large du Golfe de Gabes. Bull. Inst. Natn. Scien. Tech. Mer de Salammbô, Vol. 30: 143-151.

Benedetti, M., 2003. Controls on overbank deposition in the Upper Mississippi River. Geomorphology, 56: 271–290.

Berendsen, H.J.A., Cohen, K.A., Stouthamer, E., 2007. The use of GIS in reconstructing the Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. International journal of geographical information science, 21(5): 589-602.

Biedenharn, D.S., Thorne, C.R., Watson, C.C., 2000. Recent morphological evolution of the Lower Mississippi River. Geomorphology, 34: 227–249.

Blum, M. D., Tornqvist , T. E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. Sedimentology, 47(1): 2-48.

Bondar, C., 2002. The high floods along the lower Danube River. Scientific Annals of the Danube delta Institute for Research and Development, Tulcea-Romania 2002.

Bondar, C., 2004. Studiul consecintelor construirii canalului Bastroe in Rezervatia Biosferei Delta Dunarii - Romania asupra mediului inconjurator. Rapport GeoEcoMar, Bucarest.

Bondar, C., State, I., Cernea, D., Harabagiu, E., 1991. Water flow and sediments transport of the Danube at its outlet into the Black Sea. Meteorol. si Hidrol., 21, 1: 21-25.

Bondar, C., Panin, N., 2000. The Danube Delta Hydrologic Database and Modeling. GEO-ECO-MARINA, 5-6: 5-53.

Brandt, S.A., 2000. Classification of geomorphological effects downstream of dams. Catena, 40: 375-401.

Brasington, J., Rumsby, B.T., Mcvey, R.A., 2000. Monitoring and modeling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPS-based survey. Earth Surf. Process. Landforms, 25 :973-990.

Bravard, J.P., 1983. Les sédiments fins des pleines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône (approche qualitative et spatiale), Revue de Géographie alpine, LXXI, 4 : 363-379.

Bravard, J.P., 1986. La basse vallée de l'Ain : dynamique fluviale appliqué à l'écologie. In : Roux A.L. (ed.), Documents de Cartographie Écologique, recherches interdisciplinaires sur les écosystèmes de la basse-plaine de l'Ain (France) : potentialités évolutives et gestion, 29: 17-43.

Bravard, J.P., 1991. La dynamique fluviale à l'épreuve des changements environnementaux: quels enseignements applicables à l'aménagement des riviéres?. La Houille Blanche, 7 - 8: 515-521.

Bravard, J.P., Petit, F., 1997. Les cours d'eau, dynamique du système fluvial. Armand Collin / masson, Paris, pp. 221.

Bravard, J.-P., Amoros, C., Pautou, G., Bornette, G., Bournaud, M., Creuzé des Châtelliers, M., Gibert, J., Peiry, J.L., Perrin, J.F., Tachet, H., 1997. River incision in south-east France: morphological phenomena and ecological effects. Regulated Rivers: Research and Management, 13: 75– 90.

Bravard, J.P., Landon, N., Peiry, J.L., Piegay, H., 1999. Principles of engineering geomorphology for managing channel erosion and bedload transport, examples from French rivers. Geomorphology, 31(1-4): 291-311.

Bravard, J.P., Peiry, J.L., 1999. The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum. Geological Society, London, Special Publications, 163: 259-268.

Brewer, P.A., Lewin, J., 1998. Planform cyclicity in an unstable reach: complex fluvial response to environmental change. Earth Surface Processes and Landforms, 23 (11): 989–1008.

Brice, J.C., 1973. Meandering pattern of White river in Indiana: an analysis. In Morisawa M. (ed.), Fluvial Geomorphology, Wiley: 591-609.

Bridge, J.S., 1981. Hydraulic interpretation of grain-size distributions using a physical model for bed-load transport. Journal of Sedimentary Petrology, 51 (4): 1109–1124.

Brunsden, D., Thornes, J.B., 1979. Landscape sensitivity and change. Trans. Inst. Br. Geogr. NS 4: 463–484.

Brunsden, 1980. Applicables models of long term landform evolution. Zeitschrift für geomorphologie, 36: 16-26.

Cencini C., 1998. Physical processes and human activities in the evolution of the Po delta, Italy. J Coast Res 14: 774–793.

Chamley, H., 1987. Sédimentologie. Dunod, p. 175.

Chamley H., 1989. Clay Sedimenfdogy. Springer, p. 623.

Chamley, H., 2000. Bases de sédimentologie. Dunod, Paris, 2ème édition, p. 178.

Chen, Z., Chen, D., Xu, K., Zhao, Y., Wei, T., Chen, J., Li, L., Watanabe, M., 2007. Acoustic Doppler current profiler surveys along the Yangtze River. Geomorphology, 85 (3-4): 155-165.

Chu, Z.X., Sun, X.G., Zhai, S.K., Xu, K.H. 2006. Changing pattern of accretion/erosion of the modern Yellow River (Huanghe) subaerial delta, China: Based on remote sensing images. Marine Geology, 227: 13– 30.

Church, M., Kellerhals, R., 1978. On the statistics of grain size variation along a gravel river. Canadian Journal of Earth Sciences, 15: 1151-60.

Church, M., 1995. Geomorphic response to river flow regulation: case studies and time-scales. Regul. Rivers: Res. Mgmt. 11: 3 –22.

Cioaca, E., Bondar, C., 2003. Assessment and prediction mathematical model for the Danube delta biosphere reserve hydrographic network morphological changes. Their effects on wetlands and coastal zone habitat biodiversity. Biebrza Wetlands Goniadz, 12-14 June 2003.

Cojan, I., Renard, M., 1997. Sédimentologie - Masson Ed., Paris, Coll. Enseignement des Sciences de la Terre, p. 418.

Collier, M., Webb, R.H., Schmidt, J.C., 1996. Dams and rivers, primer on the downstream effects of dams. USGS circular 1126, p. 94.

Constantine, C. R., Dunne, T., Hanson, G., 2008. Examining the physical meaning of the bank erosion coefficient used in meander migration modeling. Geomorphology, 106, (3-4): 242-252.

Dan, S., Stive, M.J.F., Walstra, D.J.R., Panin, N., 2009. Wave climate, coastal sediment budget and shoreline changes for the Danube Delta. Marine Geology, 262 (1-4): 39-49.

Diaconu, C., Nichiforov, I.D., 1963. Zona de Varsare a Dunarii. Editura Tehnica, Bucuresti, p. 396.

Dietz, R.J. 1961. Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. Nature 190: 854-857.

Dinehart, R.L., 2003. Spatial analysis of ADCP data in streams. Proceedings of the workshop, Sediment Monitoring Instrument and Analysis Research, Flagstaff, AZ 2003 p. 8.

Dinehart, R.L., Burau, J.R., 2005. Repeated surveys by acoustic Doppler current profiler for flow and sediment dynamics in a tidal river. Journal of Hydrology, 314(1-4): 1-21.

Direction Topographique Militaire, 1980. Cartes topographiques, 1:25000, feuilles L-35-106-D-b ; L-35-107-B-c ; L-35-107-B-d ; L–35–107–C–a, L–35–107–C–b, L–35–107–C–c, L–35–107–C–d, L-35-107-D-c ; L-35-119-B-a ; L-35-119-B-b ; L-35-120-A-a ; L-35-120-A-c,d ; L-35-120-C-a, Bucarest, Roumanie.

Direction Topographique Militaire, 1970 - 1972. Cartes topographiques, 1:50000, feuilles L-35-12-A, L-35-106-D, L-35-107-C, L-35-107-D, L-35-119-B, Bucarest, Roumanie.

Do Carmo, J.S.A., 2005. The environmental impact and risks associated with changes in fluvial morphodynamic processes. The Fourth Inter-Celtic Colloquium on Hydrology and Management of Water resources, Guimaraes, Portugal, July 11-14.

Doyle, M.W., Shields, F.D. Jr., 2000. Incorporation of bed texture into a channel evolution model. Geomorphology, 34 : 291–309

Du Boys, M.P., 1879. Etudes du régime du Rhône et de l'action exercée par les eaux sur un lit à fond de graviers, indéfiniment affouillable. Annales des Ponts et Chaussées, 5 (18): 141-195.

Dzana, J.D., Gaillard, S., 1996. Hydrodynamique et mobilité d'une boucle de méandre au stade du débit à plein bords. L'exemple de la Seine supérieure. Géomorphologie : Relief, processus, environnement, 2 :13-28.

Edwards, B.F., Smith, D.H., 2002. River meandering dynamics. Phys. Rev. E, 65: art. no. 046303. doi:10.1103/PhysRevE.65.046303.

Einstein, H.A., 1950. The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. U.S. Department of agriculture, Technical Bulletin, 1026: p. 80.

Elliott, J. G., Gyetvai, S., 1999. Channel-Pattern Adjustments and Geomorphic Characteristics of Elkhead Creek, Colorado, 1937–97. U.S Geological Survey Water-Resources Investigations Report.

Fan, H., Huang, H., Zeng, T.Q., Wang, K. 2006. River mouth bar formation, riverbed aggradation and channel migration in the modern Huanghe (Yellow) River delta, China. Geomorphology, 74: 124– 136.

Fergus, T., 1997. Geomorphological response of a river regulated for hydropower: River Fortun, Norway. Regul. Rivers: Res. Mgmt, 13: 449-461.

Ferguson, R.I., 1987. Hydraulic and sedimentary controls of channel pattern. In: Richards, K.S. (Ed.), River Channels: Environment and process. Blackwell, Oxford: 129–158.

Ferguson, R.I., Hoey, T., Wathen, S. and Werritty, A. 1996. Field evidence for rapid downstream fining of river gravels through selective transport, Geology, 24: 179–182.

Filizola, N., Guyot, J.L., 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the river Amazon. Hydrological Sciences Journal, 49 (1): 143-153.

Fisk, H.N., 1944. Geological investigations of the alluvial valley of the Lower Mississippi River. Mississippi River Commision, Vicksburg.

Folk R., Word W., 1957. Brazors river bors, a study in significance of grain size parameters. J. Sedim. Petrol., 27: 13-27.

Gao, S., Collins, M., 1991. A critique of the "McLaren method" for defining sediment transport paths-discussion. Journal of Sedimentary Petrology, 61: 143–146.

Gao, S., Collins, M., 1992. Net sediment transport patterns inferred from grain size trends, based on definition of "transport vectors". Sedimentary Geology, 81: 47–60.

Gao, S., Collins, M., 1994. Analysis of grain size trends, for defining sediment transport pathways in marine environments. Journal of Coastal Research, 10: 70–78.

Gaeuman, D., Jacobson, R.B., 2005. Aquatic Habitat Mapping with an Acoustic Doppler Current Profiler: Considerations for Data Quality. U.S. Geological Survey, Open File Rep. No. 2005-1163.

Gaeuman, D., Schmidt, J., Wilcock, P.R., 2005. Complex channel responses to changes in stream flow and sediment supply on the lower Duchesne River, Utah. Geomorphology, 64: 185–206.

Galay, V.J., 1983. Causes of river bed degradation. Water Resources Research, 19 (5): 1057-1090.

Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In Broussard, M.L. (Ed.), Deltas: Models for exploration. Houston Geological Society, Houston, TX: 87-98.

Gartner, J.W., Cheng, R.T., Wang, P.F., Richter, K., 2001. Laboratory and field evaluations of the LISST-100 instrument for suspended particle size determinations, Marine Geology, 175: 199–219.

Gartner, J.W., 2004. Estimating suspended solids concentrations from backscatter intensity measured by acoustic Doppler current profiler in San Francisco Bay, California. Marine Geology, 211: 169–187.

Gasparini, N.M., Tucker, G.E., Bras, R.L., 1999. Downstream fining through selective particle sorting in an equilibrium drainage network. Geology, 27 (12): 1079-1082.

Găştescu, P., 1979. Evoluţia ţărmului Mării Negre între braţul Sfântu Gheorghe şi grindul Perişor. Studii şi Cercetări de Geologie, Geofizică şi Geografie, XXVI, Bucureşti.

Giosan, L. 1998. Long term sediment dynamics on Danube Delta coast. In: Physics of Estuaries and Coastal Seas (Eds J. Dronkers and M. Scheffers): 365–376.

Giosan, L., Bokuniewicz, H., Panin, N., Postolache, I., 1999. Longshore Sediment Transport Pattern Along Romanian Danube Delta Coast. Journal of Coastal Research, 15 (4): 859-871.

Gomez, B., Church, M., 1989. An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed river. Water ressource research, 25 (6): 1161-1186.

Gomez, B., Eden, D.N., Peacock, D.H., Pinkney, E.J., 1998. Floodplain construction by recent, rapid vertical accretion: waipaoa River, New Zealand. Earth Surface Processes and Landforms, 23: 405–413.

Gonzalez-Castro, J.A., Muste, M., 2007. Framework for estimating uncertainty of ADCP measurements from a moving boat by standardized uncertainty analysis. J. Hydraulic Eng. 133 (12): 1390-1410.

Gordon, R.L., 1989. Acoustic measurement of river discharge. Journal of hydraulic engineering, 115(7): 925-936.

Gordon, E., Meentemeyer, R.K., 2006. Effects of dam operation and land use on stream channel morphology and riparian vegetation. Geomorphology, 82 (3-4): 412-429.

Graf, W.L., 1999. Dam nation: a geographic census of American dams and their large-scale hydrologic impacts. Water Resources Research, 35 (4): 1305-1311.

Graf, W.L., 2002. Rivers, dams, and willow flycatchers: a summary of their science and policy connections. Geomorphology, 47: 169–188.

Grams, P.E., Schmidt, J.C., 2005. Equilibrium or indeterminate? Where sediment budgets fail: sediment mass balance and adjustment of channel form, Green River downstream from Flaming Gorge dam, Utah and Colorado. Geomorphology, 71: 156-181.

Grant G.E., Schmidt, J.C., Lewis, S.L., 2003. A geological framework for interpreting downstream effects of dams on rivers. In : O'Connor J.E. et G.E. Grant (eds.), Water Science and Application 7, American Geophysical Union: 209-225.

Gregory, K.J., Macklin, M.G., Walling, D.E. (Eds.), 2006. Past Hydrological Events Related to Understanding Global Change. Catena 66, (May, special issue), p. 187.

Gurnell, A. M., Downward, S. R., & Jones, R., 1994. Channel planform change on the River Dee meanders, 1876-1992. Regulated Rivers: Research and Management, 9: 187-204.

Gurnell, A.M., 1997. Channel change on the River Dee meanders, 1946-1992, from the analysis of air photographs. Regulated Rivers: Research & Management, 13 (1): 13 – 26.

Gurnell, A.M., Petts, G.E., 2002. Island-dominated landscapes of large flodplain rivers, a European perspective. Freshwater Biology, 47: 581-600.

Harmar, O.P., Clifford, N.J., Thorne, C.R., Biedenharn, D.S., 2005. Morphological chamges of the Lower Mississippi River: geomorphological response to engineering intervention. River Res. Applic, 21: 1107–1131.

Harvey, A. 1984. Geomorphological response to an extreme flood: a case from southeast Spain. Earth Surface Processes and Landforms, 9: 267-279.

Hesselink, A.W., Weerts, H.J.T., Berendsen, H.J.A., 2003. Alluvial architecture of the human-influenced river Rhine, The Netherlands. Sedimentary Geology, 161(3-4): 229-248.

Hickin, E.J., 1974. The development of meander in natural river channels. American Journal of Science, 274: 414-442.

Hickin, E.J., 1978. Mean flow structure in meanders of the Squamish river, British Columbia. Canadian Journal of earth Science, 15: 1833-1849.

Hjulström, F., 1935. Studies in the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. Geol. Inst. Univ. Uppsala Bull. 25: 221-528.

Hooke, J.M., 1980. Magnitude and distribution of rates of river bank erosion. Earth Surface Processes, 5: 143-157.

Hooke, J.M., 1984. Changes in river meanders: a review of techniques and results of analyses. Progress in Physical Geography, 8: 473-508.

Hooke, J.M., 1986. Changes in Meander Morphology. International Geomorphology, Part I, Wiley, Chichester: 591- 600.

Hooke, J.M., 2004. Cutoffs galore!: occurrence and causes of multiple cutoffs on a meandering river Geomorphology, 61: 225–238.

Hooke, J.M., 2008. Temporal variations in fluvial processes on an active meandering river over a 20-year period. Geomorphology, 100: 3–13.

Hooke, J. M., Redmond, C.E. 1989. River-Channel Changes in England and Wales. Water and Environment Journal (3, 4): 328 – 335.

Hughes, M.L, McDowell, P.F., Andrew Marcus, W., 2006. Accuracy assessment of georectified aerial photographs: Implications for measuring lateral channel movement in a GIS. Geomorphology, 74: 1-16.

Hupp, C.R., 2000. Hydrology, geomorphology and vegetation of Coastal Plain rivers in the southeastern USA. Hydrological Processes, 14(16-17): 2991-3010.

Hupp, C.R., Bornette, G., 2003. Vegetation, fluvial processes and landforms in temperate areas. In: H. Piegay et M. Kondolf (Editors), Tools in Geomorphology. John Wiley and Sons, Chichester, UK: 269-288.

Ichim, I., Radoane, M., 1986. Efectele barajelor in dinamica reliefului. Abordare geomorfologica. Editura Academiei. Bucuresti, pp. 156.

ICPDR, 2005. The Danube River basin district. Part A-Basin-wide overview, pp. 191.

Ielenicz, M., Negut, S., Ene, M., Savulescu, I., Vlad, L.B., Neacsu, M.C., 2006. Atlas Geografic General. ISBN: 978-973-749-076. Editura Universitara.

Inman, D.I., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. Journal of Sedimentary Petrology 22: 125–145.

ISO 13320-1, 1999. Particle size analysis–laser diffraction methods: part 1, Principle, International Organization of Standardization, 1st ed. Geneva.

James, C.S., 1985. Sediment transfer to overbank sections. Journal of Hydraulic Research, 23: 435-452.

Jimenez, J.A., Sanchez-Arcilla, A., 1993. Medium-Term Coastal Response at the Ebro Delta, Spain, Marine Geology, 114: 105-118.

Johnson, R.H., Paynter, J., 1967. The development of a cutoff on the River Irk at Chadderton, Lancashire. Geography, 52 : 41–49.

Jugaru, L., Provansal, M., Panin, N., Dussouillez, P., 2006. Apports des Systèmes d'Information Géographiques à la perception des changements morphodynamiques (1970-2000) dans le delta du Danube. Le cas du bras de Saint-George. GEO-ECO-MARINA, 12 : 29-42.

Jugaru Tiron, L., Le Coz, J., Provansal, M., Panin, N., Raccasi, G., Dramais, G., Dussouillez, 2009. Flow and sediment processes in a cutoff meander of the Danube Delta during episodic flooding. Geomorphology, 106 (3-4) : 186-197.

Keller, E.A., 1972. Development of alluvial stream channels. Bulletin of the Geological Society of America, 83: 1531-1536.

Kellerhals, R., Gill, D., 1973. Observed and potential downstream effects of large storage projects in northern Canada. In: Commission Internationale des Grands Barrages (ed.), Madrid: 731-754.

Kesel, R.H., 2003. Human modifications to the sediment regime of the Lower Mississippi River flood plain. Geomorphology, 56 (3-4): 325-334.

Kiss, T., Fiala, K., Sipos, G., 2008. Alterations of channel parameters in response to river regulation works since 1840 on the Lower Tisza River (Hungary). Geomorphology ,98 (1-2): 96-110.

Knighton, D., 1980. Longitudinal changes in size and sorting of stream-bed material in our English Rivers. Geological Society of American Bulletin, 91: 55-62.

Knighton, D., 1984. Fluvial Forms and Processes, London, Arnold, 1984, p. 218.

Knighton, D., 1998. Fluvial forms and processes. Edward Arnold, London, p. 383.

Knighton, D., 1996. Fluvial Forms and Processes, John Wiley & Sons, Inc., New York (1996): 94–96.

Knox, J.C., 1987. Historical valley floor sedimentation in the upper Mississippi Valley. Annals of the Association of American Geographers, 77: 224–244.

Knox, J.C., 1993. Large increases in flood magnitude in response to modest changes in climate. Nature, 361: 430-432.

Knox, J.C., 2006. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: Natural versus human accelerated. Geomorphology, 79: 286–310.

Kostaschuk, R., Best, J., Villard, P., Peakall, J., Franklin, M., 2005. Measuring flow velocity and sediment transport with an acoustic Doppler current profiler. Geomorphology, 68: 25-37.

Krumbein, W.C., 1938. Size frequency distribution of sediments and the normal phi curve: Jour. Sed. Pet., 8: 84-90.

Laczay, I.A., 1977. Channel patterns changes of Hungarian rivers, in River Channel Changes, K.J. Gregory (Ed.), Wiley: 185-192.

Land, J. M., Jones, P.D., 2001. Acoustic measurement of sediment flux in rivers and near-shore waters, in Proceedings of the Seventh Federal Interagency Sedimentation Conference, vol. III, pp. 127–134, Fed. Interagency Subcomm. on Sediment., Washington, D. C.

Lane, E.W., 1947. The effect of cutting off bends in rivers. University of Iowa Studies in Engineering. Proceedings of the Third Hydraulics Conference, Bulletin 31, University of Iowa, Iowa City, Iowa:. 239–240.

Lane E.W., 1955. The importance of fluvial morphology in river hydraulic engineering. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 81: 1–17.

Lauer, J.W., Parker, G., 2008. Net local removal of floodplain sediment by river meander migration. Geomorphology, 96: 123–149.

Lawler, D.M., 2005. The importance of high-resolution monitoring in erosion and deposition dynamics studies: examples from estuarine and fluvial systems. Geomorphology, 64(1-2): 1-23.

Lecce, S.A., 1997. Spatial patterns of historical overbank sedimentation and floodplain evolution, Blue River, Wisconsin. Geomorphology, 18 : 265-277.

Le Coz, J., Chastan, B., Védie, F., Dramais, G., 2007. Emplois de l'aDcp en rivière : une revue de synthèse. (Uses of aDcp in rivers: a review, in French) La Houille Blanche, 4: 119-130.

Leopold, L., 1973. River channel change with time: an example. Geological Society of America Bulletin, 84: 1845-1860.

Le Roux, J.P., 1994. A spreadsheet template for determining sediment transport vectors from grain size parameters. Computers & Geosciences, 20: 433–440.

Le Roux, J.P., 1998. Entrainment threshold of natural grains in liquids determined empirically from dimensionless settling velocities and other measures of grain-size. Sedimentary Geology, 119: 17– 23.

Le Roux, J.P., Rojas, E.M., 2007. Sediment transport patterns determined from grain size parameters: Overview and state of the art. Sedimentary Geology, 202: 473-488.

Li, L., Lu, X.X., Chen, Z. 2007. River channel change during the last 50 years in the middle Yangtze River, the Jianli reach Geomorphology, 85: 185–196.

Liébault, F., Piégay, H., 2002. Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers and streams of South-eastern France. Earth Surface Processes and Landforms, 27: 425-444.

Liteanu, E., Pricajan, A., 1963. Alcatuirea geologica a Deltei Dunari, Studii Tehnice si Economice, STE-CG-E, 6.

Losson, B., Corbonnois, J., 2006. Les modes de sédimentation détritique: nouvelle méthode de détermination appliquée à des remplissages endokarstiques. Geologica Belgica, 9 (3-4): 257 – 265.

Mackin, J.H., 1948. Concept of the graded river. Bull. Geol. Soc. Am., 59: 463–512.

Magilligan, F.J., Nislow, T.K.H., 2005. Changes in hydrologic regime by dams. Geomorphology, 71 : 61–78.

Maillet, G., 2005. Relation sedimentaire rescentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtydal : exemple de l'embouchure du Rhone, Université de Provence, Aix Marseille 1, Aix en Provence, p. 331.

Malhotra, S.L., 1951. Effects of barrages and weirs on the regime of rivers. Proc. Int. Assoc. Hydraul. Res., 4th Meeting: 335– 347.

McCave, I.N., 1978. Grain size trends and transport along beaches: an example from eastern England. Marine Geology, 28: 43–51.

McLaren, P., 1981. An interpretation of trends in grain size measurements. Journal of Sedimentary Petrology, 51: 611–624.

McLaren, P., Bowles, D., 1985. The effects of sediment transport on grain size distributions. Journal of Sedimentary Petrology, 55: 457–470.

Meade, R.H., Parker, R.S., 1985. Sediment in rivers of the United States. National Water Survey 1984. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper, 2275: 49–60.

Meybeck, M., Laroche, L., Dürr, H.H., Syvitski, J.M.P., 2003. Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. Global and Planetary Change, 39: 65-93.

Meyer-Peter, E., Muller, R., 1948. Formulas for bed-load transport, 2nd meeting of IAHR, Stockolm, Sweden: 39-64.

Mihăilescu, N., 1983. Lower Danube Recent Alluvia Sediments and Sedimentary Factors, An. Inst. Geol. Geof., Bucuresti: 287-296.

Mihăiță, S.T., 2008. The analysis of the solid discharge over the last three decades in the Romanian sector of the Danube. BALWOIS 2008 - Ohrid, Republic of Macedonia 27- 31 May 2008.

Moody, J.A., Troutman, B.M, 2002. Characterization of the spatial variability of channel morphology: Earth Surface Processes and Landforms, 27 (12): 1251-1266.

Moody, J.A., Meade, R.H., 2008. Terrace aggradation during the 1978 flood on Powder River, Montana, USA. Geomorphology, 99: 387–403.

Mosley, M.P., 1975. Channel changes on the River Bollin, Cheshire, 1872-1973. East Midland Geographer, 42: 185-199.

Mount, N.J., Louis, J., 2005. Calculation and propagation of error in the measurement of lateral channel shift from vertical airborne imagery. Earth Surface Processes and Landforms, 30(5): 635-643

Muste, M., Yu, K., Pratt, T., Abraham, D., 2004. Practical aspects of ADCP data use for quantification of mean river flow characteristics; Part II: fixed-vessel measurements. Flow Measurement and Instrumentation, 15: 17–28.

Mutihac, V., 1990. Structura geologică a teritoriului României. Edit. Tehn., Bucureşti.

Newson, M.D., Hey, R.D., Bathurst, J.C., Brookes, A., Carling, P.A., Petts, G.E., Sear, D.A., 1997. Case studies in the application of geomorphology to river management. In Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management, Thorne CR, Hey RD, Newson MD (eds). John Wiley: Chichester: 311–363.

Nicholas, A.P., Walling, D.E., 1997. Modelling flood hydraulics and overbank deposition on river floodplains. Earth surface processes and landforms, 22 : 59-77.

Oaie, Gh., Secrieru, D., Shimkus, K., 2005a. Black Sea basin: sediment types and distribution, sedimentation processes, GEO-ECO-MARINA, 13: 21- 30.

Oaie Gh., Secrieru D., Szobotka Şt., Fulga C., Stănică A., 2005b. Danube River: Sedimentology, mineralogical and geochemical characteristics of the bottom sediments, GEO-ECO-MARINA, 11: 77-86.

Panin, N., 1972. Histoire Quaternaire du Delta du Danube. Essai d'interprétation des facies des dépôts deltaïques. Cercet. Marine IRCM, Bucuresti-Constanta, 4: 5-15.

Panin, N., 1974. Evolutia Deltei Dunarii în timpul Holocenului, Inst. Geol., Stud. Tehn. Econom., Seria II, Geol. Cuaternar, 5: 107-121.

Panin, N., 1976. Some aspects of fluvial and marine processes in Danube Delta. Institutul de Geologie si Geofizică, Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică, vol L.

Panin N., 1983 – Black Sea coast line changes in the last 10.000 years a new attempt at identifyng the Danube mouths as described by the ancients. Dacia, XXVII no 1-2, Ianuarie-Decembrie.

Panin, N., 1989. Danube Delta. Genesis, evolution and sedimentology. Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Ser. Géographie, 33: 25-36.

Panin, N., 1996. Danube Delta. Genesis, evolution, geological setting and sedimentology. GEO-ECO-MARINA, 1: 7–23.

Panin N., 1997. On the Geomorphologic and Geologic Evolution of the River Danube-Black Sea Interaction Zone. GEO-ECO-MARINA, 2: 31-40.

Panin N., 1999. Danube Delta: Geology, Sedimentology, Evolution. Association des Sédimentologistes Français, Maison de la Géologie, Paris, pp. 66.

Panin, N., 2003. The Danube Delta. Geomorphology and Holocene evolution: a Synthesis. Géomorphologie: relief, processus, environnement 4: 247-262.

Panin et al., 1989. Geologia şi resursele minerale ale Oceanului Mondial (L.Rusă), CAER Moscova, pp. 780.

Panin, N., Popa, A., Gaiţă, C., Fărnoagă, D., 1992. Dinamica sedimentelor pe braţele Dunării în deltă. Modificările determinate de amenajările hidrotehnice. Simpozionul "Provenienţa şi efluenţa aluviunilor" 4/1992, Piatra Neamţ, România.

Panin, N., Jipa, D., 2002. Danube River sediment input and its interaction with the North - western Black Sea. Estuarine, Costal and Shelf Science 54: 551 - 562.

Paola, C., Heller, P.L., Angevine, C.L., 1992. The large dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: theory. Basin Research, 4, 73–90.

Parker, G., Johanneson, H., 1989. Observations on several recent theories of resonance and overdeepening in meandering channels, in River Meandering, Water Resour. Monogr. Ser., vol. 12, edited by S. Ikeda and G. Parker, AGU, Washington, D. C.: 379–415.

Parker, G., 1991. Selective sorting and abrasion of river gravel, II: applications. Journal of Hydrologic Engineering 117: 150–171.

Passega, R., 1957. Texture as characteristic of clastic deposition. Ann. Assoc. Petrol. Géol., 41 : 1952-1984.

Passega, R., 1963. Analyses granulométriques outil géologique pratique, Revue de l'Institut Français du Pétrole : 1489-1499.

Patrut, I., Paraschiv, C. si colab,. 1983. The Geological Constitution of the Danube Delta, AIGG, LIX.

Péiry, J.L., 1994. Application de l'analyse statistique multivariée et de l'image CM des dépots fluviatiles à la reconstitution des paléoenvironnements fluviaux. L'exemple d'un bras mort du Rhone en amont de Lyon. Quaternaire, 5, (2): 59-67.

Pettijohn, F.G., Ridge, J.D., 1938. A textural variation series of beach sands from Cedar point. Ohio J. Sediment. Petrol., 2 (2): 76-88.

Pettijohn, F.G., Potter, P.D., Siever, R., 1972. Sand and Sandstone. Springer, New York, NY.

Petts, G.E., 1980. Long-term consequences of upstream impoundment. Environmental Conservation, 7: 325-332.

Petts, G.E., 1984. Impounded rivers: perspectives for ecological management. Wiley, Chichester, p. 326.

Petts, G.E., 1989. Historical analysis of fluvial hydrosystem. In: G.E. Petts, Muller, H. Roux, A. (Editor), Historical change of large alluvial river : Western Europe. Wiley, Chichester: 1-18.

Petts, G.E., Gurnell, A.M., 2005. Dams and geomorphology: Research progress and future directions. Geomorphology, 71(1-2): 27-47.

Phillips, J.D., Slaterry, M.C., Musselman, Z.A., 2005. Channel adjustments of the the lower Trinity River, Texas, downstream of Livingston dam. Earth Surface Processes and Landforms, 30: 1419-1439.

Piégay H., 1997. Interactions between floodplain forests and overbank flows: data from three piedmont rivers of southeastern France. Global Ecology and Biogeography Letters, 6: 187-196.

Piégay, H., 2000. Longitudinal and lateral variability of fluvial corridor at a 24 km long reach scale. Zeitschrift Fur Geomorphologie, 44(3): 317-342.

Piégay, H., Bornette, G., Citterio, A., Hérouin, E., Moulin, B., Statiotis, C., 2000. Channel instability as a control on silting dynamics and vegetation patterns within perifuvial aquatic zones. Hydrol. Process., 14: 3011–3029.

Piégay H., Peiry, J.L., Gazelle, F., 2003. Effets des ripisylves sur la dynamique du lit fluvial et de son aquifère. In : Piégay H., G. Pautou et C. Ruffinoni (eds.), Les forêts riveraines des cours d'eau, IDF, Paris : 94-117.

Pizzuto, J.E., 1987. Sediment diffusion during overbank flows. Sedimentology, 34: 301-317.

Plumley, W.J., 1948. Blackhills terrace gravels: a study in sediment transport. Journal of Geology, 56: 526-577.

Poff, N.L., Bledsoe, B.P., Cuhaciyan, C.O. 2006. Hydrologic variation with land use across the contiguous United States: geomorphic and ecological consequences for stream ecosystems, Geomorphology, 79: 264–285.

Poizot, E., Mear, Y., Biscara, L., 2007. Sediment Trend Analysis through the variation of granulometric parameters: A review of theories and applications. Earth–Sci. Rev., 86 (1-4): 15-41.

Popa, A., Panin, N., Farnoaga, D., Mihaila, E., rapport non-publié, 1994. Observatii asupra modificarilor determinate de amenajarile hidrotehnice de pe bratul Sf. Gheorghe, in transportul de apa si de sedimente.

Popa, A., 1997. Environment changes in the Danube Delta caused by the hydrotechnical works on the St. George branch, GEO-ECO-MARINA, 2: 135–147.

Price, K, Leigh, D.S., 2006. Morphological and sedimentological responses of streams to human impact in the southern Blue Ridge Mountains, USA. Geomorphology, 78: 142-160.

Provansal, M., Sabatier, F., Vella, C., Antonelli, C., Maillet, G., 2005. Impacts of the fluvial sediments imputs and channel morphology in the mobility of the Rhone delta coast during the Holocene and recent period, LOICZ Newsletter, March 2005, 34: 4-6.

Provansal, M., Villiet, J., Eyrolle, F., Raccasi, G., Gurriaran, R., Antonelli, C., 2009. High-resolution evaluation of recent bank accretion rate of the managed Rhone: a case study by multi-proxy approach, Geomorphology, 17 (3-4): 287-297.

Raccasi, G., Provansal, M., Jugaru, L., 2008. Incertitudes inhérentes à l'acquisition et au traitement de données anciennes dans la mise en place de modèle 2D, 3D et diachronique. Cas de deux milieux fluviaux : le bas Rhône et le delta du Danube, 17° journées scientifiques de la société d'écologie humaine : Incertitude et environnement, Arles, France : 115-125.

Raj, R., Mulchandani, N., Bhandari, S., Maurya, D.M., Chamyal, L.S., 2004. Channel shifting of a highly sinuous meandering river in alluvial plain, Vishwamitri River, Mainland Gujarat. Current Science,Vol. 86, (12) : 1647-1653.

Ramez, P., 1995. Erosion et transport solide en rivière – tome 1 : Guide pour la compréhension des phénomènes. CEMAGREF, Série Gestion des milieux aquatiques, 8, p. 130.

Rădan S.C., Rădan S., Rădan M., 1999. Environmental magnetic signatures recovered from lake sediments in the Danube Delta (Romania). GEO-ECO-MARINA, 4: 43-48.

Rădan, S.C., Rădan, S., Oaie, Gh., Szobotka, Şt., 2004. Magnetic susceptibility as a sensitive proxy parameter for differentiating deltaic (lacustrine and fluvial) sedimentary environments; inferences from the Danube Delta (Romania). Contributions to Geophysics and Geodesy, 34, Special Issue, Geophys. Inst. Slovak Acad. Sci., Bratislava, Slovakia: 117-119.

RD Instrument, 2003. WinRiver User's guide, RD Instrument, San Diego, California.

Reichel, G., Nachtnebel, H.P., 1994. Suspended sediment monitoring in a fluvial environment: advantages and limitations applying an acoustic Doppler current profiler. Water Research, 28 (4): 751-761.

Reineck, H. E., Singh, I. B., 1973. Depositional sedimentary environments; Springer-Verlag, Berlin, New York, p. 439.

Remo, J.W.F., Pinter, N., 2007. Retro-modeling the Middle Mississippi River. Journal of Hydrology 337, 421– 435.

Rice, S., 1998. Which tributaries disrupt downstream fining along gravel-bed rivers ? Geomorphology, 22: 39-56

Richards, G.A., Julien, P.Y., 2003. Dam impacts on and restoration of an alluvial river-Rio Grande, New Mexico. International Journal of Sediment Research, 18 (2): 89-96.

Rinaldi, M., Casagli, N., Dapporto, S., Gargini, A., 2004. Monitoring and modelling of pore water pressure changes and riverbank stability during flow events. Earth Surface Processes and Landforms, 29 (2): 237-254.

Rollet, A.J., 2008. Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage : le cas de la basse vallée de l'Ain. Thèse de doctorat. Université Jean Moulin Lyon 3, p. 305.

Rosgen, D. L., 1994. A Classification of Natural Rivers, Catena, 22: 169-199.

Rotaru, E., Le Coz, J., Drobot, R., Adler, M.J., Dramais, G., 2006. ADcp measurements of suspended sediment fluxes in Banat rivers, Romania. Balwois, Ohrid, Macedonia, 23-26 May 2006, p. 13.

Sabatier, F., Suanez, S., 2003. Soreline changes of the Rhone delta coast since the end of 19th century. Géomorphologie: relief, processus, environnement, 4: 283-300.

Salvador, P.G., Berger, J.F., Fontugne, M., Gauthier, E., 2005. Etude des enregistrements sédimentaires Holocènes des paléoméandres du Rhône dans le secteur des Basses Terres (Ain, Isère, France). Quaternaire, 16, (4): 315-328.

Schmitt, L., Maire, G., Humbert, J., 2001. La puissance fluviale: définition, intérêt et limites pour une typologie hydro-géomorphologique de rivière. Z. Geomorph. N. F. 45, 2: 201 - 224.

Schoklitsch, A., 1934. Geschiebetrieb und die Geschiebefracht. Wasserkraft und Wasserwirtschaft. J99, 39, Heft 4.

Schumm, S.A., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implication. Society of Economic Paleontogist and mineralogist, 31(Spec. publ.): 19-29.

Schumm, S.A., Rutherford, I.D., Brooks, J., 1994. Pre-cutoff morphology of the Lower Mississippi River. In: Schumm, S.A., Winkley, B.R. (Eds.), The variability of large alluvial rivers. American Society of Engineers Press, New York: 13–44.

Sear, D.A., 1995. Morphological and sedimentological changes in a gravel-bed river following 12 years of flow regulation for hydropower. Regulated Rivers : Research and Management, 10 : 247-264.

Service Hydrographique, 1924. Carte topographique 1:150000.

Service Géographique de l'Armée, 1910. Cartes topographiques 1:100000. Feuilles Sf. Gheorghe, Mahmudia et Jurilovca si Dunavățul de Sus.

Service Géographique de l'Armée, 1939. Carte topographique 1:200000.

Sestini, G., 1992. Implications of Climatic Changes for the Nile Delta, in Jeftic, L., Milliman, J.D., and Sestini, G.(editors),Climatic Change and the Mediterranean, Edward Arnold, New York: 535-601.

Shields, A., 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. Mitteilunger der Preussischen Versuchsanstalt fur Wasserbau und Schiffbau, 26: 5–24.

Shields, F.D., Nunnally, N.R., Asce, A.M., 1984. Environmental aspects of clearing and snagging. Journal of Environmental Engineering, 110 (1): 152-165.

Shields, F.D., Simon, A., Steffen, L.J., 2000. Reservoir effects on downstream river channel migration. Environmental Conservation, 27 (1): 54-66.

Smith, L.M., Winkley, B.R., 1996. The response of the Lower Mississippi River to river engineering. Engineering Geology, 45(1-4): 433-455.

Smith, N.D., Perez-Arlucea, M., 2008. Natural levee deposition during the 2005 flood of the Saskatchewan River. Geomorphology, 101: 583–594.

Spratt, C., Hartley, C.A., 1857. Plan du Danube. Commission Européenne du Danube.

Stanley, J.W., 1951. Retrogression of the Lower Colorado River after 1935. Trans. Am. Soc. Civ. Eng., 116: 943–957.

Stanley, D.J., Warne, A.G., 1993. Nile delta: recent geological evolution and human impact. Science, 260: 228-231.

Stanley, D.J., 1996. Nile delta: extreme case of sediment entrapment on a delta plain and consequent coastal land loss. Marine Geology, 129: 189-195.

Starckel, L., 1983. Climate change and fluvial response. In: R. Gardner (Editor), Mega-geomorphology, Oxford: 195-211.

Stănică A., Dan S., Ungureanu Gh., 2007. Coastal changes at the Sulina mouth of the Danube River as a result of human activities. Marine Pollution Bulletin, 55 (10-12):555-563.

Stănică, A., Panin, N., 2009. Present evolution and future predictions for the deltaic coastal zone between the Sulina and Sf. Gheorghe Danube river mouths (Romania). Geomorphology, 107, (1-2): 41-46.

Steiger, J., Gurnell, A.M., Ergenzinger, P., Snelder, D., 2003, s, 26, 91-10, 2003. Sedimentation in the riparian zone of an incising river. Earth Surface Processes and Landforms, 26: 91-100.

Surian, N., 2002. Downstream variation in grain size along an Alpine river: analysis of controls and processes. Geomorphology, 43: 137– 149.

Surian, N., Rinaldi, M., 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. Geomorphology, 50(4): 307-326.

Swithenbank, J., Beer, J. M., Taylor, D. S., Abbot, D., McCreath, G. C., 1977. A laser diagnostic technique for the measurement of droplet and particle size distributions. Progress in Astronautics and Aeronautics, 53: 421-447.

Thorne C.R., Lewin, J., 1979. Bank process, bed material movement and planform development in a meandering river. In Rhodes D.D. et G.P. Williams (eds.), Adjustments of the fluvial system, Dubuque, IA: 117-137.

Thorne, P.D., Vincent, C.E., Harcastle, P.J., Rehman, S., Pearson, N., 1991. Measuring suspended sediment concentrations using acoustic backscatter devices. Marine Geology 98. Elsevier, Amsterdam: 7 – 16.

Thorne, P. D., Hanes, D. M., 2002. A review of the application of acoustics to small scale sediment processes, Continental Shelf Research, 22 (4): 603 – 632.

Tiegs, S.D., Pohl, M., 2005. Planform channel dynamics of the lower Colorado River: 1976–2000. Geomorphology, 69: 14–27.

Timar, G., 2003. Controls on channel sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. Quaternary Science Review, 22: 2199-2207.

Tucker, G.E., Slingerland, R., 1997. Drainage basin responses to climate change. Water Ressources Research, 33 (8): 2031–2047.

Tukur, A.L., Mubi, A.M. 2002. Impact of Kiri dam on the lower reaches of the river Gongola, Nigeria, GeoJournal, 56: 93–96.

UNDP/GEF, 1999. Danube River Basin Pollution Reduction Programme Report – Rolf Niemeyer, GFA – Umwelt, Danube Pollution Reduction Programme, UNDP/GEF Assistance, p. 280.

Ungureanu, G.V., Stănică, A., 2000. Impact of human activities on the evolution of the Romanian Black Sea beaches, Lakes& Reservoirs: Research and Management, 5: 111-115.

Uribelarrea, D., Pérez-Gonzalez, A., Benito, G., 2003. Channel changes in the Jarama and Targus rivers (central Spain) over the past 500 years. Quaternary Science Reviews: 2209-2221.

Vandenberghe, J., 2003. Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. Quaternary Science Reviews, 22: 2053-2060.

Van Den Berg, J.H., Van Gelder, A., 1998. Flow and sediment transport over large subaqueous dunes: Fraser River, Canada. Sedimentology, 45: 217-221.

Van Maren, D.S. 2007. Grain size and sediment concentration effects on channel patterns of silt-laden rivers. Sedimentary Geology, 202 (1-2): 297-316.

Van Rijn, L.C., 1984. Sediment transport: Part I–III. J. Hydraul. Eng., 110: 1431–1754.

Vespremeanu, E.E., 1983. Geomorphological evolution of the Sfântu Gheorghe arm mouth (Danube Delta, North-West of the Black Sea) in the last 200 years. Rev. Roum. Géol., Géophys., Géographie, Tome 27: 61-68.

Visher, G.S., 1969. Grain size distributions and depositional processes. Journal of Sedimentary Petrology, 39: 1074-1106.

Vörösmarty, C.J., Sharma, K., Fekete, B., Copeland, A.H., Holden, J., Marble, J., Lough, J.A., 1997. The storage and aging of continental runoff in large reservoir systems of the world. Ambio, 26: 210– 219.

Vörösmarty, C.J., Meybeck, M., Fekete, B., Sharma, K., Green, P., Syvitski, J.P.M., 2003. Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. Global Planetary Change, 39: 169-190.

Walling, D.E., He, Q., 1997. Use of fallout Cs-137 in investigations of overbank sediment deposition on river floodplains. CATENA, 29 (3-4): 263-282.

Walling, D.E., He, Q., 1998. The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains. Geomorphology, 24 (2-3): 209-223.

Walling, D.E., Bradley, S.B., 1989. Rates and patterns of contemporany floodplain sedimentation: a case study of the River Culm, Devon, UK. Geojournal, 19: 53-62.

Walling, D.E., Fang, D., 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. Global and Planetary Change, 39: 111– 126.

Wang, S., Hassan, M.A., Xie, X., 2006. Relationship between suspended sediment load, channel geometry and land area increment in the Yellow River Delta. Catena, 65: 302 – 314.

Wang, Z., Wu, B., Wang, G., 2007. Fluvial processes and morphological response in the Yellow and Weihe Rivers to closure and operation of Sanmenxia Dam. Geomorphology, 91(1-2): 65-79.

Warrick, J.A., Mertes, L.A.K., Washburn, L., Siegel, D.A., 2004. Dispersal forcing of southern California river on field and remote sensing observations. Geo-Mar Lett, 24: 46–52.

Weiss, E. L., Frock, H. N., 1976. Rapid Analysis of Particle Size Distributions by Laser Light Scattering. Powder Technology, 14, p. 287.

Wen, B., Aydin, A., Duzgoren-Aydinn, N.S., 2002. A comparative study of particle size analyses by sieve-hydrometer and laser diffraction methods. Geotech. Test. J. 25 (4): 434–442.

Werritty, A., Paine, J.L., Macdonald, N., Rowan, J.S., McEwen, L.J., 2006. Use of multi-proxy flood records to improve estimates of flood risk: Lower River Tay, Scotland. CATENA, 66 (1-2): 107-119.

Weydert, P., 1976. Manuel de sédimentométrie et d'arénologie. Laboratoire de Géologie Marine de Marseille-Luminy, p. 61.

Williams, G.P., Wolman, G.P., 1984. Downstream effects of dams on alluvial rivers. USGS circular 781, p. 48.

Williams, N.D., Walling, D.E., Leeks, G.J.L., 2007. High temporal resolution in situ measurement of the effective particle size characteristics of fluvial suspended sediment. Water research, 41: 1081–1093.

Winkley, B.R., 1982. Response of the Lower Mississippi to River Training and Realignement. Gravel-bed Rivers: 659-681.

Wolfert, H.P., Hommel, P.W.F.M., Prins, A.H., Stam, M.H., 2002. The formation of natural levees as a disturbance process significant to the conservation of riverine pastures. Landscape Ecology, 17 (Suppl. 1): 47–57.

Wright, L.D., Coleman, J.M., 1973. Variations in morphology of major river as functions of ocean wave and river discharge regimes. American Association of Petroleum Geology Buletin, 57: 370-398.

Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. Marine Geology, 56: 93-118.

Wu, H., Shen, H., Wang, Y., 2003. Evolution of mouth bars in the Changjiang estuary, China: a GIS supporting study. International Conference on Estuaries and Coasts November 9-11, Hangzhou, China: 205-213.

Wyżga, B., 1999. Estimating mean flow velocity in channel and floodplain areas and its use for explaining the pattern of overbank deposition and floodplain retention. Geomorphology, 28: 281–297.

Xu, J., 1990. An experimental study of complex response in river channel adjustment downstream from a reservoir. Earth Surface Processes and Landforms, 15: 43-53.

Xu, J., 1996. Underlying gravel layers in a large sand bed river and their influence on downstream-dam channel adjustment. Geomorphology, 17: 351-359.

Xu, J., 2002. River sedimentation and channel adjustment of the lower Yellow River as influenced by low discharges and seasonal channel dry-ups. Geomorphology, 43: 151– 164.

Yeakel, L.S., 1962. Tuscarora, Juanita and Bald Eagle paleocurrents and paleogeography in the central Appalachians. Geological Society of America Bulletin, 73: 1515–1540.

Yorke, T.H., Oberg, K.A., 2002. Measuring river velocity and discharge with acoustic Doppler profilers. Flow Measurement and Instrumentation, 13(5-6): 191-195.